

# СОДЕРЖАНИЕ

---

---

Номер 4, 2024

---

---

- Закон продуктивности землетрясений в модели Олами–Федера–Кристенсена–Журкова  
*А.С. Черепанцев, В.Б. Смирнов* 3
- Постсейсмические процессы в области землетрясения Чигник на Аляске 29.07.2021 г. Часть I:  
результаты моделирования  
*А.М. Конвисар, В.О. Михайлов, В.Б. Смирнов, Е.П. Тимошкина* 21
- Постсейсмические процессы в области землетрясения Чигник на Аляске 29.07.2021. Часть II:  
развитие смещений во времени и связь с афтершоковой активностью  
*В.Б. Смирнов, В.О. Михайлов, А.М. Конвисар* 35
- Характерное распределение глубин коровых землетрясений Южной Сибири  
*П.А. Малютин, А.А. Скоркина, И.А. Воробьева, С.В. Баранов,  
С.Д. Маточкина, А.П. Молокова, П.Н. Шебалин* 50
- Компенсационные движения в очаговой зоне высокомагнитудного роя землетрясений 2023 г.  
в провинции Герат, Афганистан  
*Р.Э. Татевосян, А.В. Пономарев, Е.П. Тимошкина, Ж.Я. Антекман* 64
- Новейшая тектоническая эволюция Кавказа: современные вертикальные движения  
и механизм деформирования земной коры  
*В.Н. Татарин, В.И. Кафтан, А.И. Маневич, Б.А. Дзобоев, Б.В. Дзеранов,  
А.М. Авдоница, И.В. Лосев, А.А. Королькова* 76
- Подход к интерпретации естественных индикаторов состояния космической погоды  
для оценки эффектов ее воздействия на высокоширотные энергосистемы  
*А.В. Воробьев, А.Н. Лапин, А.А. Соловьев, Г.Р. Воробьева* 100
- О геомагнитных и ионосферных вариациях после сильного извержения вулкана Шивелуч 2023 г.  
*С.А. Рябова, С.Л. Шалимов* 111
- Магнитная стратиграфия нижнедевонских отложений острова Западный Шпицберген  
(свита Френкельриджен)  
*А.Г. Иосифиди, Н.В. Сальная* 123
- Низкое палеополе в протерозое: определение палеонапряженности на вулканитах  
Украинского щита возрастом 1.75 млрд лет  
*В.В. Щербакова, Г.В. Жидков, В.П. Щербаков, Н.А. Афиногенова* 142

Относительная палеонапряженность геомагнитного поля за последние 9000 лет по донным осадкам озера Шира, северная Хакасия, определенная по методу псевдо-Телье <i>Д.М. Кузина, В.П. Щербаков, Н.В. Сальная, А.Р. Юсупова, Х-Ч. Ли, Д.К. Нурғалиев</i>	161
---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	-----

---

### **Дискуссия**

Актуальные вопросы гидрогеологии сейсмогенных разломных зон <i>Г.Г. Кочарян, И.В. Шатунов</i>	182
--------------------------------------------------------------------------------------------------	-----

О флюидометаморфическом режиме глубинных разломных зон (в связи со статьей Г.Г. Кочаряна и И.В. Шатунова “Актуальные вопросы гидрогеологии сейсмогенных разломных зон”) <i>М.В. Родкин</i>	212
-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	-----

---

---

## ЗАКОН ПРОДУКТИВНОСТИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В МОДЕЛИ ОЛАМИ–ФЕДЕРА–КРИСТЕНСЕНА–ЖУРКОВА

© 2024 г. А. С. Черепанцев<sup>1, \*</sup>, В. Б. Смирнов<sup>2,3, \*\*</sup>

<sup>1</sup>Южный федеральный университет, г. Ростов-на-Дону, Россия

<sup>2</sup>Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, физический факультет,  
г. Москва, Россия

<sup>3</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

\*E-mail: s6319a@mail.ru

\*\*E-mail: vs60@mail.ru

Поступила в редакцию 17.01.2024 г.

После доработки 29.01.2024 г.

Принята к публикации 05.02.2024 г.

Обобщенная клеточная модель, основанная на модели клеточного автомата Олами–Федера–Кристенсена и модифицированная посредством учета долговечности материала на основе кинетической концепции прочности твердых тел академика С.Н. Журкова, использована для моделирования и прояснения природы статистического закона продуктивности землетрясений. Модифицированной модели дано название модель Олами–Федера–Кристенсена–Журкова (ОФКЖ). В модели ОФКЖ реализуются основные статистические закономерности сейсмичности: законы Гутенберга–Рихтера и Омори–Утсу, закон Бота, фрактальная геометрия сейсмичности, закон продуктивности землетрясений. Показано, что кластеризация модельных событий (аналогов землетрясений), отвечающая закону продуктивности землетрясений, обусловлена кинетической компонентой модели ОФКЖ. Получены зависимости величины продуктивности от прочности материала и температуры среды, рассмотрено влияние на продуктивность параметра Журкова и параметра связи ячеек в клеточной модели (степени диссипативности модели). Показано, что выявленные зависимости продуктивности от прочности и температуры согласуются с имеющимися эмпирическими данными.

*Ключевые слова:* продуктивность землетрясений, клеточная модель, кинетика разрушения, компьютерное моделирование.

**DOI:** <https://doi.org/10.31857/S0002333724040017>, **EDN:** FXXIPY

### ВВЕДЕНИЕ

Закон продуктивности землетрясений отражает степенной характер распределения кластеров в определенном смысле связанных землетрясений по количеству сейсмических событий в кластере [Шебалин и др., 2018; Баранов и др., 2020; Shebalin et al., 2020; 2022]. Под продуктивностью понимается величина, обратная к показателю экспоненциального распределения, численно равная среднему количеству событий в кластере. Для выявления кластеризованных событий используется мера близости землетрясений в пространстве–времени–энергии, опирающаяся на представления обобщенного закона повторяемости землетрясений (известного также как закон подобия землетрясений) [Baiesi, Paczuski, 2004; Zaliapin et al., 2008]:

$$\eta_{ij} = \begin{cases} (t_j - t_i) \cdot r_{ij}^{d_f} \cdot 10^{-bm_i}, & t_j > t_i \\ \infty, & t_j \leq t_i, \end{cases} \quad (1)$$

где:  $t$  – время соответствующего события;  $r_{ij}$  – расстояние между событиями;  $d_f$  – фрактальная размерность пространственного распределения событий;  $m_i$  – магнитуда  $i$ -го события;  $b$  – параметр Гутенберга–Рихтера. Кластер определяется заданием порога близости событий в метрике (1). Для выбора порога, отделяющего кластеризованные события от фоновых, используется процедура “перемешивания” событий каталога по времени, разрушающая временную связность сейсмических событий [Shebalin et al., 2020].

Вопрос о физике закона продуктивности землетрясений остается пока открытым. Известны

исследования, направленные на прояснение природы закона продуктивности как со статистических позиций [Molchan et al., 2022], так и посредством поиска физических факторов, влияющих на параметры этого закона [Shebalin et al., 2020; Малютин, 2023; Маточкина, 2023; Trugman, Ben-Zion, 2023; Baranov et al., 2024; Моторин и др., 2024].

В настоящей работе мы использовали обобщенную клеточную модель, основанную на модели клеточного автомата Олами–Федера–Кристенсена и модифицированную [Черепанцев, 2023] введением в нее представлений о долговечности материала на основе кинетической концепции прочности твердых тел академика С.Н. Журкова [Журков, 1957; 1968]. Целью работы было выявление зависимостей величины продуктивности от параметров модели, имеющих физическое содержание.

### КЛЕТОЧНАЯ МОДЕЛЬ ОЛАМИ–ФЕДЕРА–КРИСТЕНСЕНА

Применение концепции клеточных автоматов на основе модели Олами–Федера–Кристенсена (ОФК) [Olami et al., 1992] для задач физики сейсмического режима и объяснения статистических закономерностей сейсмичности имеет давнюю историю. Эта модель использовалась для интерпретации некоторых степенных распределений параметров сейсмичности как проявлений самоорганизованной критичности. Обзор истории вопроса и основных достижений, полученных в этом направлении, можно найти в работах [Christensen., 1992, Lise, Paczuski, 2001; Hergarten, Krenn, 2011]. Отметим при этом, что несмотря на простоту модели, в настоящее время нет пока общепринятого мнения о возможности достижения критического состояния в диссипативной модели ОФК. Ряд авторов находят критичность состояния системы при увеличении размера решетки и проверки условия конечно-размерного скейлинга [Miller, Boulter, 2001], другие же, используя подходы теории ветвящихся процессов, определяют состояние как “почти критическое” [Carvalho, Prado, 2000].

Клеточная модель ОФК рассматривается иногда как упрощенная компьютерная реализация (приближение) блоковой модели Барриджа–Кнопова [Burrige, Knopoff, 1967; Christensen, Olami, 1992]. Модель ОФК задается системой элементов (ячеек) двумерной решетки. Каждому элементу приписывается параметр  $\sigma_{i,j}$  с исходным случайным значением в диапазоне  $0 \leq \sigma_{i,j} < \sigma_{\max}$ . Эволюция состояния

решетки в модели обеспечивается путем задания приращения параметра  $\sigma_{i,j}$  на каждом шаге на заданную величину. При достижении или превышении значениями  $\sigma_{i,j}$  в ячейках предельной величины  $\sigma_{\max}$ , значение в ячейке сбрасывается в ноль (ячейка “разрушается”), а соседние ячейки получают приращение  $\Delta = \alpha \cdot \sigma_{i,j}$ . Параметр  $\alpha$  называемый иногда параметром связи, является основным параметром модели. Для двумерной решетки и четырех соседних элементов  $\alpha$  может принимать значения  $0 < \alpha < 1/4$ . Модель в этом случае является диссипативной, поскольку при каждом сбросе ячейки происходит диссипация на величину  $(1 - 4\alpha)\sigma_{i,j}$ . Если “разрушение” происходит одновременно в соседних ячейках, то их объединяют в единое событие — сброс, величина  $S$  которого определяется количеством составляющих его ячеек. Применительно к сейсмологии такое множество ячеек размера  $S$  соотносят с очагом землетрясения. Поскольку в рамках самоподобной модели очага землетрясения [Aki, 1967] его энергия пропорциональна кубу линейного размера очага  $l$ , а магнитуда связана с энергией соотношением  $\lg E = 1.5M + \text{const}$ , магнитуда землетрясения пропорциональна логарифму площади поверхности очага:  $M \propto \lg l^2$  [Касахара, 1985]. Это позволяет соотносить логарифм величины  $S$  в модели ОФК с магнитудой землетрясения. Величину  $\sigma_{i,j}$  в некоторой ячейке соотносят обычно с напряжениями в некоторой точке среды.

Модель ОФК с открытыми граничными условиями после конечного числа итераций переходит в стационарное состояние [Christensen, 1992]. Оно характеризуется степенной зависимостью распределения сбросов по размерам  $F(S) \sim S^{-\tau}$  с показателем  $\tau \approx 0.8$ , близким к значению параметра Гутенберга–Рихтера  $b$  в законе повторяемости землетрясений и фрактальным распределением эпицентров сбросов на поверхности решетки с фрактальной размерностью  $d_2 \approx 1.5$ , близкой к наблюдаемому значению  $d_2$  для эпицентров землетрясений.

В работах [Hergarten, Neugebauer, 2002; Helmstetter et al., 2004] была рассмотрена возможность возникновения афтершоковых последовательностей в диссипативной модели ОФК. Авторами показано наличие временных структур, напоминающих последовательности афтершоков в реальных сейсмических каталогах. При этом афтершоки в модели ОФК не могут наблюдаться, если отсутствует приращение параметра  $\sigma_{i,j}$ , в отличие от общепринятого подхода к афтершокам как релаксационном отклике на землетрясение большой магнитуды.

Кроме того, в модели ОФК количество событий, происходящих во временном окне  $T$  до и после основного события, должно быть равным, тогда как в натурной сейсмичности форшоковая активизация (если она присутствует) бывает выражена гораздо слабее, чем афтершоковая.

Другой подход введения в модель ОФК механизма временной связности сбросов основан на задании внешнего приращения параметра  $\sigma_{i,j}$  на каждом шаге итерации не на постоянное значение, а согласно временной функции, описывающей максвелловскую вязкоупругую связь [Nakanishi, 1992]. Такая модель является клеточным приближением механической упруго-блоковой модели, расположенной на вязкоупругом основании, движущимся с постоянной скоростью. Полученные в работе модельные расчеты показывают возможность возникновения последовательности афтершоков с параметром Омори, близким к значениям для природных афтершоков. Такой результат можно соотнести с гипотезой, объясняющей убывание природной афтершоковой активности процессами вязкой релаксацией напряжений.

Иерархическая клеточная модель рассмотрена в работе [Narteau et al., 2000]. В модели получены пространственно-временная кластеризация событий, реалистичные афтершоковые последовательности, подчиняющиеся закону Омори, и степенное распределение событий по размерам (закон Гутенберга–Рихтера).

### МОДЕЛЬ ОЛАМИ–ФЕДЕРА–КРИСТЕНСЕНА–ЖУРКОВА

Концепция рассмотрения процесса разрушения твердых тел с позиций физической кинетики была предложена академиком С.Н. Журковым [Журков, 1957; 1968]. Схожая концепция долговечности материалов известна также как коррозия напряжений [Scholz, 1968a], обзор этого направления можно найти в работах [Anderson, Grew, 1977; Hill, Prejean, 2015].

Идея кинетической концепции Журкова заключается в том, что разрушение материала развивается постепенно вследствие термически активируемых кинетических процессов на микроуровне и проявляется в накоплении микроразрушений. Это приводит к тому, что макроразрушение материала определяются не только уровнем напряжений, но и временем, в течение которого материал находится в напряженном состоянии. Формула Журкова для долговечности материала под нагрузкой имеет вид:

$$\tau = \tau_0 \exp \frac{U_0 - \gamma \sigma}{kT}, \quad (2)$$

где:  $U_0$  – энергия диссоциации межатомной связи;  $\tau_0 \approx 10^{-13}$  с – период тепловых колебаний атомов;  $T$  – температура;  $k$  – постоянная Больцмана. Параметр  $\gamma$  – структурно-чувствительный параметр Журкова, определяющий уменьшение прочности межатомной связи под действием напряжений  $\sigma$ . Величина  $\gamma$  пропорциональна перенапряжению на межатомных связях по сравнению со средним значением напряжения в образце. Предел прочности материала  $\sigma_0$ , определяемый как порог напряжений, при достижении которого материал мгновенно разрушается, равен согласно (2)  $\sigma_0 = U_0 / \gamma$ . Если напряжения меньше предела прочности, то согласно кинетической концепции (в отличие от инженерной концепции предела прочности) разрушение тоже происходит, но спустя некоторое время, определяемое формулой Журкова (2). Кинетическая концепция прочности (или аналогичная ей концепция коррозии напряжений) находит различные применения в физике сейсмического процесса и, в частности, в объяснении закономерностей релаксационных и других переходных режимов сейсмичности [Scholz, 1968b; Narteau et al., 2002; 2003; Смирнов и др., 2010; 2019; Varanov et al., 2024]. Подробное обсуждение этого вопроса можно найти в работе [Смирнов, Пономарев, 2020].

В работе [Черепанцев, 2023] была предложена модификация клеточной модели ОФК с помощью кинетической концепции Журкова, позволившая моделировать афтершоковые последовательности, подчиняющиеся закону Омори. Идея модификации состоит в том, что разрушение ячейки может происходить при величине  $\sigma_{i,j}$ , меньшей, чем пороговое значение  $\sigma_{\max}$ . Будем обозначать эту модифицированную модель как ОФКЖ (модель Олами–Федера–Кристенсена–Журкова).

В модели ОФКЖ будем трактовать величину  $\sigma_{i,j}$  как напряжения, действующие в некоторой точке среды. Критерий сброса напряжений в ячейке решетки по достижении порогового значения (критерий прочности) заменяется критерием достижения времени нахождения ячейки под нагрузкой пороговой долговечности в соответствии с (2). Этот критерий в случае переменного во времени напряжения  $\sigma$ , входящего в (2), реализуется согласно рекомендациям работы [Регель и др., 1974] на основе принципа Бейли [Bailey, 1939], отражающего физический процесс накопления дефектов в материале под нагрузкой.

Условие сброса ячейки определяется суперпозицией временных участков накопления дефектов с разной скоростью, зависящей от изменения во времени напряжений  $\sigma_{i,j}(t)$ :

$$D_{i,j}(t_k) = \sum_{l=1}^k \frac{\Delta t_l}{\tau(\sigma_{i,j}(t_l))} \geq 1, \quad (3)$$

где:  $\tau(\sigma_{i,j}(t))$  – время разрушения элемента  $(i, j)$  согласно (2);  $l=1, \dots, k$  – номер временной итерации;  $k$  – номер итерации, на которой происходит сброс. Будем называть данный параметр степенью дефектности элемента, диапазон его изменений до наступления разрушения  $0 \leq D < 1$ . Если трактовать величину  $\tau(\sigma)$  из (2) как среднее время до разрушения при постоянном напряжении  $\sigma$ , то при ступенчатом изменении напряжения во времени отношение  $\Delta t_l / \tau(\sigma_{i,j})$  имеет смысл вероятности разрушения на  $l$ -ом шаге, а повреждаемость  $D_{i,j}(t_k)$  – вероятности разрушения к моменту времени  $t_k$ .

Таким образом, в клеточной модели ОФКЖ состояние элемента (ячейки) в произвольный момент времени  $t$  определяется массивом значений напряжений  $\{\sigma_{i,j}\}$  и массивом значений степени дефектности  $\{D_{i,j}\}$  элементов.

Для удобства численной реализации модели ОФКЖ перепишем (2) в виде:

$$\tau = A \cdot e^{\frac{S^* - \sigma}{\theta}}, \quad (4)$$

где  $S^* = U_0 / \gamma$  – инженерный предел прочности (мгновенная прочность);  $A = \tau_0$ ;  $\theta = kT / \gamma$ .

При задании линейного во времени роста напряжений в элементах  $\sigma(t) = \sigma_0(t_0) + \beta(t - t_0)$  (что применительно к натурным условиям соответствует линейной аппроксимации изменения тектонических напряжений за характерный период повторяемости землетрясений) скорость деформации:

$$v_D(t) = \frac{1}{A \cdot \exp\left(\frac{S^* - \sigma_0 - \beta(t - t_0)}{\theta}\right)}.$$

Увеличение степени дефектности за время  $\Delta t = t - t_0$ :

$$\Delta D = \int_{t_0}^{t_0 + \Delta t} v_D(t) dt = \frac{\theta}{\beta A} \frac{\exp\left(\frac{\beta \Delta t}{\theta}\right) - 1}{\exp\left(\frac{S^* - \sigma_0}{\theta}\right)}. \quad (5)$$

Время  $\Delta t_f$ , необходимое для достижения дефектности порогового значения  $D = 1$  при начальных условиях  $(\sigma_0, D_0)$ :

$$\Delta t_f = \frac{\theta}{\beta} \ln \left[ 1 + \frac{\beta A}{\theta} \exp\left(\frac{S^* - \sigma_0}{\theta}\right) (1 - D_0) \right]. \quad (6)$$

В модели ОФКЖ так же, как и в модели ОФК, макросброс формируется из набора сбросов соседних ячеек. При этом приращение напряжения от соседней сброшенной ячейки не меняет в текущий момент времени значение  $D$ , но определяет рост скорости деформации и достижение критической величины за малый интервал времени. В качестве масштаба процесса формирования макросброса выбирается минимальное характерное время, задаваемое (2) и (3):  $\tau_{\min} = A = \tau_0$ .

Общая схема реализации клеточной модели ОФКЖ выглядит следующим образом.

1. Задаются параметры модели:  $L \times L$  – размер решетки элементов,  $\beta$  – приращение напряжений в единицу времени,  $\alpha$  – параметр связи соседних ячеек,  $A, S^*, \theta$  – параметры кинетической модели разрушения.

2. Для модели с открытыми граничными условиями определяется случайное распределение напряжений в ячейках  $\{\sigma_{i,j}\}$  в диапазоне от 0 до  $S^*$  и нулевая во всех ячейках дефектность  $\{D_{i,j} = 0\}$ .

3. С помощью (6) определяется ближайший сбрасываемый элемент  $(k, l)$  ( $D_{k,l} = 1$ ) и время, необходимое для этого  $\Delta t_1$ . С помощью (5) рассчитывается эволюция состояний  $(\sigma_{i,j}, D_{i,j})$  элементов решетки за время  $\Delta t_1$ .

4. Определяются элементы, для которых степень дефектности  $D$  равна (или больше) единицы.

5. Четыре соседние ячейки  $(k \pm 1, l)$ ,  $(k, l \pm 1)$  получают приращение напряжения  $\Delta \sigma = \alpha \cdot \sigma_{k,l}$ . Проверяется достижение этими ячейками условия сброса (5)  $D \geq 1$ . Если оно выполняется, то в этих ячейках сбрасываются в ноль значения  $\sigma_{k,l}, D_{k,l}$ .

6. Пункты 4 и 5 повторяются до тех пор, пока не будут обработаны все элементы, получающие в ходе перераспределения сбрасываемых напряжений значения  $D \geq 1$ . При образовании сбросов в смежных ячейках регистрируются макросбросы, представляющие собой связанные области объединения смежных сброшенных ячеек. Макросбросы рассматриваются как “сейсмические события”, им приписывается размер, равный

количеству составляющих их ячеек, время, координаты (координаты центра массы макросброса – аналог координат центроид-момента землетрясения), координата первой сброшенной ячейки, входящей в макросброс (аналог инструментальных координат очага землетрясения), координаты сброшенной ячейки, внесшей последнее приращение напряжения в данный макросброс.

7. Переход к пункту 3 и циклическое повторение всех расчетных процедур до достижения исходно заданных значений параметров числа рассчитываемых макросбросов или достижения заданного времени эволюции модели.

Результатом расчета является каталог макросбросов, включающий в себя параметры, перечисленные в п. 6. Будем далее называть такие макросбросы событиями.

Выбор параметров модели для расчета определяется задачей разделения временных масштабов различных процессов с учетом компьютерных вычислительных возможностей: процесса генерации событий за счет линейного роста “тектонических” напряжений (назовем такой процесс фоновым), кинетического процесса роста степени дефектности элемента модели и процесса формирования события.

Временной масштаб фонового процесса можно определить средним периодом сбросов отдельных элементов с учетом приращения напряжения во времени со скоростью  $\beta$  плюс приращения напряжения за счет сброса четырех соседних элементов:  $T_1 = \frac{S^*(1-4\alpha)}{\beta}$ .

Вклад в приближение ячейки к порогу сброса вносит как скорость роста “тектонических” напряжений  $\beta$ , так и собственно кинетика разрушения при постоянных значениях напряжения. Чтобы выделить второй механизм, найдем соотношение параметров модели, когда первым механизмом можно пренебречь (в случае преобладания первого механизма модель ОФКЖ переходит просто в модель ОФК).

Приращение степени дефектности за счет первого механизма в соответствии с (5) и при условии  $\frac{\beta\Delta t}{\theta} < 1$ :

$$\Delta D(\Delta t) \approx \frac{1}{A} \frac{1}{\exp\left(\frac{S^* - \sigma_0}{\theta}\right)} \left[ \Delta t + \frac{\beta\Delta t^2}{2\theta} \right]. \quad (7)$$

Второе слагаемое в (7) определяет первый механизм приращения дефектов, первое слагаемое, соответственно, второй механизм. Тогда условие  $\Delta t \ll \tau^*$ , где  $\tau^* = 2\frac{\theta}{\beta}$  определяет временной масштаб, на котором кинетика является определяющей в дефектообразовании.

Временной масштаб формирования события (макросброса) путем объединения соседних сброшенных ячеек определяется значением параметра  $A$  в (3).

Таким образом, для наших исследований параметры модели ОФКЖ следует выбирать исходя из выполнения условий:

$$T_1 \gg \tau^* \gg A. \quad (8)$$

Характерные значения параметров, использованных, в настоящей работе составляют:  $A \approx 10^{-4}$ ,  $\theta = 4-9$ ,  $S^* \geq 10^3$ ,  $\beta = 2 \cdot 10^{-2}$ ,  $\alpha \approx 0.2$ . Соответствующие временные масштабы:  $T_1 = 10^4$ ,  $\tau^* \approx 4-9 \cdot 10^2$ ,  $A \sim 10^{-4}$  удовлетворяют условию (8).

В качестве иллюстрации модельных расчетов на рис. 1 представлен фрагмент временной последовательности событий в модели ОФКЖ. Видно образование крупных событий и их афтершоковых последовательностей (показаны сверху).

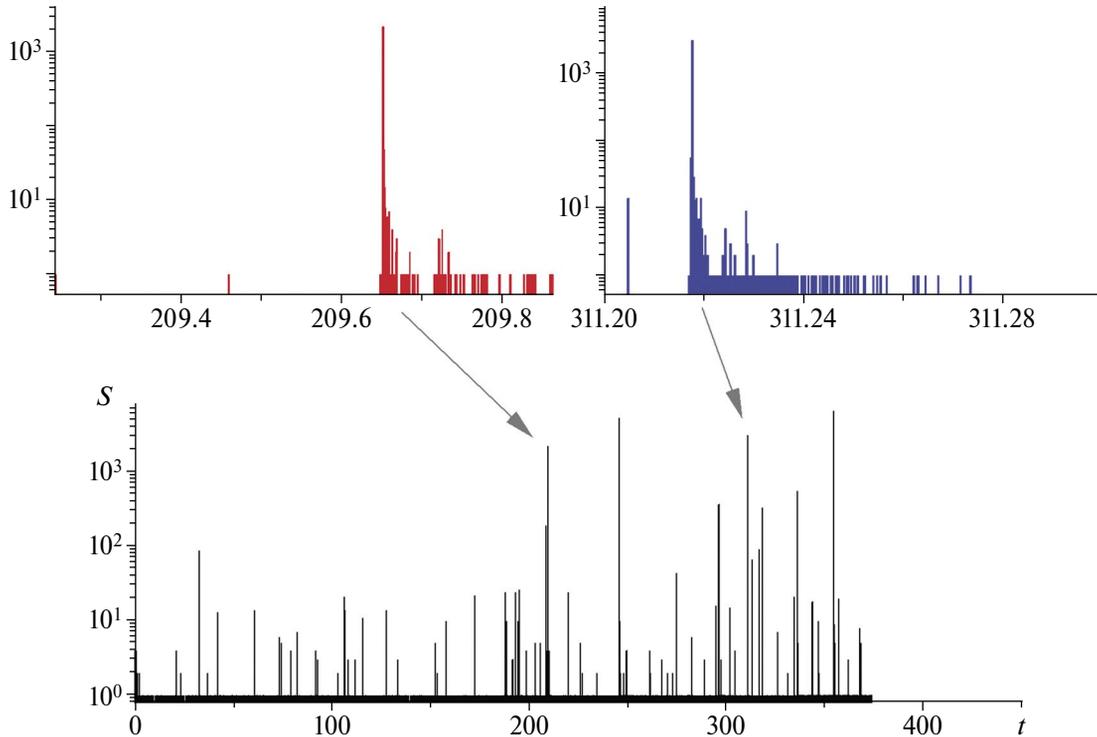
## СТАТИСТИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ “СЕЙСМИЧНОСТИ” В МОДЕЛИ ОФКЖ

В работе [Черепанцев, 2023] было показано, что в определенном диапазоне параметров модель ОФКЖ позволяет воспроизвести некоторые статистические закономерности сейсмичности. Кратко проиллюстрируем это на примерах.

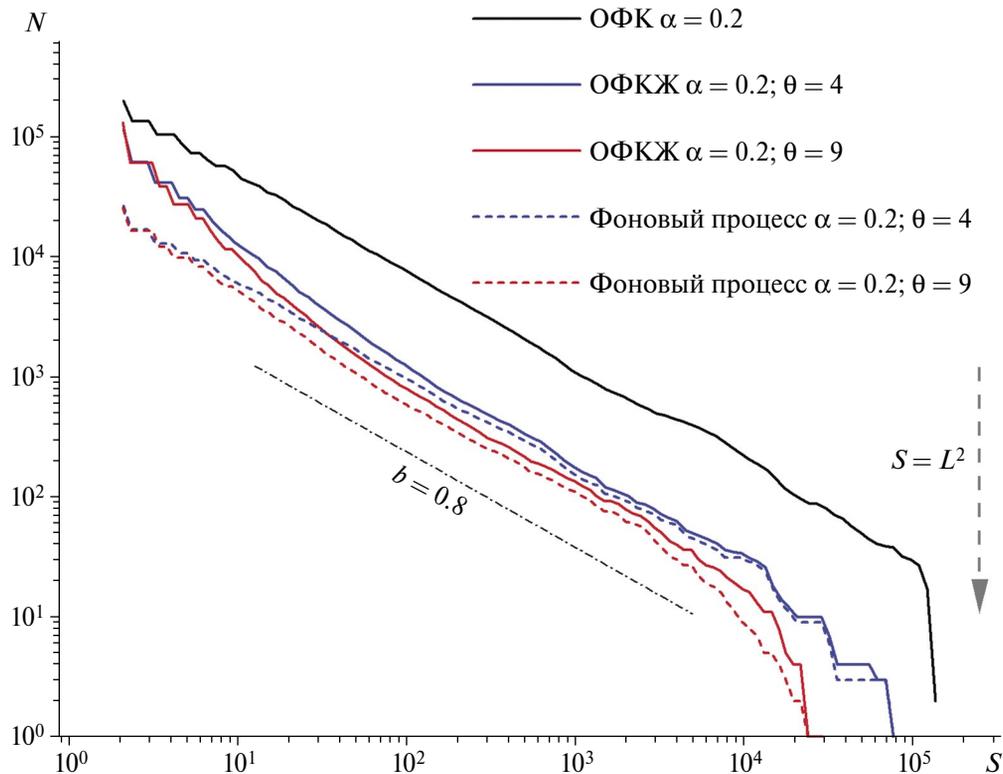
### Закон Гутенберга–Рихтера

На рис. 2 представлены кумулятивные графики повторяемости по данным модельных каталогов событий. Напомним, что привычная для сейсмологии магнитуда события определится в модели как  $M = \lg S + \text{const}$ .

Видно, что график повторяемости близок к линейному, и величина его наклона близка к значению характерному для натурной сейсмичности. Пунктирной стрелкой на рис. 2 показана величина максимально возможного события, определяемого размером решетки  $L \times L$ . Этим ограничением, вероятно, обусловлен загиб графика повторяемости на больших событиях.



**Рис. 1.** Фрагмент временной последовательности событий в модели ОФКЖ (нижний рисунок). На верхних рисунках более подробно показаны примеры модельных афтершоковых последовательностей для главных событий величиной  $S > 10^3$ . Параметры модели:  $L \times L = 500 \times 500$ ,  $\alpha = 0.235$ ,  $A = 1 \cdot 10^{-4}$ ,  $S^* = 10^3$ ,  $\theta = 9$ ,  $\beta = 0.02$ .



**Рис. 2.** Кумулятивный график повторяемости событий в модели ОФКЖ (распределение событий по их величине:  $N(s \geq S)$ ) при различных значениях  $\theta$ . Пунктирные кривые соответствуют распределению с удаленными афтершоками. Для сравнения показаны результаты для модели ОФК (предельный переход от ОФКЖ к ОФК достигается при  $\theta \rightarrow 0$ ).

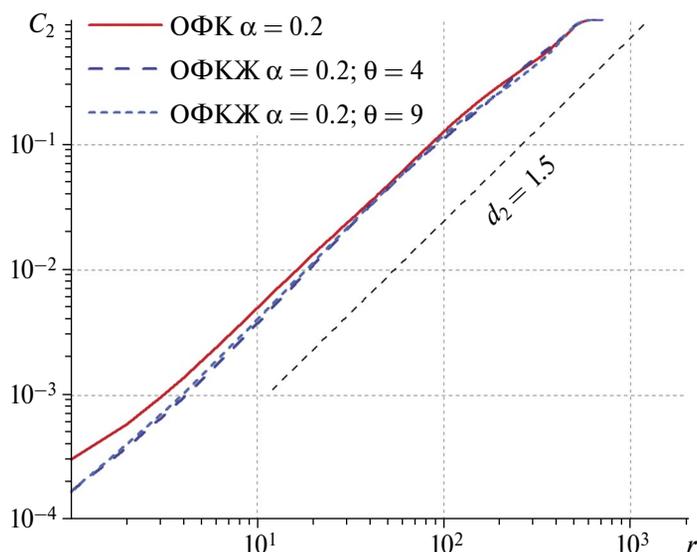
**Фрактальная геометрия множества эпицентров**

На рис. 3 представлены корреляционные интегралы, построенные по координатам событий в модели ОФКЖ. Видно, что в диапазоне расстояний, перекрывающем более двух порядков, графики корреляционных интегралов прямолинейны, а величина корреляционной размерности близка к значению, характерному для природной сейсмичности.

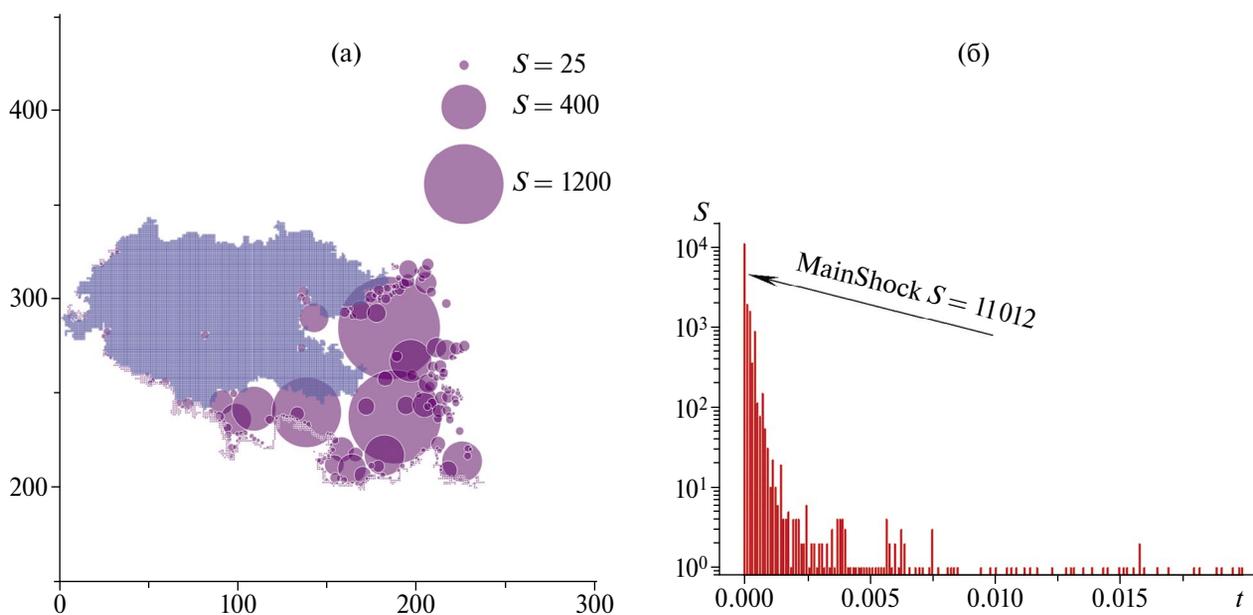
**Афтершоковые последовательности: закон Омори–Утсу, закон Бота**

На рис. 4 представлен пример пространственного и временного распределений афтершоковой последовательности для большого главного события  $S = 11\,012$  в модели ОФКЖ.

Граница главного события представляет собой фрактальную изрезанную линию. Афтершоки расположены вдоль границы главного



**Рис. 3.** Оценка фрактальной размерности  $d_2$  множества событий на двумерной сетке по корреляционному интегралу в модели ОФКЖ на сетке  $L \times L = 500 \times 500$ , при  $\alpha = 0.2$  и с различными значениями параметра  $\theta$ .



**Рис. 4.** Пространственное и временное распределения афтершоков в ОФКЖ модели на решетке  $L \times L = 500 \times 500$  с параметрами  $\alpha = 0.235$ ,  $\theta = 9$ ,  $A = 10^{-4}$ ,  $S^* = 1000$ ,  $\beta = 0.002$  (а) – пространственное. Пространственное положение основного события (синий) и афтершоковых событий; (б) – временная. Временная последовательность афтершоковых событий.

события и включают как первичные события (сбросы непосредственно в приграничных ячейках), так и вторичные события, порожденные первичными событиями. Тем самым, афтершоковые последовательности в модели ОФКЖ представляют собой ветвящиеся процессы.

На рис. 4 видно уменьшение со временем как величины (магнитуды), так и частоты афтершоков. В натурной сейсмичности первое соотносят с законом Бота [Bath, 1965] (и его динамической модификацией [Баранов, Шебалин, 2018; Baranov et al., 2022]), второе – с законом Омори и его модификацией (законом Омори–Утсу [Utsu, 1961]):

$$\Delta n / \Delta t = \frac{K}{(c+t)^p}. \quad (9)$$

На рис. 5 представлена зависимость частоты афтершоковых событий от времени после главного события в модели ОФКЖ и показана аппроксимация в соответствии с законом Омори–Утсу (9). Вопрос о характере афтершоков симулируемых в модели ОФКЖ подробно рассмотрен в работе [Черепанцев, 2023]. Показано, что последовательность модельных афтершоковых событий подчиняется закону Омори–Утсу, если вклад роста “тектонических” напряжений значительно меньше вклада кинетики разрушения (что соответствует выбранным нами условиям (8)). Величины параметров  $p$  и  $c$  закона Омори–Утсу зависят от параметра взаимодействия  $\alpha$ . С ростом  $\alpha$  происходит уменьшение  $p$  и увеличение  $c$ .

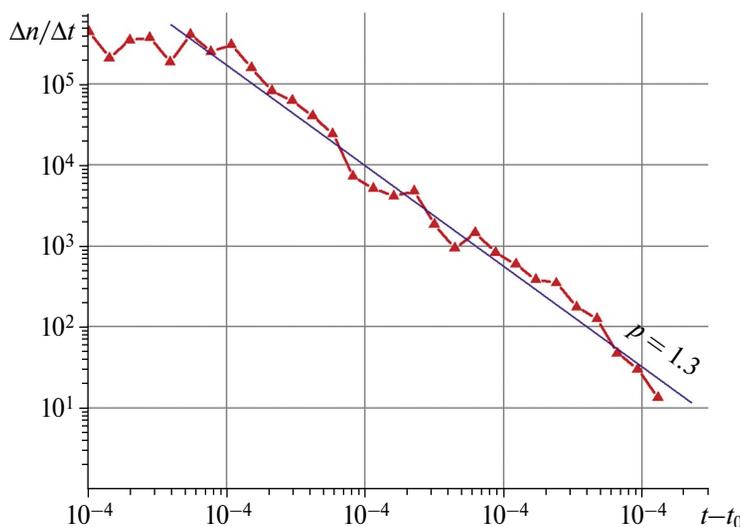


Рис. 5. Частота афтершоковых событий в модели ОФКЖ в зависимости от времени, прошедшего после главного события  $S = 11\ 012$  (рис. 4).

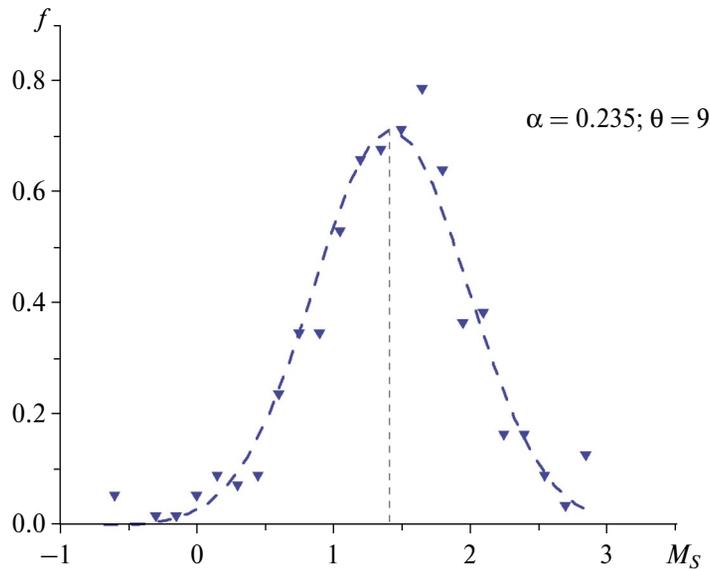
С целью проверки выполнимости закона Бота в модели ОФКЖ проведен анализ распределений магнитуд максимальных афтершоков. Рассмотрены афтершоковые последовательности главных событий  $S \geq 400$ , объем проанализированной выборки – 786 главных событий. Магнитуда события принималась равной логарифму его величины:  $M = \lg S$ . Полученные результаты представлены на рис. 6. Пунктиром показана кривая аппроксимации нормальным распределением. Полученная оценка среднего значения разности  $M_S = 1.4 \pm 0.2$  оказывается близкой к значению характерному для натуральных афтершоков.

### ЗАКОН ПРОДУКТИВНОСТИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В МОДЕЛИ ОФКЖ

Учитывая, что в модели ОФКЖ величина события характеризуется “площадью” очага  $S$  (количеством разрушившихся ячеек), а его магнитуда определяется как  $M = \lg S + \text{const}$ , мы модифицировали формулу (1), введя в нее значение  $S$  вместо магнитуды:

$$\eta_{ij} = \begin{cases} (t_j - t_i) r_{ij}^{d_f} S_i^{-b}, & t_j > t_i \\ \infty, & t_j \leq t_i. \end{cases} \quad (10)$$

На рис. 7 сплошными линиями представлены оценки функций плотности распределения параметра близости пар сбросов  $\eta$  в моделях ОФК и ОФКЖ. Параметры моделей приведены в подписи к рис. 7. В расчетах использован каталог сбросов с амплитудами, превышающими



**Рис. 6.** Оценка функции плотности распределения разности магнитуд основного сброса и максимальных сбросов в афтершоковой последовательности  $M_S$  в ОФКЖ модели.

величину  $S_{\min} \geq 2$  и объемом  $N_S \geq 10^4$  событий. Для сравнения пунктирными линиями представлены соответствующие распределения для “перемешанных” каталогов. Согласно работе [Shebalin et al., 2020] в “перемешанном” каталоге события расставлены во времени случайным образом.

На рис. 7б видно, что в модели ОФКЖ распределение событий по расстояниям  $\eta$  между ними имеет бимодальный характер. Такие распределения характерны для природных сейсмических режимов [Shebalin et al., 2022]. Первый пик, при меньшем значении  $\eta$  интерпретируется как проявление кластеризации, второй пик, при большем значении  $\eta$  обусловлен некластеризованной (фоновой) сейсмичностью. Бимодальное распределение на рис. 7б свидетельствует о возникновении в модели ОФКЖ связанных кластеризованных событий и, соответственно, о возможности оценки продуктивности модельных “землетрясений”.

Для стандартной модели ОФК, без кинетической компоненты Журкова, распределение событий по расстояниям  $\eta$  — одномодальное (рис. 7а). Совпадение распределения событий по расстояниям (сплошная кривая на рис. 7а) с распределением в “перемешанном” (случайном) каталоге (пунктирная кривая) свидетельствует, что в модели ОФК кластеризация событий не возникает.

Следуя методике работы [Shebalin et al., 2020], для определения величины порога  $\eta^*$ , отделяющего кластеризованные события от фоновых,

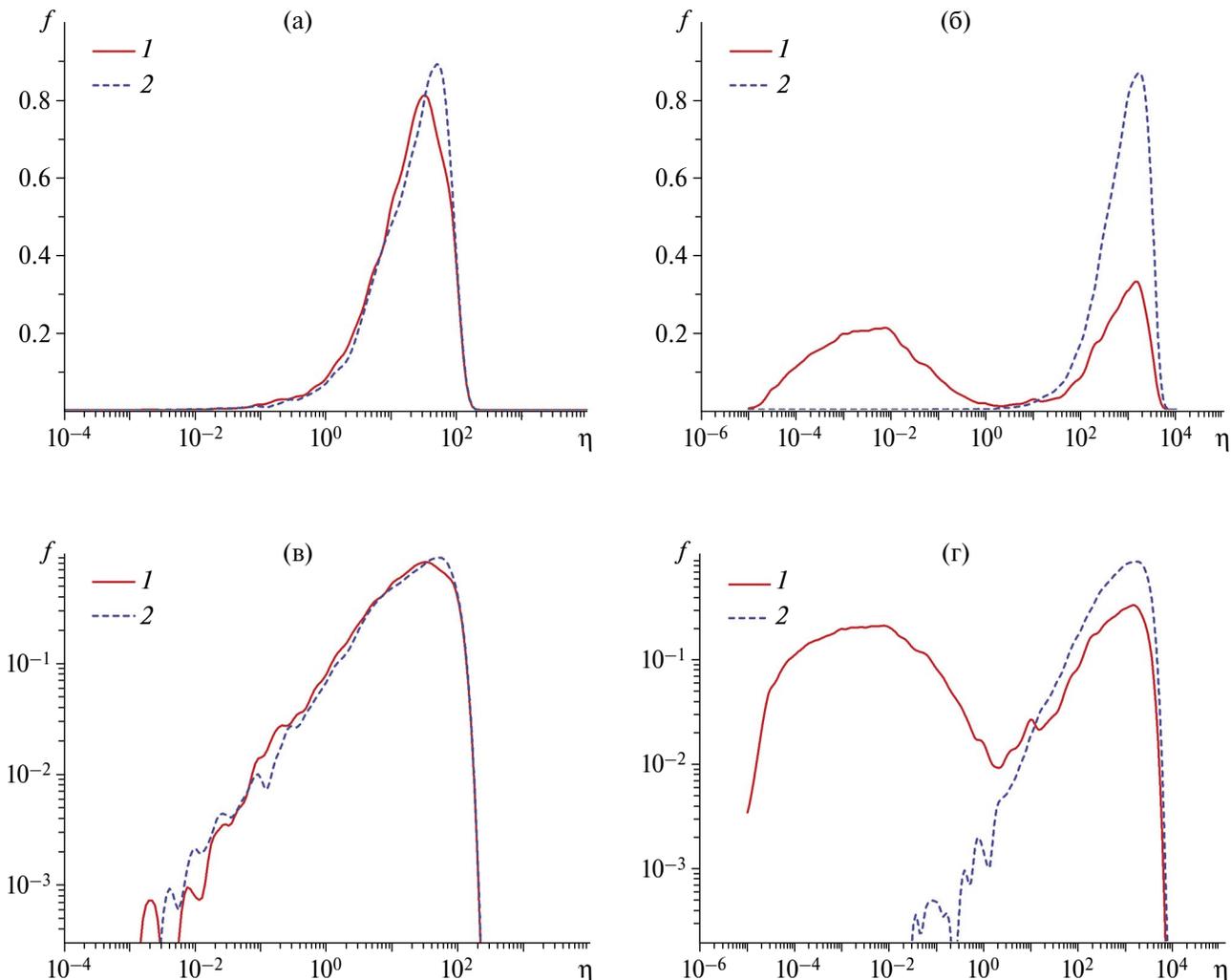
мы использовали “перемешивание” времен всех событий каталога. Эти распределения показаны на рис. 7 пунктирными линиями. На рис. 7в, 7г распределения представлены в логарифмическом масштабе, на них, по нашему мнению, более наглядно видна область значений  $\eta$ , отвечающая кластеризованным событиям. На рис. 7в видно, что кластеризованных событий нет. Рисунок 7г демонстрирует наличие кластеризованных событий при  $\eta < \eta^* \approx 2$ .

Авторы закона продуктивности землетрясений допускают, вообще говоря, иерархию уровней родительских событий и событий-потомков, не запрещая потомкам первого родителя самим становиться родителями последующих потомков второго уровня и т.д. [Shebalin et al., 2020; 2022]. При этом продуктивность землетрясения формально определяется не общим числом потомков, а числом потомков, которые вызваны непосредственно родителем, то есть являются потомками первого уровня (их также называют прямыми потомками или прямыми афтершоками).

Закон продуктивности землетрясений выражается экспоненциальным распределением количества прямых потомков  $\lambda$  в интервале магнитуд  $\Delta M$  относительно магнитуды  $M_{\text{main}}$  родительского события:

$$f(\lambda) = \frac{1}{\Lambda_{\Delta M}} \exp\left(-\frac{\lambda}{\Lambda_{\Delta M}}\right). \quad (11)$$

Параметр  $\Lambda_{\Delta M}$  в (11) называется  $\Delta M$ -продуктивностью, которая равна среднему количеству



**Рис. 7.** Функция плотности распределения близости событий для ОФК модели в линейном (а) и логарифмическом (в) масштабах и для модели ОФКЖ модели в линейном (б) и логарифмическом (г) масштабах. Параметры ОФК модели:  $L \times L = 500 \times 500$ ;  $S_{\min} = 2$ ;  $\alpha = 0.2$ ;  $\sigma_{\max} = 50$ ,  $N_S = 10^4$ . Параметры ОФКЖ модели:  $L \times L = 500 \times 500$ ;  $\alpha = 0.2$ ;  $S_{\min} = 2$ ;  $S^* = 1000$ ;  $\theta = 7$ ;  $A = 10^{-4}$ ;  $\beta = 0.02$ ;  $N_S = 4 \cdot 10^4$ . Распределения (1) соответствуют модельным каталогам. Пунктиром представлены распределения (2) с перемешанными по времени каталогами.

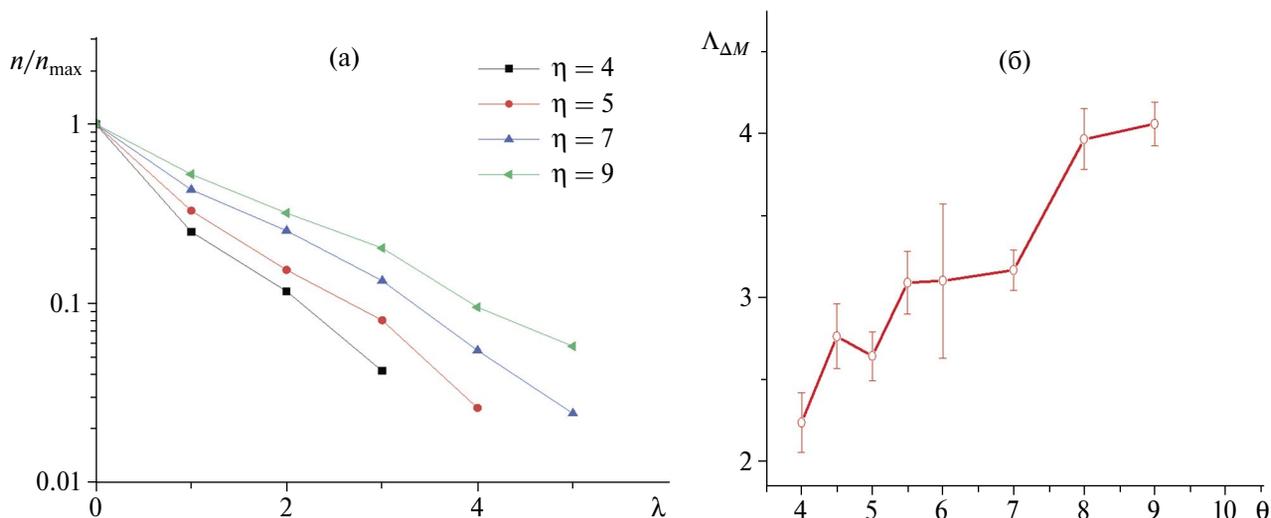
потомков с магнитудой  $M \geq M_{\text{main}} - \Delta M$ . Этот подход принят нами для анализа продуктивности “землетрясений” в модели ОФКЖ. В работе [Shebalin et al., 2020] отмечается, что случаи, когда  $M \geq M_{\text{main}}$  в сейсмическом режиме встречаются редко. В случае модели ОФКЖ такие случаи отсутствуют.

На рис. 8а представлены нормированные гистограммы распределения количеств прямых афтершоков в последовательностях событий (сбросов), сформировавшихся в модели ОФКЖ с параметрами  $L \times L = 500 \times 500$ ;  $\alpha = 0.2$ ;  $S_{\min} = 2$ ;  $S^* = 1000$ ;  $A = 10^{-4}$ ;  $\beta = 0.02$ . Параметры для выделения кластеризованных событий:  $\eta^* = 1$ ;  $\Delta M = 1.7$ ;  $S_{\text{main}} > 400$ . Характерное количество набранных для анализа серий афтершоков для

оценки каждой гистограммы около  $10^3$ . Различные гистограммы на рис. 8а отвечают различным значениям параметра  $\theta$  кинетической компоненты модели ОФКЖ (4).

На рис. 8а видно, что гистограммы соответствуют экспоненциальному закону распределения — точки, представленные на рис. 8а в полулогарифмическом масштабе, ложатся на прямые линии. Это означает, что в модели ОФКЖ реализуется закон продуктивности землетрясений.

Модель ОФКЖ позволяет выявить зависимость параметра закона продуктивности от параметров, входящих в модель ОФКЖ и имитирующих физические параметры.



**Рис. 8.** Закон продуктивности при различном значении  $\theta$ : (а) – нормированная гистограмма распределения количества  $\lambda$  прямых потомков с магнитудой  $M \geq M_{\text{main}} - 1.7$ ; (б) – зависимость продуктивности от значения  $\theta$ . Доверительный интервал соответствует значению среднеквадратичного отклонения  $\pm\sigma$ .

На рис. 8б представлена зависимость продуктивности  $\Lambda_{\Delta M}$  от параметра модели  $\theta$ . В физическом смысле параметр  $\theta$  характеризует температуру. Видно, что с ростом  $\theta$  продуктивность увеличивается. В соответствии с формулой Журкова (2) и нашими обозначениями (4)  $\theta = \frac{kT}{\gamma}$ , и увеличение  $\theta$  можно трактовать как увеличение температуры  $T$ .

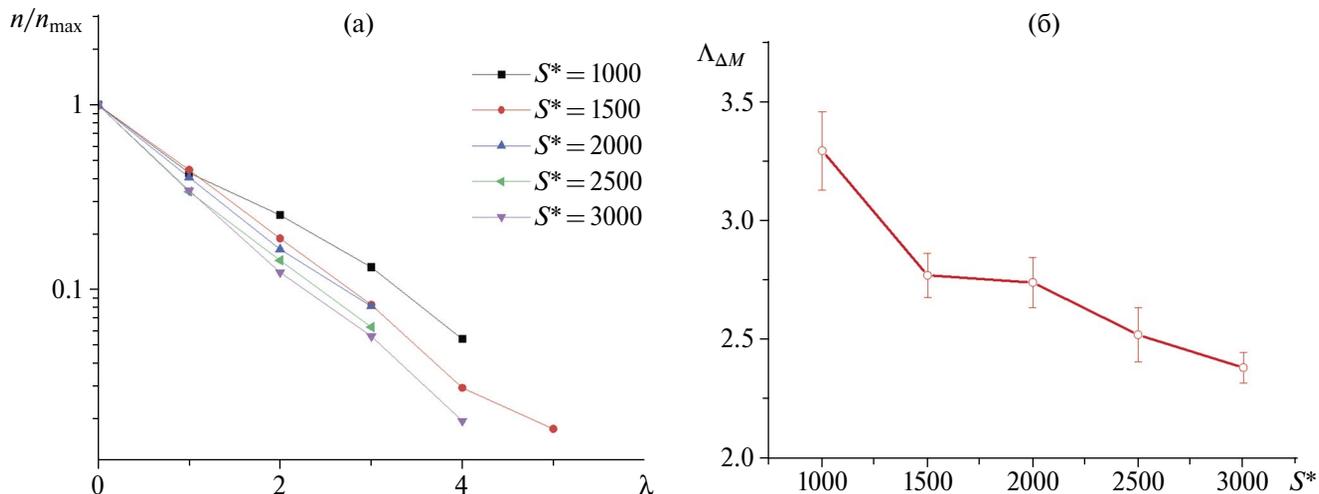
Гистограммы распределения количеств прямых афтершоков в модели ОФКЖ при различных значениях параметра  $S^*$  из формулы (4) представлены на рис. 9а. Общие параметры ОФКЖ те же, что и для данных, представленных на рис. 8. Параметр  $\theta = 10$ . На рис. 9б видно, что продуктивность уменьшается с увеличением  $S^*$ . В физическом смысле  $S^*$  характеризует прочность среды.

В выражения для  $\theta$  и  $S^*$  вместе с температурой  $T$  (в выражение для  $\theta$ ) и “прочностью” межсионной связи (энергией диссоциации связи)  $U_0$  (в выражение для  $S^*$ ) входит еще структурно-чувствительный параметр Журкова  $\gamma$  (формулы (2) и (4)). Изменения безразмерных параметров  $\theta$  и  $S^*$  для получения данных, представленных на рис. 8 и рис. 9, не были согласованы между собой, и отвечающие им значения  $\gamma$  были произвольными. Изменение  $\gamma$  влечет как изменение  $\theta$ , так и изменение  $S^*$ . Чтобы выяснить влияние величины  $\gamma$  на продуктивность в рамках ОФКЖ, нужно согласованным образом изменять и  $\theta$ , и  $S^*$ .

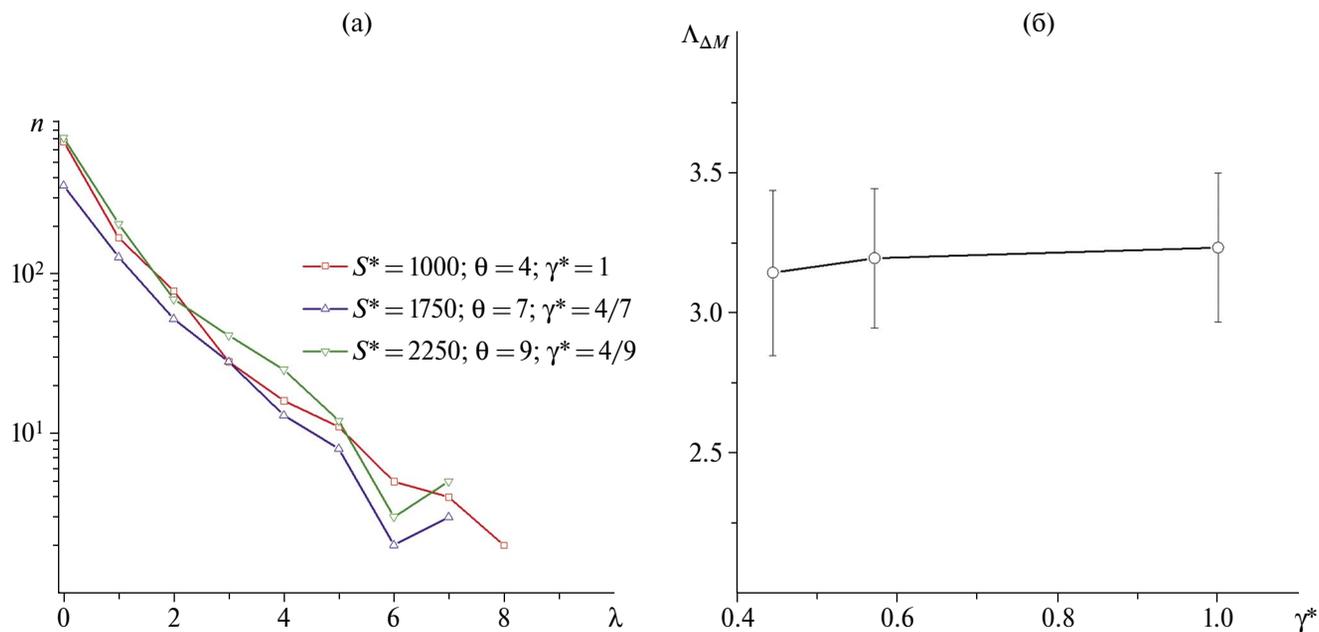
На рис. 10 представлены оценки зависимости изменения продуктивности с изменением  $\gamma$ . Для модели ОФКЖ при указанных выше общих параметрах проведены оценки продуктивности при трех различных парах значений параметров  $(\theta, S^*)$ . Значения этих параметров выбраны так, чтобы соответствовать различным значениям  $\gamma$ . Если для  $(\theta = 4, S^* = 1000)$  определить безразмерное значение  $\gamma$  как  $\gamma^* = 1$ , то расчетные пары параметров  $(\theta, S^*)$  для гистограмм, приведенных на рис. 10а, соответствуют  $\gamma^* = 1; \frac{4}{7}; \frac{4}{9}$ .

На рис. 10б видно, что продуктивность в пределах погрешностей не зависит от  $\gamma$ . Это означает, что обнаруженные зависимости продуктивности от параметров  $\theta$  и  $S^*$  (рис. 8б и рис. 9б) следует с физической точки зрения, действительно, связывать с изменениями температуры и прочности среды.

Приведенные выше оценки продуктивности в модели ОФКЖ были получены при значении параметра связи ячеек модели  $\alpha = 0.2$ . Выше отмечалось, что значение  $\alpha$  может существенно влиять как на характер эволюции состояния “среды” в моделях ОФК и ОФКЖ, так и на получаемые распределения “напряжений” в ячейках моделей. Параметр связи  $\alpha$  существенно влияет на характер поведения системы в части выполнения закономерностей фоновой модельной “сейсмичности”, таких как закон повторяемости Гутенберга–Рихтера и фрактальное пространственное распределение эпицентров. В работе [Черепанцев, 2023] показано, что при  $\alpha > 0.2$  нарастает эффект повторных сбросов.



**Рис. 9.** Закон продуктивности при различном значении  $S^*$ : (а) – нормированная гистограмма распределения количества  $\lambda$  прямых потомков с магнитудой  $M \geq M_{\text{main}} - 1.7$ ; (б) – зависимость продуктивности от значения  $S^*$ . Доверительный интервал соответствует значению среднеквадратичного отклонения  $\pm\sigma$ .



**Рис. 10.** Закон продуктивности при различном значении параметра Журкова  $\gamma$ : (а) – нормированная гистограмма распределения количества  $\lambda$  прямых потомков с магнитудой  $M \geq M_{\text{main}} - 1.7$ ; (б) – зависимость продуктивности от значения безразмерного значения  $\gamma^*$ . Доверительный интервал соответствует значению среднеквадратичного отклонения  $\pm\sigma$ .

Это приводит к нарушению соответствия сброшенного напряжения площади сброшенной области (очага “землетрясения”). При приближении параметра связи к консервативному пределу  $\alpha \rightarrow \frac{1}{4}$ , распределение сбросов по размеру отклоняется от степенного распределения в сторону увеличения сбросов больших размеров, и закон Гутенберга–Рихтера перестает выполняться для модельной “сейсмичности”.

Рассмотрим влияние величины  $\alpha$  на выполнение закона продуктивности землетрясений и его параметр  $\Lambda_{\Delta M}$ . На рис. 11а показаны гистограммы распределения количеств прямых афтершоков в модели ОФКЖ с теми же основными параметрами, что и прежде, но при различных значениях параметра связи  $\alpha$ . На рис. 11а видно, что экспоненциальный вид распределения сохраняется при всех значениях  $\alpha$ .

На рис. 11б видно, что величина продуктивности остается неизменной в пределах погрешности при расчетных параметрах модели  $\alpha \leq 0.22$  и начинает резко уменьшаться при приближении к консервативному пределу, для расчетных параметров  $\alpha \geq 0.235$ .

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

### Образование кластеров в модели ОФКЖ

Распределение пар событий по расстояниям (в обобщенной метрике (1)) в модели ОФК имеет унимодальный вид (рис. 7а). Как отмечают авторы закона продуктивности землетрясений, унимодальные распределения иногда встречаются в сейсмическом режиме. Такие распределения были обнаружены также при анализе результатов лабораторных экспериментов по разрушению образцов горных пород [Маточкина, 2023]. Однако распределение пар событий после “перемешивания” каталогов в таких случаях, оставаясь унимодальным, сдвигается в область больших расстояний, что свидетельствует о наличии кластеризованной компоненты даже в случае унимодальных распределений. В случае модели ОФК распределения “перемешанного” и исходного каталогов практически совпадают. Это означает, что в модели ОФК не возникает кластеризованной “сейсмичности” в рассматриваемом при изучении продуктивности землетрясений смысле.

Кластеры, отвечающие закону продуктивности землетрясений, возникают в модели ОФКЖ,

которая отличается от модели ОФК наличием кинетической составляющей разрушения, отвечающей концепции Журкова. Это позволяет предположить, что и в природной сейсмичности закон продуктивности землетрясений связан с развитой кинетикой сейсмического процесса. Вклад кинетики Журкова (или аналогичного ей механизма коррозии напряжений) в общую динамику природного сейсмического процесса в количественном плане изучен в настоящее время слабо. Лучше всего наличие этой компоненты выявляется в переходных режимах сейсмичности – в ряде натуральных “экспериментов” по локальной активизации сейсмичности, включая афтершоковые процессы [Narteau et al., 2002; Ouillon, Sornette, 2005; Смирнов и др., 2010; 2020; Varanov et al., 2004]. В работе [Смирнов, Пономарев, 2020] на основе формулы Журкова предложена классификация известных эффектов инициации разрушения геоматериала.

Наличие в натурной сейсмичности журковской кинетики было основанием для модификации классической модели ОФК [Черепанцев, 2023], а обнаружение в модели ОФКЖ реализации закона продуктивности землетрясений позволяет надеяться на перспективность применения этой компьютерной модели для дальнейших исследований природы продуктивности и смежных вопросов кластеризации землетрясений.

Отметим, что иногда удается выявить пространственные кластеры землетрясений не статистическими методами (не на основе статистического анализа распределения близости

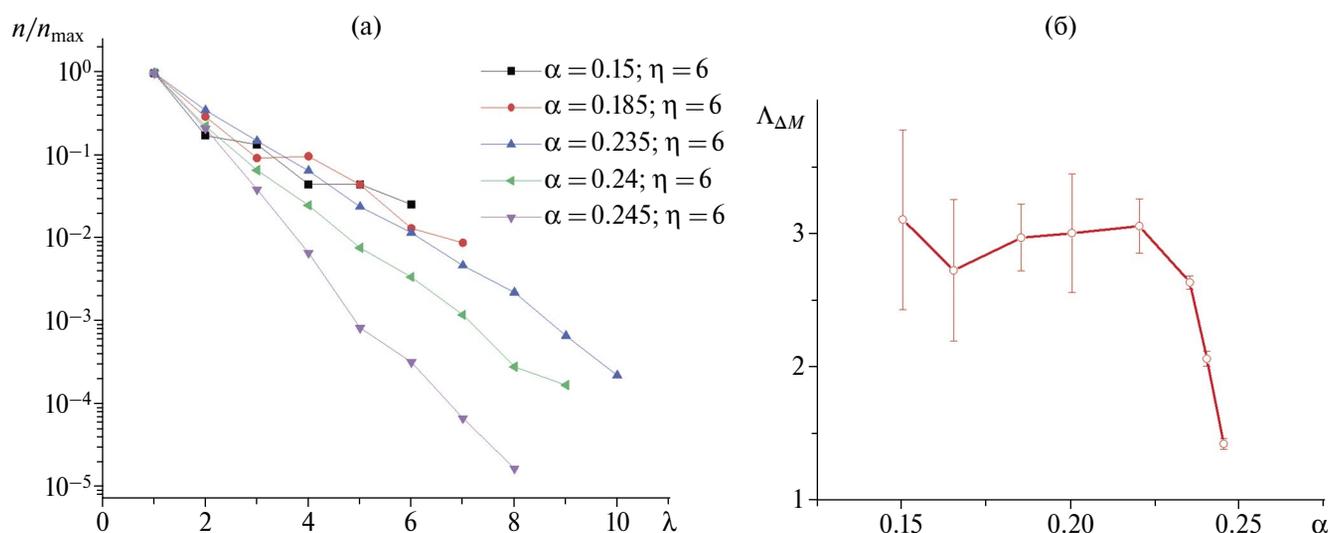


Рис. 11. Закон продуктивности при различном значении параметра связи  $\alpha$ : (а) – нормированная гистограмма распределения количества  $\lambda$  прямых потомков с магнитудой  $M \geq M_{\text{main}} - 1.7$ ; (б) – зависимость продуктивности от  $\alpha$ . Доверительный интервал соответствует значению среднеквадратичного отклонения  $\pm\sigma$ .

пар событий), а по схожести излучаемых очагами землетрясений сейсмических сигналов — сейсмограмм землетрясений. Такие кластеры, названные мультиплетами, были выделены, в частности, в локальной микросейсмичности, инициированной закачкой воды в скважину [Bourouis, Bernard, 2007]. Подробный анализ этих данных представлен в работах [Смирнов и др., 2010; Smirnov et al., 2017]. Природу мультиплетов связывают с разрушением неоднородностей среды (*asperities*). В работе [Смирнов и др., 2010] мы отмечали, что распределение мультиплетов (кластеров) по количеству событий в кластере отвечает степенному закону. Это отличается от экспоненциального распределения кластеров в законе продуктивности землетрясений. Принципиальным отличием алгоритма выделения мультиплетов от выделения кластеров-потомков (в работах по продуктивности) является исключение временного фактора при выделении мультиплетов. При объединении землетрясений в мультиплет учитывается только сходство их сейсмограмм, и, следовательно, только пространственная и отчасти энергетическая (размер очага) близость событий, а время их возникновения не учитывается. Возможно, исключение временного фактора, отражающего, как можно предположить, кинетику процесса разрушения, обуславливает отклонение распределения мультиплетов от экспоненциального распределения из закона продуктивности землетрясений.

#### Уменьшение продуктивности с увеличением прочности среды

Обнаруженная в модели ОФКЖ зависимость продуктивности от параметра  $S^*$  (рис. 9) с физической точки зрения может интерпретироваться как зависимость продуктивности от прочности среды. В натурных исследованиях нам известны два результата, которые, по нашему мнению, можно рассматривать как подтверждение этого вывода.

В работе [Shebalin et al., 2020] получены устойчивые зависимости величины продуктивности от глубины при различных диапазонах магнитуд землетрясений-потомков — показано, что с увеличением глубины продуктивность уменьшается. В рамках критерия разрушения Кулона—Мора увеличение литостатического давления с глубиной можно рассматривать как фактор, способствующий увеличению эффективной прочности среды [Виггов, 2015]. В таком случае уменьшение продуктивности с глубиной можно трактовать как уменьшение продуктивности с увеличением прочности среды. Авторы

работы [Shebalin et al., 2020] прямо отмечают при обсуждении полученных ими результатов, что обнаруженное в различных диапазонах магнитуд единое экспоненциальное распределение, отвечающее закону продуктивности землетрясений, можно рассматривать как отражение зависимости продуктивности от общей прочности материала горных пород вне зависимости от магнитудного диапазона событий-потомков.

Вспоминая об отмеченной выше существенной роли временного фактора в формировании кластеров, фигурирующих в законе продуктивности землетрясений, заметим, что связь продуктивности с прочностью разрушающегося материала сходна с зависимостью от прочности параметра  $c$  закона Омори—Утсу (9). Этот параметр характеризует длительность интервала времени, необходимого для формирования характерной пространственно-временной структуры афтершокового кластера. В работе [Shebalin, Narteau, 2017] на основе анализа зависимости параметра  $c$  от глубины показана прямая связь этого параметра с эффективной прочностью среды, обусловленной литостатическим и поровым давлением на различных глубинах. Увеличение параметра  $c$  с увеличением эффективной прочности подтверждено лабораторным моделированием афтершоковых процессов [Смирнов и др., 2019]. И в полевых, и в лабораторных исследованиях показано, что зависимость  $c$  от пороговых значений напряжений является экспоненциальной, что можно объяснить, исходя из кинетической формулы Журкова. В работе [Черепанцев, 2023] при рассмотрении характера афтершоковой релаксации в рамках модели ОФКЖ была обнаружена зависимость параметра  $c$  от модельного параметра связи  $\alpha$  (см. выше описание модели ОФКЖ). Мы также обнаружили изменение продуктивности в модели ОФКЖ при изменении параметра связи модельных ячеек  $\alpha$  в некотором диапазоне (см. рис. 11). Не ясно пока, связана ли продуктивность — параметр экспоненциального распределения объемов кластеров землетрясений-потомков (количеств событий в кластере), в том числе и кластеров-афтершоков, — с масштабом времени  $c$  формирования режима характерной афтершоковой релаксации. Но схожесть зависимостей этих параметров от прочности среды и их связь с параметром  $\alpha$  в модели ОФКЖ свидетельствует, по нашему мнению, в пользу возможности наличия такой связи. Обсуждение вопроса о возможности связи параметра  $c$  с продуктивностью афтершоков можно найти также в работе [Baranov et al., 2024]

Вторым результатом, свидетельствующим в пользу нашего вывода в рамках модели ОФКЖ о зависимости продуктивности от прочности материала, является обнаружение связи величины продуктивности со степенью обводненности среды. В работах [Моторин и др., 2024; Vaganov et al., 2024] на примере природно-техногенной сейсмичности Хибинского массива показано, что параметр продуктивности землетрясений увеличивается во время повышения обводненности среды. Авторы работы [Vaganov et al., 2024] интерпретируют этот результат с позиций теории *rate-and-state*, опирающейся, по сути, на концепцию коррозии напряжений, сходную с кинетической концепцией Журкова. В работе [Смирнов, Пономарев, 2020] отмечалось, что обводнение пористой среды является фактором инициации разрушения из-за уменьшения прочности среды вследствие как механических (повышение порового давления), так и физических (эффект Ребиндера) механизмов. Это позволяет нам рассматривать увеличение продуктивности при обводнении среды как эмпирический факт, подтверждающий наш модельный результат о зависимости продуктивности от прочности материала.

#### **Увеличение продуктивности с увеличением температуры**

Обнаруженную в модели ОФКЖ зависимость продуктивности от параметра  $\theta$  (рис. 8) можно, как отмечалось выше, трактовать как зависимость продуктивности от температуры. В рамках кинетической концепции Журкова разрушение является термофлуктуационным процессом, и повышение температуры увеличивает энергию термической активации разрушения. В формуле Журкова (2) прочность тела стоит в числителе показателя экспоненты, а температура — в знаменателе. Действие этих параметров противоположно: прочность препятствует разрушению, а температура способствует. Разнонаправленности действия этих факторов соответствуют и противоположные зависимости продуктивности: уменьшение с увеличением прочности и увеличение с увеличением температуры.

Предположения о наличии термического влияния на продуктивность землетрясений высказывались авторами закона продуктивности [Shebalin et al., 2020], которые указывали на возможность связи продуктивности с величиной теплового потока. Положительную корреляцию продуктивности с тепловым потоком на поверхности Земли на территории Калифорнии и Невады обнаружили

авторы работы [Trugman, Ben-Zion, 2023]. Они же обнаружили слабую отрицательную корреляцию продуктивности с температурой на глубине сейсмогенерирующих областей. При этом авторы работы [Trugman, Ben-Zion, 2023] отмечают возможность сложной и неоднозначной связи продуктивности с температурой в области сейсмогенерации. От себя заметим, что увеличение глубины ведет как к увеличению прочности (за счет роста литостатического давления), так и к увеличению температуры. Согласно нашим результатам, полученным в модели ОФКЖ, увеличение прочности и увеличение температуры оказывают противоположные воздействия на продуктивность, что может приводить к немонотонной зависимости продуктивности от глубины: увеличению продуктивности в одних диапазонах глубин и уменьшению в других — в зависимости от того, влияние какого из зависящих от глубины факторов (прочности или температуры) преобладает. Аналогичная проблема отмечалась при обсуждении эмпирической зависимости параметра закона Омори–Утсу  $c$  от глубины [Shebalin, Narteau, 2017; Смирнов и др., 2019].

#### **ЗАКЛЮЧЕНИЕ**

Полученные нами в рамках компьютерной модели ОФКЖ результаты исследования связи величины продуктивности с имеющими физическое содержание параметрами кинетической составляющей этой модели в настоящее время в различной степени подтверждаются результатами исследований продуктивности природных землетрясений. Выявление в натуральных условиях факторов, влияющих на продуктивность землетрясений осложнено известными проблемами объективного контроля этих факторов. Лабораторные исследования закона продуктивности находятся в настоящее время в самой начальной стадии [Маточкина, 2023]. Однако, если в лабораторных исследованиях будет достигнут определенный прогресс, то интеграция лабораторных исследований с компьютерным моделированием сможет, по нашему мнению, помочь продвинуться в понимании физической природы закона продуктивности землетрясений.

#### **ВЫВОДЫ**

1. В классической клеточной модели сейсмичности ОФК не возникает кластеризация событий, которая могла бы быть сопоставлена с законом продуктивности землетрясений.

2. Введение в модель ОФК свойства долговечности ячейки согласно кинетической концепции разрушения Журкова позволят воспроизвести в такой модифицированной модели ОФКЖ основные статистические закономерности сейсмичности: законы Гутенберга–Рихтера и Омори–Утсу, закон Бота, фрактальную геометрию сейсмичности и закон продуктивности землетрясений.

3. Поскольку модель ОФКЖ отличается от модели ОФК наличием кинетического компонента, реализация в модели ОФКЖ закона продуктивности землетрясений и его отсутствие в модели ОФК, позволяет предположить, что именно кинетические процессы играют принципиальную роль в формировании кластеров типа родитель–потомки, отвечающих закону продуктивности землетрясений.

4. В рамках модели ОФКЖ продуктивность землетрясений зависит от прочности материала и температуры. С увеличением прочности продуктивность уменьшается, с увеличением температуры увеличивается. Этот вывод находит подтверждения в имеющихся в настоящее время результатах исследования натурной сейсмичности.

5. Представляется перспективным использование компьютерных моделей на основе клеточных автоматов, дополненных современными физическими представлениями о кинетике разрушения материалов (типа модели ОФКЖ), для прояснения физики статистического закона продуктивности землетрясений, особенно в совокупности с лабораторными исследованиями в этом направлении.

## ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в соответствии с государственными заданиями физического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова и Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Баранов С.В., Жукова С.А., Корчак П.А., Шебалин П.Н.* Продуктивность техногенной сейсмичности // *Физика Земли*. 2020. № 3. С. 40–51.
- Баранов С.В., Шебалин П.Н.* О прогнозировании афтершоковой активности. 3. Динамический закон Бота // *Физика Земли*. 2018. Т. 54. № 6. С. 129–136.
- Журков С.Н.* Проблема прочности твердых тел // *Вестник АН СССР*. 1957. № 11. С. 78–82.
- Журков С.Н.* Кинетическая концепция прочности твердых тел // *Вестник АН СССР*. 1968. № 3. С. 46–52
- Касахара К.* Механика землетрясений. М.: Мир. 1985. 264 с.
- Малютин П.А.* Воздействие флюидных режимов на вариации продуктивности землетрясений по данным натурных экспериментов. Проблемы комплексного геофизического мониторинга сейсмоактивных регионов. Труды Девятой Всероссийской научно-технической конференции с международным участием 24–30 сентября 2023 г. Петропавловск-Камчатский. 2023. С. 156–162.
- Маточкина С.Д.* Проверка выполнения закона продуктивности землетрясений в условиях лабораторных экспериментов по разрушению горных пород. III Всероссийская научная конференция с международным участием “Современные методы оценки сейсмической опасности и прогноза землетрясений” (25–26 октября 2023 г., ИТПЗ РАН, Москва). М.: ИТПЗ РАН. 2023. С. 160–164.
- Моторин А.Ю., Жукова С.А., Баранов С.В., Шебалин П.Н.* Воздействие обводненности среды на продуктивность природно-техногенной сейсмичности (на примере Хибинского массива) // *Физика Земли*. 2024. № 2. С. 14–25.
- Регель В.Р., Слуцкер А.И., Томашевский Э.Е.* Кинетическая природа прочности твердых тел. М.: Наука: Физматлит. 1974. 560 с.
- Смирнов В.Б., Карцева Т.И., Пономарев А.В., Патонин А.В., Bernard P., Михайлов В.О., Потанина М.Г.* О взаимосвязи параметров Омори и Гутенберга–Рихтера в афтершоковых последовательностях // *Физика Земли*. 2020. № 5. С. 3–22.
- Смирнов В.Б., Пономарев А.В.* Физика переходных режимов сейсмичности. М.: РАН. 2020. 412 с. <https://cloud.mail.ru/public/ufq3/CNDPQRZ7r>
- Смирнов В.Б., Пономарев А.В., Бернар П., Патонин А.В.* Закономерности переходных режимов сейсмического процесса по данным лабораторного и натурального моделирования // *Физика Земли*. 2010. № 2. С. 17–49.
- Смирнов В.Б., Пономарев А.В., Станчиц С.А., Потанина М.Г., Патонин А.В., Dresen G., Narteau C., Bernard P., Строганова С.М.* Лабораторное моделирование афтершоковых последовательностей: зависимость параметров Омори и Гутенберга–Рихтера от напряжений // *Физика Земли*. 2019. № 1. С. 149–165.
- Черепанцев А.С.* Релаксация напряжений в клеточной модели нелинейно взаимодействующих элементов // *Физика Земли*. 2023. № 1. С. 39–53.
- Шебалин П.Н., Баранов С.В., Дзедоев Б.А.* Закон повторяемости количества афтершоков // *Докл. РАН*. 2018. Т. 481. № 3. С. 320–323.
- Aki K.* Scaling law of seismic spectrum // *J. Geophys. Res.* 1967. V. 72. P. 1217–1231. DOI: 10.1029/JZ072i004p01217
- Anderson O.L., Grew P.C.* Stress corrosion theory of crack propagation with applications to geophysics // *Reviews of Geophysics*. 1977. V.15. P. 77–104.
- Baiesi M., Paczuski M.* Scale-free networks of earthquakes and aftershocks // *Phys. Rev. E*. 2004. V. 69. № 6.

- Bailey J.* Attempt to correlate some strength measurements of glass // *Glass Industry*. 1939. V. 20. № 1. P. 21–25. № 2. P. 59–65. № 3. P. 95–99. № 4. P. 143–147.
- Baranov S.V., Narteau C., Shebalin P.N.* Modeling and Prediction of Aftershock Activity // *Surveys in Geophysics*. 2022. V. 43. P. 437–48. DOI: 10.1007/s10712-022-09698-0
- Baranov S.V., Shebalin P.N., Zhukova S.A., Motorin A.Yu., Fedorov I.S.* Influence of Rock Watering on Post-Seismic Activity: A Study on the Khibiny Massif // *Russian journal of Earth sciences*. 2024. V. 23. № 6. P. 1–16.
- Bath M.* Lateral inhomogeneities in the upper mantle // *Tectonophysics*. 1965. V. 2. P. 483–514.
- Bourouis S., Bernard P.* Evidence for couplet seismic and aseismic fault slip during water injection in the geothermal site of Soultz (France), and implications for seismogenic transients // *Geoph. J. Int.* 2007. V. 169. P. 723–732.
- Burov E.B.* Plate Rheology and Mechanics // *Treatise on Geophysics (Second Edition)*. 2015. V. 6. P. 95–152. DOI: 10.1016/B978-0-444-53802-4.00112-3
- Burridge R., Knopoff L.* Model and theoretical seismicity // *Bull. Seismol. Soc. Am.* 1967. V. 57. P. 341–371.
- Carvalho J.X., Prado C.P.* Self-Organized Criticality in the Olami–Feder–Christensen Model // *Phys. Rev. Lett.* 2000. V. 84. P. 4006.
- Christensen K.* Self-organization in models of sandpiles, earthquakes and flashing fireflies. University of Aarhus: Denmark. Ph. D. Thesis. 1992. 64 p.
- Christensen K., Olami Z.* Scaling, phase transitions, and nonuniversality in a self-organized critical cellular-automaton model // *Phys. Rev.* 1992. A 46. P. 1829–1838.
- Helmstetter A., Hergarten S., Sornette D.* Properties of foreshocks and aftershocks of the nonconservative self-organized critical Olami–Feder–Christensen model // *Phys. Rev. E.* 2004. V. 70. P. 046120.
- Hergarten S., Krenn R.* Synchronization and desynchronization in the Olami–Feder–Christensen earthquake model and potential implications for real seismicity // *Nonlin. Process. Geophys.* 2011. V. 18. P. 635–642.
- Hergarten S., Neugebauer H.J.* Foreshocks and aftershocks in the Olami–Feder–Christensen model // *Phys. Rev. Lett.* 2002. V. 88. P. 238501.
- Hill D.P., Prejean S.G.* Dynamic Triggering // *Treatise on Geophysics (Second Edition)*. 2015. V. 4. P. 273–304. DOI: 10.1016/B978-0-444-53802-4.00078-6
- Lise S., Paczuski M.* Self-organized criticality in a non-conservative earthquake model // *Phys. Rev. E.* 2001. V. 63. P. 36111.
- Miller G., Boulter C.* Nonuniversality and scaling breakdown in a nonconservative earthquake model // *Phys. Rev. E.* 2001. V. 68. P. 056108.
- Molchan G., Varini E., Peresan A.* Productivity within the epidemic-type seismicity model // *Geophysical Journal International*. 2022. V. 231. № 3. P. 1545–1557. DOI: 10.1093/gji/ggac269
- Nakanishi H.* Earthquake dynamics driven by a viscous fluid // *Phys. Rev. A.* 1992. V. 46. P. 4689–4692.
- Narteau C., Shebalin P., Hainzl S., Zöller G., Holschneider M.* Emergence of a band-limited power law in the aftershock decay rate of a slider-block model // *Geophysical Research Letters*. 2003. V. 30. № 11. P. 22-1–22-4. <https://doi.org/10.1029/2003GL017110>.
- Narteau C., Shebalin P., Holschneider M.* Temporal limits of the power law aftershock decay rate // *J. Geophys. Res.* 2002. V. 107. P. B2359. DOI: 10.1029/2002JB001868
- Narteau C., Shebalin P., Holschneider M., Mouël J.L.Le., Allègre C.J.* Direct simulations of the stress redistribution in the scaling organization of fracture tectonics (soft) model // *Geophysical Journal International*. 2000. V. 141. № 1. P. 115–135.
- Olami Z., Feder H.J.S., Christensen K.* Self-organized criticality in a continuous, nonconservative cellular automaton modeling earthquakes // *Phys. Rev. Lett.* 1992. V. 68. P. 1244–1247.
- Ouillon G., Sornette D.* Magnitude-dependent Omori law: theory and empirical study // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 2005. V. 110 (B4). P. B04306.
- Scholz C.* Mechanism of Creep in Brittle Rock // *J. Geophys. Res.* 1968a. V. 73. № 10. P. 3295–3302.
- Scholz C.* Microfractures, aftershocks, and seismicity // *Bull. Seism. Soc. Am.* 1968b. V. 58. P. 1117–1130.
- Shebalin P., Baranov S., Vorobieva I.* Earthquake Productivity Law in a Wide Magnitude Range. *Front. Earth Sci.*, 04 May 2022 *Sec. Solid Earth Geophysics*. 2022. V. 10. <https://doi.org/10.3389/feart.2022.881425>
- Shebalin P., Narteau C.* Depth dependent stress revealed by aftershocks // *Nature communications*. 2017. V. 8. P. 1317. DOI: 10.1038/s41467-017-01446-y
- Shebalin P., Narteau C., Baranov S.* Earthquake productivity law // *Geophys. J. Int.* 2020. V. 222. P. 1264–1269.
- Smirnov V., Ponomarev A., Bernard P., Bourouis S.* Field Experiment in Soultz-sous-Forêts, 1993: Changes of the Pattern of Induced Seismicity // *Acta Geophysica*. 2013. V. 61. P. 1598–1625. DOI: 10.2478/s11600-013-0150-0
- Trugman D.T., Ben-Zion Y.* Coherent Spatial Variations in the Productivity of Earthquake Sequences in California and Nevada // *The Seismic Record*. 2023. V. 3(4). P. 322–331. DOI: 10.1785/0320230039
- Utsu T.A.* Statistical study on the occurrence of aftershocks // *Geoph. Magazine*. 1961. V. 30. P. 521–605.
- Zaliapin I., Gabrielov A., Keilis-Borok V., Wong, H.* Clustering analysis of seismicity and aftershock identification // *Phys. Rev. Lett.* 2008. V. 101(1). P. 018501.

## Law of Earthquake Productivity in the Olami–Feder–Christensen–Zhurkov Model

A. S. Cherepantsev<sup>a, \*</sup> and V. B. Smirnov<sup>b, c, \*\*</sup>

<sup>a</sup>*Southern Federal University, Rostov-on-Don, 344006 Russia*

<sup>b</sup>*Faculty of Physics, Moscow State University, Moscow, 119991 Russia*

<sup>c</sup>*Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Science, Moscow, 123242 Russia*

<sup>\*</sup>*e-mail: s6319a@mail.ru*

<sup>\*\*</sup>*e-mail: vs60@mail.ru*

Received January 17, 2024

revised January 29, 2024

accepted February 5, 2024

**Abstract** – The generalized cellular model based on the of Olami–Feder–Christensen cellular automaton model and modified by the allowance for the lifetime of the material on the basis of the kinetic concept for strength of solids by Academician S.N. Zhurkov is used to model and clarify the nature of the statistical law of earthquake productivity. The modified model is named Olami–Feder–Christensen–Zhurkov model (OFCZ). The OFCZ model implements the main statistical regularities of seismicity: the Gutenberg–Richter and Omori–Utsu laws, the Bath’s law, fractal geometry of seismicity, and the law of earthquake productivity. It is shown that the clustering of model events (analogs of earthquakes), corresponding to the law of earthquake productivity, is due to the kinetic component of the OFCZ model. The productivity dependences on material strength and medium temperature are obtained. The influence of the Zhurkov parameter and the cell coupling parameter in the cellular model (the dissipativity of the model) on the productivity is considered. It is shown that the revealed dependences of productivity on strength and temperature are consistent with the empirical data.

**Keywords:** productivity of earthquakes, cellular model; fracture kinetics, computer modeling

УДК 550.31

## ПОСТСЕЙСМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ОБЛАСТИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ЧИГНИК НА АЛЯСКЕ 29.07.2021 г. ЧАСТЬ I: РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ

© 2024 г. А. М. Конвисар<sup>1,2,\*</sup>, В. О. Михайлов<sup>1</sup>, В. Б. Смирнов<sup>2,1</sup>, Е. П. Тимошкина<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

<sup>2</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, физический факультет, г. Москва, Россия

\*E-mail: alexkonvisar@gmail.com

Поступила в редакцию 09.02.2024 г.

После доработки 19.02.2024 г.

Принята к публикации 10.03.2024 г.

В работе выполнен анализ постсейсмических процессов, происходивших в области землетрясения Чигник  $M_w = 8.2$ , произошедшего 29.07.2021 г. С использованием ранее построенной модели поверхности сейсмического разрыва [Конвисар и др., 2023] выполнено моделирование процесса вязкоупругой релаксации, результаты которого показали, что при понижении в расчетах вязкости астеносферы до  $10^{18}$  Па·с скорости смещений можно приблизить к зарегистрированным на береговых пунктах GPS. Но смещения на островах, близких к очаговой области землетрясения, значительно отличаются не только по величине, но и по направлению. В то же время, построенная модель постсейсмического крипа хорошо согласуется с данными о смещениях на пунктах GPS и с картой смещений в направлении на спутник, построенной по данным спутниковой радарной съемки, выполненной с нисходящей орбиты спутника Сентинель-1А. В работе также выполнен анализ временных вариаций гравитационного поля в области землетрясения. Полученная косейсмическая аномалия согласуется с аномалией, рассчитанной по модели поверхности разрыва. Выделить постсейсмическую аномалию пока не удается из-за недостаточно длинной серии гравитационных моделей после землетрясения. Анализ постсейсмических процессов продолжен во второй части этой работы [Смирнов и др., 2024], в которой выполнен сравнительный анализ эволюции во времени постсейсмических смещений различных пунктов GPS и афтершоковой активности, что позволяет сделать заключения о криповой природе постсейсмических процессов в очаговой области землетрясения Чигник.

*Ключевые слова:* землетрясение Чигник, Аляска, 29.07.2021, поля смещений, GPS, спутниковая радарная интерферометрия, GRACE-FO, постсейсмический крип, вязкоупругая релаксация.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0002333724040026>, EDN: FXIBIM

### ВВЕДЕНИЕ

Современные технологии изучения Земли из космоса, в частности глобальные навигационные спутниковые системы (ГНСС), спутники, оснащенные радаром с синтезированной апертурой антенны (РСА) и данные о временных вариациях глобального гравитационного поля, в настоящее время поставляемые спутниками GRACE-FO, существенно дополняют наземные наблюдения, позволяют строить детальные модели поверхности сейсмического разрыва и исследовать различные стадии сейсмического цикла.

Для крупных землетрясений в зонах субдукции основными постсейсмическими процессами,

с которыми связаны смещения на земной поверхности, афтершоковый процесс и изменения гравитационного поля, являются постсейсмические смещения (крип) на поверхности сейсмического разрыва и в ее окрестности, и вязкоупругая релаксация напряжений, возникающих в мантии в результате землетрясения. Эти процессы порождают различные поля напряжений и деформаций, поэтому правильная оценка роли различных постсейсмических механизмов важна для прогноза дальнейшего развития сейсмического процесса. Наземные сети наблюдений в зонах субдукции обычно удалены от очаговой области крупных землетрясений, что существенно затрудняет оценку вкладов вязкоупругой релаксации и постсейсмического крипа в постсейсмические процессы.

В данной статье приведены сравнительные оценки роли сейсмического крипа и вязкоупругой релаксации в постсейсмических процессах в области крупного ( $M_w = 8.2$ ) землетрясения Чигник, которое произошло 29.07.2021 г. у побережья полуострова Аляска, США.

Ранее в статье [Конвисар и др., 2023], мы представили модель поверхности сейсмического разрыва, полученную на основе временных рядов смещений на пунктах GPS и данных о смещениях земной поверхности, рассчитанных по спутниковым радарным снимкам с восходящих и нисходящих орбит спутников Европейского космического агентства Сентинель-1А и 1В. Эти смещения включают как косейсмические, так и небольшую часть постсейсмических смещений. При построении модели поверхности разрыва и оценке поля смещений на ней использовались решения фокального очага землетрясения из Гарвардского каталога GCMT<sup>1</sup> и решение [Pollitz, 1996], позволяющее рассчитывать деформации и напряжения в объеме и на поверхности сферической, радиально расслоенной планеты в результате смещений на расположенном в ней прямоугольном разрезе.

Ниже мы кратко изложим принцип построения модели косейсмического разрыва и ее параметры, сопоставим рассчитанную по этой модели гравитационную аномалию с данными о косейсмических вариациях гравитационного поля по глобальным моделям спутников GRACE-FO. Далее будут приведены результаты моделирования процесса постсейсмической вязкоупругой релаксации напряжений и сопоставление рассчитанных полей смещений с данными GPS, а также результаты моделирования процесса постсейсмического крипа, выполненного с использованием данных GPS и РСА-интерферометрии. В заключение приведена интерпретация и обсуждение полученных результатов.

## МОДЕЛЬ ПОВЕРХНОСТИ СЕЙСМИЧЕСКОГО РАЗРЫВА

Напомним, что землетрясение Чигник произошло в Алеутской зоне субдукции, в которой Тихоокеанская плита погружается под Северо-Американскую со средней скоростью 6–7 см/год [Freymueller et al., 2008; Argus et al., 2011]. Вдоль восточной части Алеутской островной дуги регулярно происходят сильные землетрясения, но землетрясение Чигник было сильнейшим за последние 58 лет. Оно произошло

29.07.2021 г., а его эпицентр, по данным Геологической службы США (USGS)<sup>2</sup>, имел координаты  $55.364^\circ$  с.ш.  $157.888^\circ$  з.д. (рис. 1).

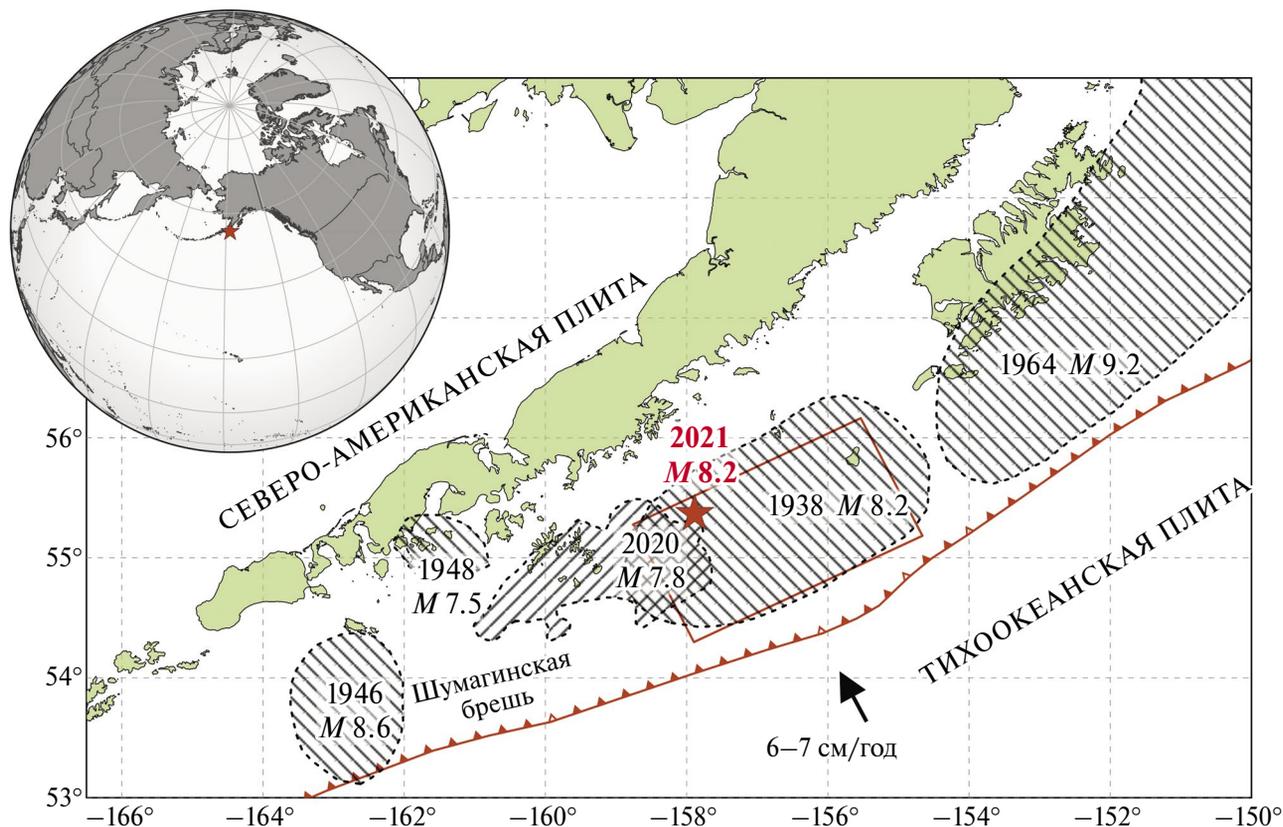
Ранее в районе землетрясения Чигник уже было зафиксировано несколько крупных событий ( $M = 8.2$  в 1938 г.,  $M = 7.8$  в 2020 г.), а восточнее располагается очаговая зона гигантского Великого Аляскинского землетрясения 1964 г. с магнитудой  $M = 9.2$  (рис. 1) [Suito, Freymueller, 2009; Ali, Freed, 2010]. Коэффициент сцепления плит, оцениваемый по данным GPS, существенно меняется вдоль восточной части Алеутской дуги [Li, Freymueller, 2018]. Он равен почти единице (полное сцепление) в области Великого Аляскинского землетрясения, западнее, в области землетрясения Чигник, он снижается до 0.5–0.6 и далее на запад становится менее 0.2. В работах [Cross, Freymueller, 2008; Drooff, Freymueller, 2021] на основе данных о средней скорости сближения плит и смещений на пунктах GPS сделан вывод о том, что со времени последнего сильного землетрясения 1938 г.  $M = 8.2$  дефицит смещений в районе землетрясения Чигник мог достичь 5 м. Западнее очаговой области землетрясения Чигник, где расположена так называемая Шумагинская сейсмическая брешь, и где коэффициент сцепления невелик, с начала XX-го века и до 2020 г. не наблюдалось сильных землетрясений [Davies et al., 1981; Ye et al., 2021]. Вопрос о соотношении очаговой области и области постсейсмического крипа землетрясения Чигник с областью Шумагинской бреши и Великого Аляскинского землетрясения имеет важное значение для оценки сейсмического потенциала всего региона.

Естественно, что для такого события, как Чигник, был построен ряд моделей сейсмического разрыва. Модель [Elliott et al., 2022] основана на данных спутниковой РСА-интерферометрии, но при ее построении использовались только небольшие участки интерферограмм с хорошей когерентностью. Модель, опубликованная на сайте Геологической службы США, основана на анализе записей сейсмических широкополосных станций. А модели из работ [Liu et al., 2022; Ye et al., 2022] построены по сейсмологическим и GPS данным, во второй работе также использованы данные о цунами.

Для определения параметров поля смещений в работе [Конвисар и др., 2023] мы использовали 16 радарных снимков со спутников Сентинель-1А и 1В (С-диапазон, длина волны  $\lambda = 5.6$  см),

<sup>1</sup> <https://www.globalcmt.org/>

<sup>2</sup> <https://earthquake.usgs.gov/>



**Рис. 1.** Область землетрясения Чигник, Аляска, 29.07.2021 г. Красным прямоугольником обозначена геометрия поверхности разрыва [Конвисар и др., 2023]. Эпицентр землетрясения (красная звезда) дан по данным USGS. Заштрихованные области показывают зоны афтершоков прошлых сильных землетрясений на границе плит [Davies et al., 1981; Liu et al., 2022]. Красная линия с зубцами – положение оси океанического желоба.

выполненных с 17.07.2021 г. по 10.08.2021 г. с двух орбит – восходящей и нисходящей, и покрывающих период землетрясения. Поля смещений земной поверхности рассчитаны в специализированном программном пакете ENVI SARscape. Временные ряды смещений на пунктах GPS взяты с сайта UNAVCO<sup>3</sup>. При поиске решения задавалось регуляризирующее условие близости угла подвижки к  $95^\circ$ , согласно одной из нодальных плоскостей GCMТ решения.

В нашей модели область разрыва была аппроксимирована одной плоскостью с углом простираия  $243^\circ$  и падения  $14^\circ$ , протяженностью 225 км по простираию и 126 км по падению, которая была разделена на 48 одинаковых элементов (рис. 2). Размер очаговой области задан с учетом положения и размеров облака афтершоков.

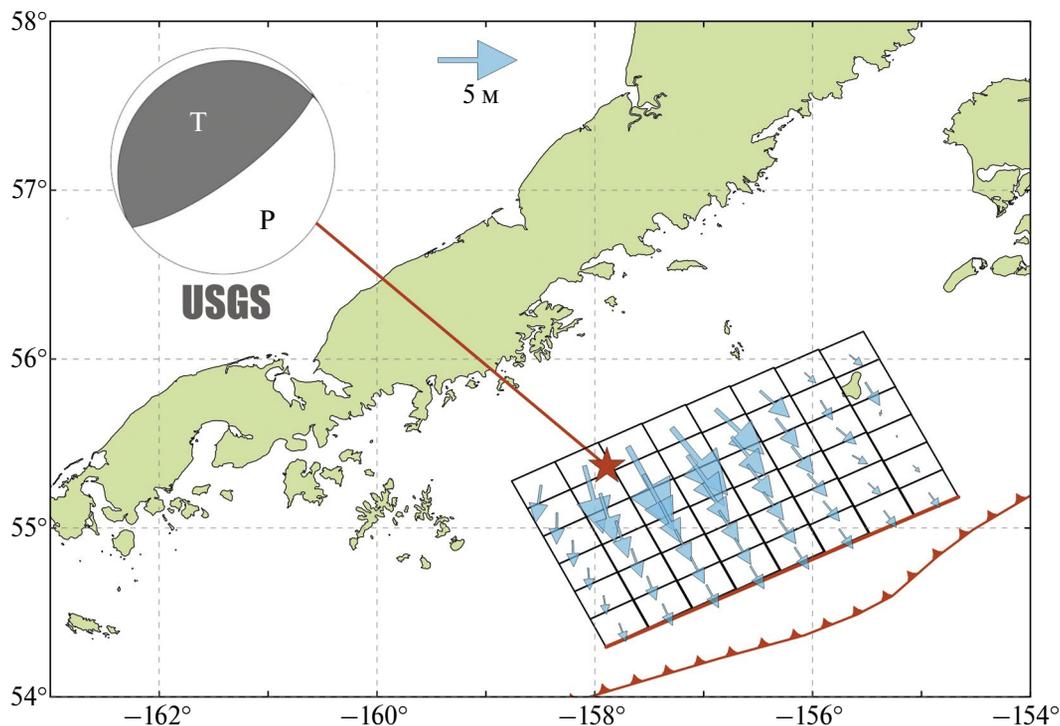
Согласно этой модели, тип смещений – это практически чистый надвиг, а смещения, в целом, произошли по всей очаговой области.

<sup>3</sup> <https://www.unavco.org/>

Основные смещения получены на глубинах 25–40 км, где они достигают максимума в 5.7 м на элементе с координатами центра  $55.481^\circ$  с.ш. и  $157.695^\circ$  з.д. (координаты эпицентра по данным USGS –  $55.364^\circ$  с.ш. и  $157.888^\circ$  з.д.), при среднем смещении по всей плоскости 2.2 м. Сейсмический момент, рассчитанный при значении модуля сдвига 32 ГПа по полученным параметрам площадок и смещениям на них, составил  $1.95 \times 10^{21}$  Н·м, что соответствует магнитуде  $M_w = 8.13$ .

Данные о косейсмических смещениях земной поверхности были очень детальными, поэтому в работе [Конвисар и др., 2023] модель поверхности сейсмического разрыва построена без включения в функционал обратной задачи косейсмической гравитационной аномалии. Ниже мы приводим результаты анализа временных вариаций гравитационного поля и их сравнение с косейсмической гравитационной аномалией, рассчитанной по нашей модели.

Косейсмические изменения гравитационного поля определены с использованием ежемесячных



**Рис. 2.** Элементы модели поверхности сейсмического разрыва землетрясения Чигник. Стереографическая проекция нодальных плоскостей землетрясения дана по данным USGS. Голубые стрелки – смещения на поверхности разрыва, максимум которых равен 5.7 м. Верхняя грань поверхности разрыва показана красной линией. Верхние кромки каждого ряда элементов находятся на глубинах 10.0, 15.1, 20.2, 25.3, 30.3, 35.4 км.

моделей спутников GRACE-FO, публикуемых на сайте International Centre for Global Earth Models (ICGEM)<sup>4</sup>. Нами использованы модели, рассчитанные в Центре реактивного движения NASA<sup>5</sup>. Данные модели имеют максимальное количество сферических гармоник равное  $N = 96$ , что в среднем соответствует полудлине волны 208 км. Поэтому косейсмические гравитационные аномалии могут быть выделены только для значительных землетрясений, имеющих достаточно протяженный очаг. Для устойчивого их выделения магнитуда события должна быть больше 8.5–8.6 [Mikhailov et al., 2004; de Viron et al., 2008]. Во многих случаях, более устойчиво можно оценивать тренды во временных рядах гравитационного поля до и после землетрясения, которые можно использовать для выделения косейсмического скачка и исследования постсейсмических процессов (см., например, работу [Михайлов и др., 2014]).

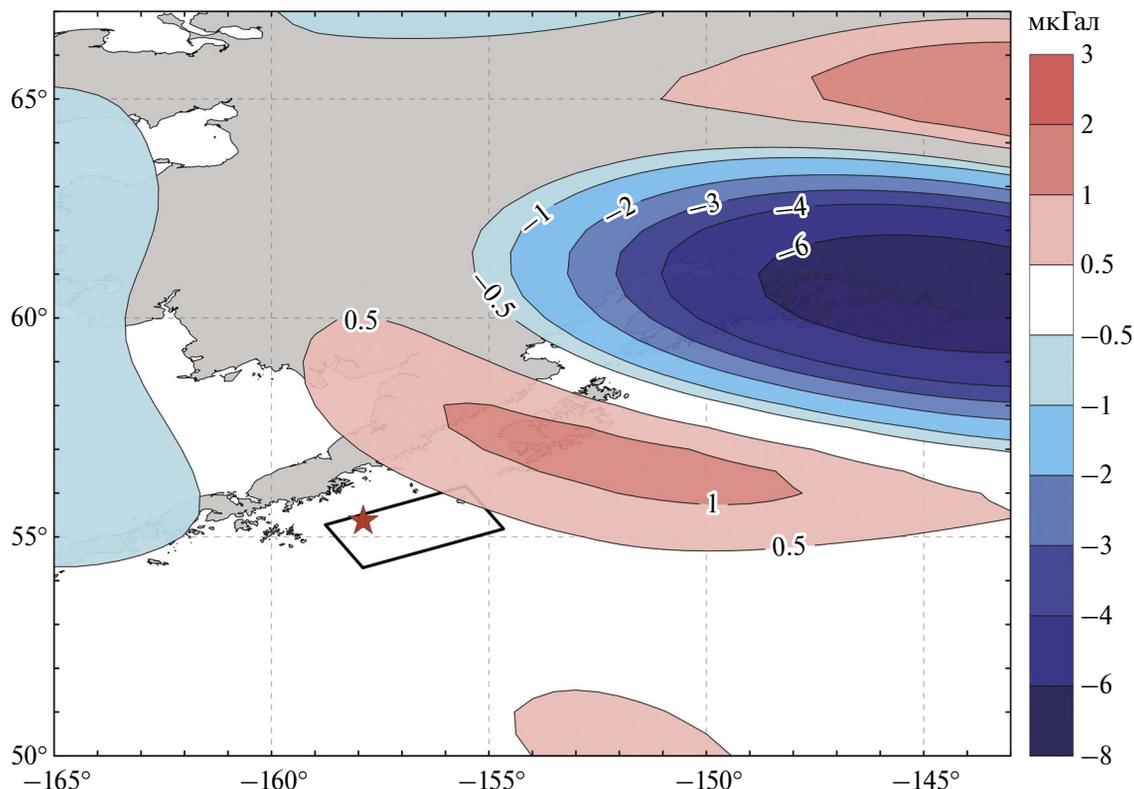
Временные вариации гравитационного поля, кроме геодинимического сигнала, включают сезонные колебания и различного рода шумы.

<sup>4</sup> <http://icgem.gfz-potsdam.de/>

<sup>5</sup> NASA Jet Propulsion Laboratory (JPL) 2022 GRACE-FO Monthly Geopotential Spherical Harmonics CSR Release 6.1 (RL06.1). <https://doi.org/10.5067/GFL20-MC061>

Кроме того, на востоке от очаговой области землетрясения Чигник находится крупный ледник, который интенсивно тает и создает обширную отрицательную аномалию. В силу малого количества сферических гармоник в ежемесячных моделях ( $N = 96$ ) по периферии отрицательной аномалии возникают полосы положительных аномалий – так называемый “эффект Гиббса” (рис. 3). Это затрудняет выделение косейсмической и постсейсмической аномалий в гравитационном поле в интересующей нас области.

Тем не менее, несмотря на то, что модели высокого разрешения в области землетрясения Чигник сильно зашумлены, и магнитуда землетрясения меньше оценок устойчивого выделения косейсмической аномалии, выделить косейсмический скачок все же удастся. Мы выполнили анализ ежемесячных гравитационных моделей за два периода, до и после землетрясения: с октября 2018 г. до июня 2021 г. и с августа 2021 г. по май 2023 г. Временные ряды аппроксимировались линейной функцией плюс сезонные годовые и полугодовые колебания. Выделенные линейные тренды – “полезный сигнал” – в спутниковых гравитационных



**Рис. 3.** Суммарное изменение линейного тренда в гравитационном поле, рассчитанное по моделям спутников GRACE-FO, за период до землетрясения Чигник, с октября 2018 г. до июня 2021 г. Прямоугольником показана проекция на земную поверхность модели сейсмического разрыва [Конвисар и др., 2023]. Выделяется крупная отрицательная аномалия, связанная с таянием ледника, и сопряженные положительные аномалии, возникающие из-за малого числа сферических гармоник в ежемесячных гравитационных моделях спутников GRACE-FO.

аномалиях оказался небольшим, что соответствует нашим предыдущим оценкам.

На рис. 3 показано суммарное изменение трендовой составляющей во временных рядах гравитационного поля за 33 месяца до землетрясения Чигник, посчитанное по ежемесячным моделям с октября 2018 г. по июнь 2021 г.

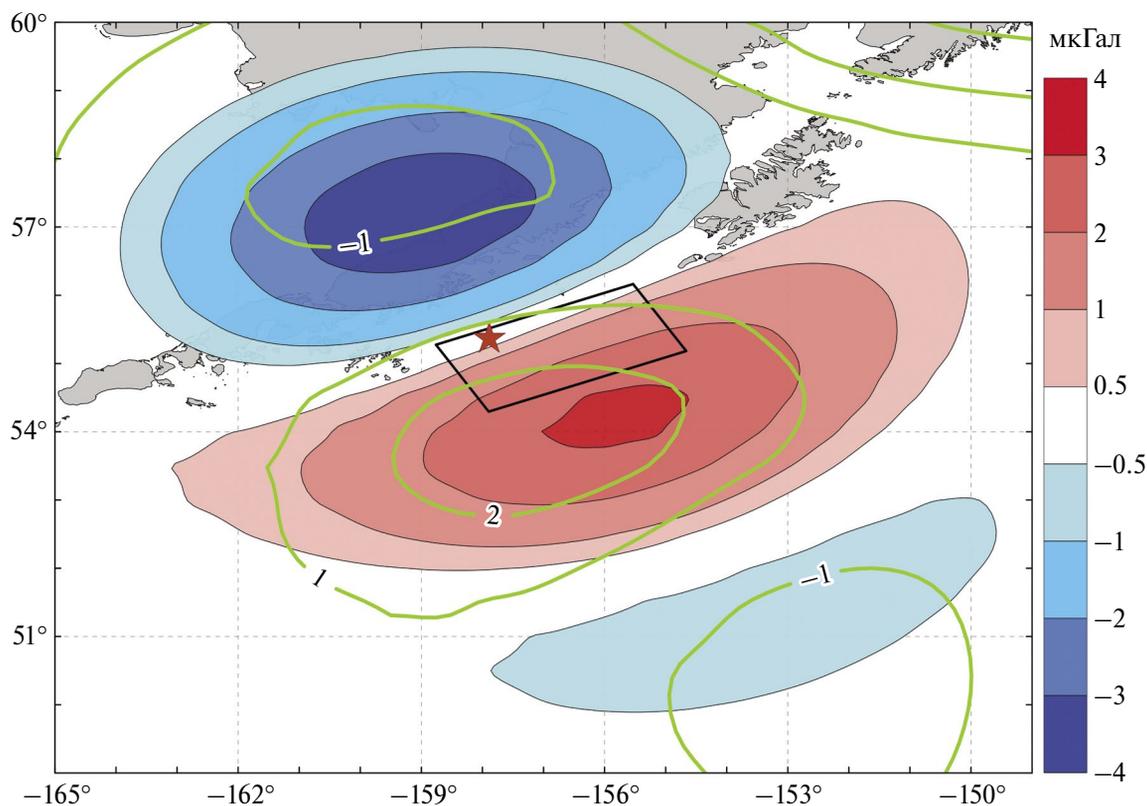
На рис. 4 цветовой шкалой показана косейсмическая гравитационная аномалия, рассчитанная по нашей модели сейсмического разрыва, а изолиниями показан скачок во временных рядах гравитационного поля, рассчитанный как разность значений линейных трендов в августе и июне 2021 г., т.е. после и до землетрясения. На рис. 5 показаны временные ряды изменения гравитационного поля в точках максимума и минимума косейсмической аномалии. Видно, что, как и предсказывалось теоретическими оценками, косейсмический скачок очень мал, и его трудно выделить на фоне помех.

Теоретическая косейсмическая гравитационная аномалия меняется в пределах от  $-3.7$  до  $3.2$  мкГал ( $10^{-6}$  см/с<sup>2</sup>). Аномалия, выделенная по

временным рядам, лежит в пределах от  $-1.9$  до  $2.6$  мкГал. Морфология аномалий близкая, хотя на рис. 4 наблюдается некоторое смещение экстремумов. Здесь надо принять во внимание, что разрешающая способность ежемесячных гравитационных моделей соответствует аномалии размером в 200 км, т.е. двум градусам широты. Учитывая невысокую разрешающую способность, уровень шумов (рис. 5) и то, что гравитационное поле при построении модели поверхности сейсмического разрыва не использовалось, такое согласование совсем неплохое.

### ВЯЗКОУПРУГАЯ РЕЛАКСАЦИЯ

Построенная модель поверхности сейсмического разрыва позволяет выполнить моделирование процесса вязкоупругой релаксации и рассчитать постсейсмические смещения и гравитационные аномалии, которые зависят от модели строения Земли и, главным образом, от принятой вязкости астеносферы. Моделирование данного процесса нами выполнялось с использованием решения задачи о вязкоупругой



**Рис. 4.** Косейсмическая гравитационная аномалия. Цветом показана теоретическая аномалия, рассчитанная по модели поверхности разрыва. Изолинии – аномалия в очаговой области, полученная по разности линейных трендов до и после землетрясения.

релаксации напряжений в сферической радиально расслоенной планете [Pollitz, 1992; 1997]. Программный код *Visco1D*, реализующий данное решение, доступен на сайте USGS. Переменной величиной была вязкость астеносферного слоя.

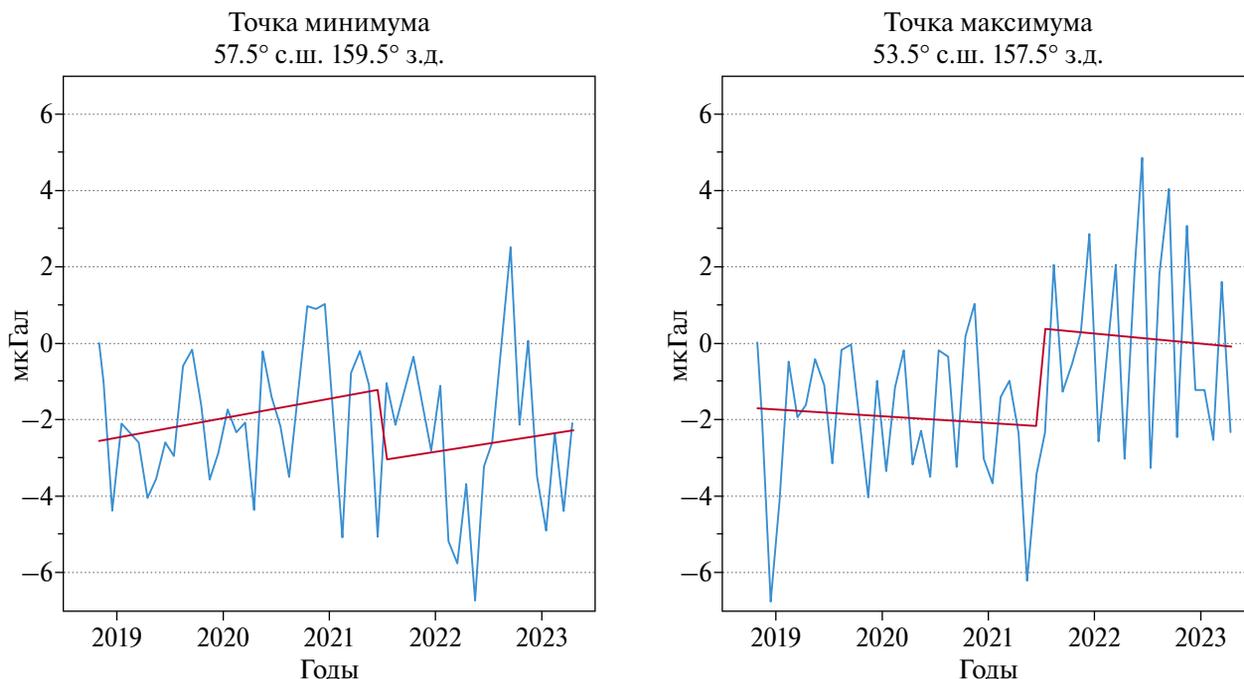
На рис. 6 показаны горизонтальные смещения пунктов GPS, которые должны были произойти к 2023 г. (т.е. через 17 месяцев после землетрясения), если провести расчет с параметрами построенной нами модели поверхности разрыва и принять в качестве модели среды модель Максвелла с вязкостью астеносферы  $10^{18}$  Па·с, хотя для астеносферы это, по всей вероятности, оценка снизу.

При принятой в расчетах низкой вязкости астеносферы смещения севернее эпицентральной области (станции AC21, AC40, AB13) близки к расчетным, в то время как на станции AC13 и других станциях, расположенных на островах, близких к эпицентральной зоне, как и на удаленных станциях, смещения существенно различаются и по направлению, и по величине. Таким образом, результаты численного моделирования процесса вязкоупругой релаксации не

согласуются с данными смещений пунктов GPS в окрестности эпицентральной области, что показывает, что в случае землетрясения Чигник процесс вязкоупругой релаксации играет, скорее, второстепенную роль.

## ПОСТСЕЙСМИЧЕСКИЙ КРИП

Многие крупные землетрясения в зонах субдукции инициировали постсейсмический крип на поверхности разрыва, на ее продолжении вдоль зоны субдукции и/или на глубину (см., например, работы [Ozawa et al., 2012; Perfettini et al., 2010; Vigny et al., 2011; Михайлов и др., 2018]). Область афтершоковой активности часто маркирует область крипа [Hsu et al., 2006; Pritchard, Simons, 2006; Perfettini et al., 2010], поэтому для ее определения мы использовали распределение афтершоков (рис. 7). Афтершоки взяты из регионального сейсмического каталога (более подробно см. во второй части статьи [Смирнов и др., 2024]). Важно, что в области поверхности разрыва землетрясения Чигник афтершоки фиксируются до глубин в 100 км, а восточнее, на север от очаговой зоны Великого Аляскинского



**Рис. 5.** Временные ряды изменения гравитационного поля в точке максимума (справа) и минимума (слева) сейсмической аномалии, рассчитанной по моделям спутников GRACE-FO (показана изолиниями на рис. 4). Синим цветом показаны временные ряды, красным – линейные тренды.

землетрясения 1964 г., целая серия афтершоков зафиксирована до глубин в 150 км.

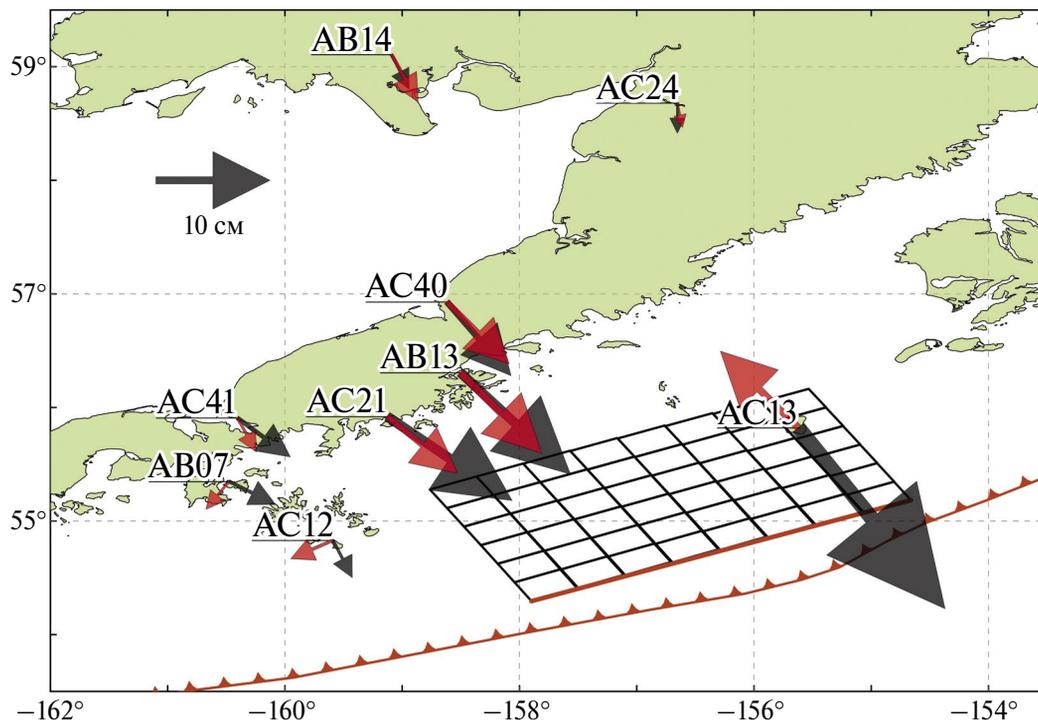
При моделировании процесса постсейсмического крипа нами были использованы временные ряды постсейсмических смещений пунктов GPS и данные спутниковой радарной интерферометрии, полученные по двадцати радарным снимкам с нисходящей орбиты спутника Сентинель-1А, выполненным за период с 29.07.2021 г. по 17.09.2021 г. (таблица). Для интерферометрической обработки снимков использовался специализированный сервис ASF HyP3<sup>6</sup> (Alaska Satellite Facility's Hybrid Pluggable Processing Pipeline). Для подавления случайных помех и влияния атмосферы было применено суммирование развернутых парных интерферограмм, рассчитанных по снимкам, полученным через каждые 12 дней, т.е. – с минимальным интервалом повторной съемки данного спутника. Постсейсмические смещения пунктов GPS получены с сайта UNAVCO.

Постсейсмические гравитационные аномалии при исследовании крипа не использовались, поскольку проведенные нами исследования показали, что для устойчивого определения трендов изменения гравитационного поля в моделях спутников GRACE-FO, при имеющемся уровне шумов в районе землетрясения Чигник,

необходимо иметь данные за 2.5–3 года, т.е. 30–36 моделей. В настоящее время мы располагаем ежемесячными моделями гравитационного поля до мая 2023 г., т.е. только за 22 месяца после землетрясения. Постсейсмический тренд пока выделяется неустойчиво, и мы планируем продолжить работу с трендами в гравитационном поле после накопления не менее 36 моделей.

Нами были рассчитаны модели крипа после землетрясения Чигник с различной геометрией области постсейсмических смещений. В конечном счете была выбрана модель, состоящая из 8 элементов (рис. 7), которая дала наилучшее решение, в смысле минимума среднеквадратического отклонения с постсейсмическими смещениями, регистрируемыми на пунктах GPS, и смещениями в направлении на спутник, полученными методами спутниковой радарной интерферометрии. Область крипа в этой модели аппроксимирована двумя плоскостями. Одна имеет угол падения  $11^\circ$ , длину по простиранию 225 км, длину по падению 160 км, и глубины верхней и нижней граней 10 и 40.5 км соответственно. Эта плоскость разделена на четыре равных элемента – два по простиранию и два по падению. Другая, более глубокая плоскость, имеет угол падения  $22^\circ$ , длину по простиранию 400 км, длину по падению 80 км, и глубины верхней и нижней граней 40.5 и 70 км соответственно,

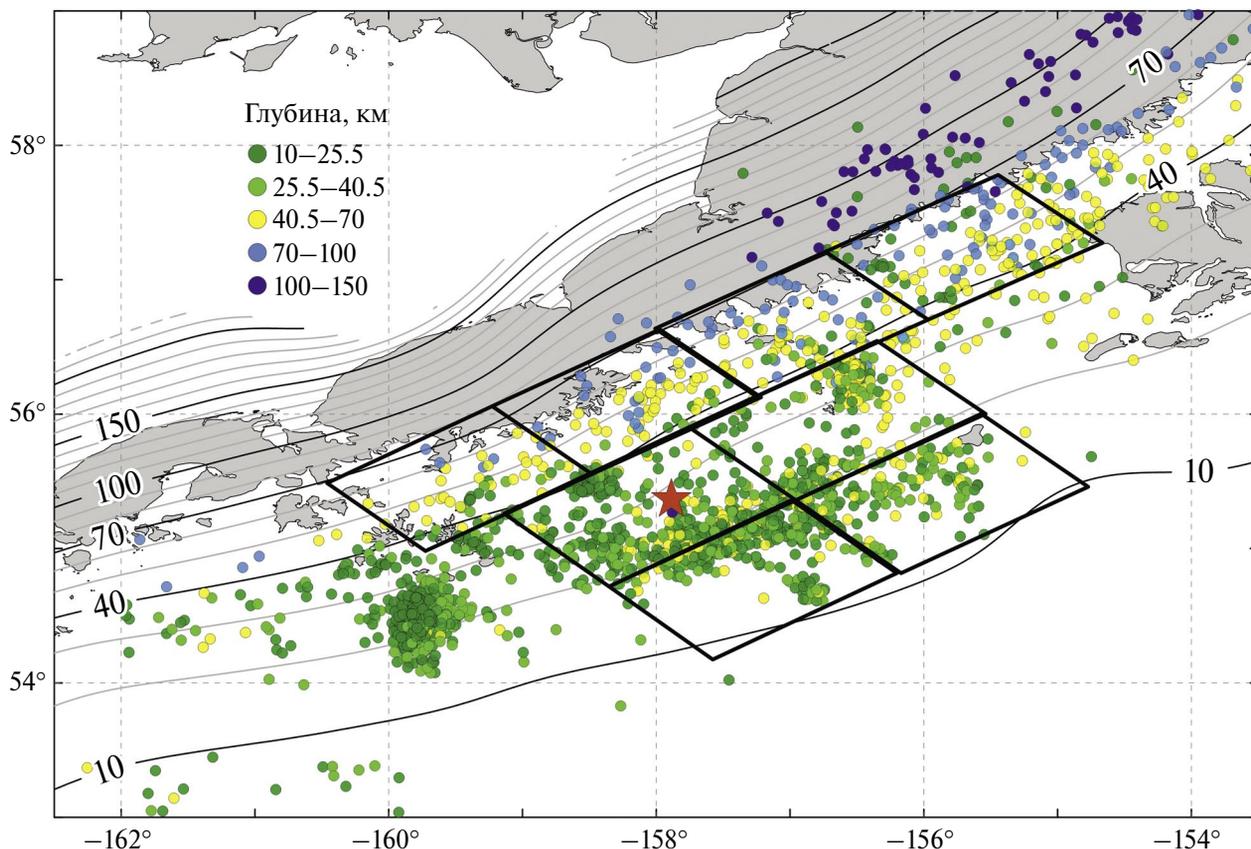
<sup>6</sup> <https://hyp3-docs.asf.alaska.edu/>



**Рис. 6.** Горизонтальные смещения пунктов GPS в результате процесса постсейсмической вязкоупругой релаксации, рассчитанные по построенной нами модели поверхности разрыва землетрясения Чигник. В качестве реологической модели среды принята модель Максвелла с вязкостью астеносферы  $10^{18}$  Па·с. Красные стрелки – модельные смещения к 2023 г. Черные стрелки – реальные смещения на пунктах GPS за тот же период. Прямоугольниками показана геометрия поверхности косейсмического разрыва.

Пары радарных снимков с нисходящей орбиты спутника Сентинель-1А, использованные в работе, в формате ДД.ММ.ГГ\_чч:мм:сс

Орбита	Первый снимок	Второй снимок
102	31.07.2021_16:47:14	12.08.2021_16:47:14
—	31.07.2021_16:47:39	12.08.2021_16:47:39
—	12.08.2021_16:47:14	24.08.2021_16:47:15
—	12.08.2021_16:47:39	24.08.2021_16:47:40
—	24.08.2021_16:47:15	05.09.2021_16:47:16
—	24.08.2021_16:47:40	05.09.2021_16:47:41
—	05.09.2021_16:47:16	17.09.2021_16:47:16
—	05.09.2021_16:47:41	17.09.2021_16:47:41
73	29.07.2021_17:03:41	10.08.2021_17:03:42
—	29.07.2021_17:04:06	10.08.2021_17:04:06
—	10.08.2021_17:03:42	22.08.2021_17:03:42
—	10.08.2021_17:04:06	22.08.2021_17:04:07
—	22.08.2021_17:03:42	03.09.2021_17:03:43
—	22.08.2021_17:04:07	03.09.2021_17:04:08
—	03.09.2021_17:03:43	15.09.2021_17:03:43
—	03.09.2021_17:04:08	15.09.2021_17:04:08



**Рис. 7.** Распределение афтершоков и область, выбранная для моделирования постсейсмического крипа (черные прямоугольники). Изолиниями показана глубина поверхности погружающейся плиты по модели Slab2 [Hayes et al., 2018]. Цветом показана глубина сейсмических событий в км.

и разделена на четыре равных элемента по проектированию.

Радарный сигнал спутников Сентинель-1 имеет длину волны 5.6 см. Такой сигнал при съемке в зимний период, как правило, не проникает через снег до поверхности Земли. Из-за этого данные интерферометрии можно было использовать только до установления снежного покрова. В связи с этим, мы построили модели постсейсмического крипа для одной и той же геометрии, но для двух периодов с разными входными данными:

1) смещения с 29.07.2021 г. по 15.09.2021 г. с использованием данных GPS и интерферометрии (рис. 8);

2) смещения с 29.07.2021 г. по 31.12.2021 г. с использованием только данных GPS (рис. 9).

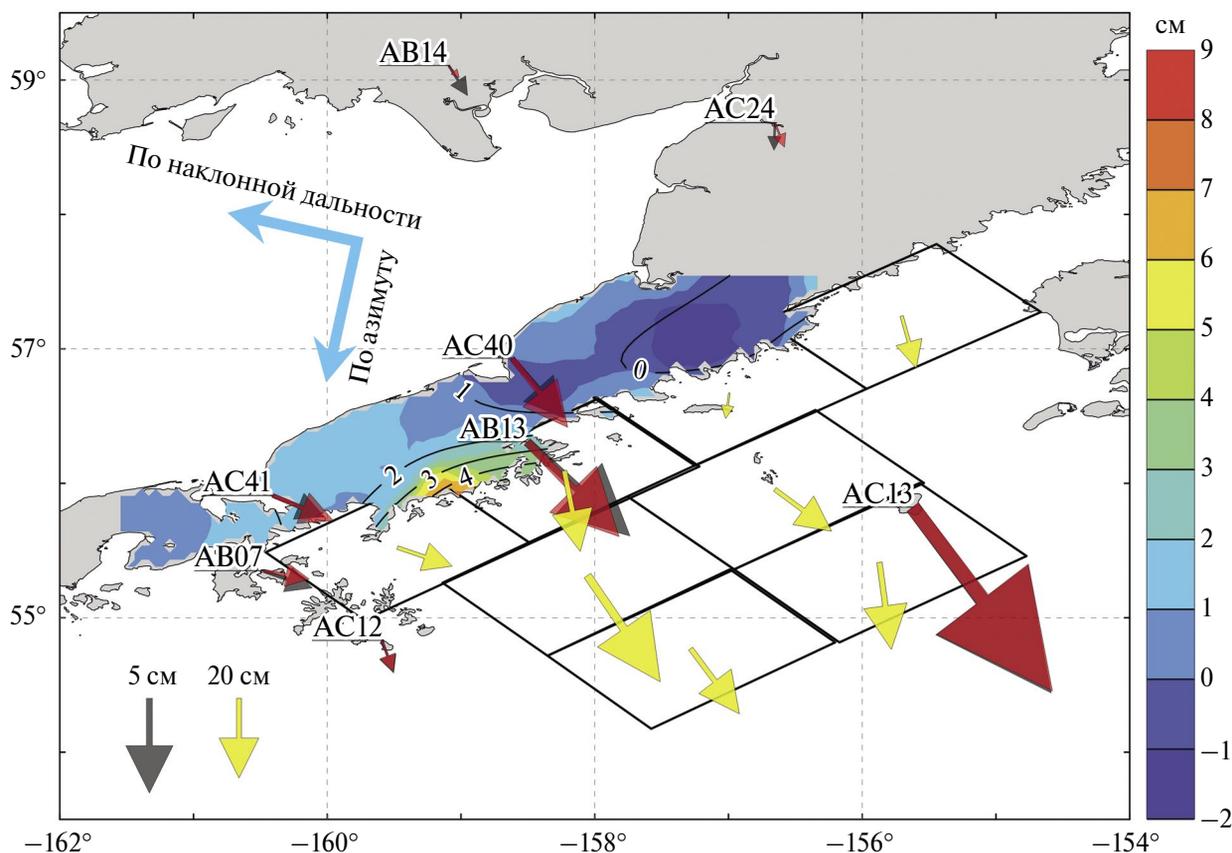
На рис. 8 показана проекция плоскостей на дневную поверхность и сопоставление смещений пунктов GPS и смещений земной поверхности в направлении на спутник по данным интерферометрии. Различия в абсолютных величинах горизонтальных смещений на пунктах GPS не

превосходят 1 см. Наибольшие различия в поле смещения по данным РСА интерферометрии фиксируются в области локального максимума у береговой линии и, очевидно, связаны с недостаточной детальностью модели поверхности, принятой для описания крипового процесса.

В целом, направления смещений на элементах поверхности постсейсмического крипа на рис. 8 и рис. 9 близки, что демонстрирует устойчивость полученных результатов.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

При моделировании процесса вязкоупругой релаксации в ряде работ принята гипотеза о пониженной вязкости астеносферы в зонах субдукции, так как очень большие скорости постсейсмических смещений (в случае землетрясения Чигник максимальная горизонтальная скорость постсейсмических смещений одного из пунктов GPS составила 3.65 см/год) могут быть получены только при

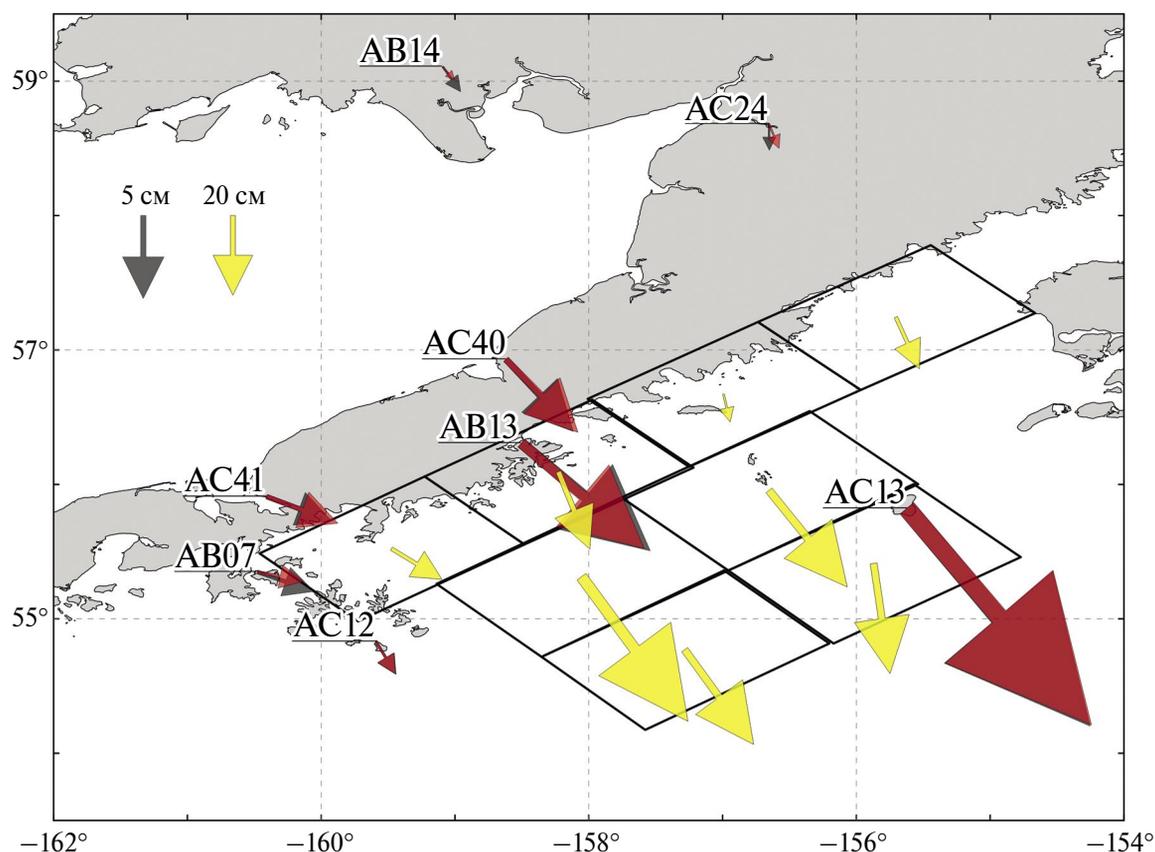


**Рис. 8.** Модель постсейсмического крипа в области землетрясения Чигник за период с 29.07.2021 г. по 15.09.2021 г. Совмещенные стрелки – горизонтальные смещения на пунктах GPS: красные – расчетные, черные – измеренные. Желтые стрелки – смещения на соответствующем элементе поверхности крипа. Цветная карта – поле смещений земной поверхности в направлении на спутник по данным радарной интерферометрии. Изолинии – расчетные смещения, также в направлении на спутник. Голубые стрелки указывают направление полета (азимут) и направление распространения радарного сигнала (дальность).

понижении вязкости астеносферы [Kogan et al., 2013; Han et al., 2016; и др.]. Как было показано в работе [Михайлов и др., 2020] для землетрясения Мауле, Чили, и подтвердилось в ходе этого исследования, для многих субдукционных землетрясений даже существенное понижение вязкости астеносферы не позволяет согласовать наблюдаемые и модельные поля смещений во всей области смещений. Часто смещения удастся согласовать в дальней зоне, но при наличии данных в области очага землетрясения они во многих случаях существенно отличаются от рассчитанных по модели вязкоупругой релаксации. Высокие скорости смещений в первые 1–2 года после землетрясения, вероятнее всего, связаны с постсейсмическим крипом. В то же время, имеется целый ряд, в основном внутриплитных, землетрясений, когда криповые смещения невелики, и наблюдаемые (обычно медленные) смещения хорошо объясняются вязкоупругой релаксацией с вязкостью порядка  $10^{19}$  Па·с (см., например, работу [Diament et al., 2020]).

Модель постсейсмического крипа во многих случаях может объяснить смещения, наблюдаемые после землетрясений [Михайлов и др., 2014; 2020; и др.]. Так и в модели постсейсмических смещений для землетрясения Чигник подвижки получены непосредственно на поверхности разрыва, на ее продолжении на глубину по контакту плит до 70 км, также они захватывают соседние глубокие участки зоны субдукции.

По нашим оценкам смещения через 1.5 месяца, к 15.09.2021 г., составили около 13 см в нижней части модели и до 32 см в ее верхней части. К концу 2021 г. смещения в нижней части поверхности крипа составили 14 см и достигли 45 см в верхней. Уменьшение средней скорости смещений указывает на затухание этого процесса. Учитывая размеры области смещений, суммарный сейсмический момент к концу 2021 г., при значении модуля сдвига 32 ГПа, эквивалентен землетрясению магнитудой  $M_w = 7.7$ . Смещения в верхней части модели – это, в основном, надвиг, а в нижней части



**Рис. 9.** Модель постсейсмических смещений в области землетрясения Чигник, построенная по данным о смещениях пунктов GPS за период с 29.07.2021 г. по 31.12.2021 г. Совмещенные стрелки – горизонтальные смещения на пунктах GPS: красные – расчетные, черные – измеренные. Прямоугольники показывают модель области постсейсмического крипа, желтые стрелки в середине прямоугольников – направления смещений на соответствующих элементах.

смещения на крайних элементах имеют и сдвиговую составляющую, направленную к очаговой области землетрясения Чигник (рис. 8 и рис. 9).

Хорошее совпадение модели постсейсмического крипа с данными GPS и PCA-интерферометрии позволяет заключить, что наблюдаемые постсейсмические процессы, вероятнее всего, в основном, связаны с процессом постсейсмического крипа.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение различных стадий сейсмического цикла в восточной части Алеутской зоны субдукции позволяет получить новую информацию о геодинамических процессах, происходящих в зонах субдукции. Данная область интересна тем, что в ней чередуются протяженные, полностью запертые участки, на которых происходят катастрофические землетрясения, и участки со слабым сцеплением и низкой сейсмической активностью. В данном районе имеется сеть

постоянных GPS-станций, но для спутниковой радарной интерферометрии и спутниковой гравиметрии район является достаточно сложным. Это требует тщательного подхода к анализу данных, моделированию и интерпретации результатов.

В работе приведены результаты анализа постсейсмических процессов, происходивших в области землетрясения Чигник после 29.07.2021 г. С использованием ранее построенной модели поверхности сейсмического разрыва [Конвисар и др., 2023] выполнено моделирование процесса вязкоупругой релаксации. Полученные результаты показали, что при снижении вязкости астеносферы до  $10^{18}$  Па·с удается приблизить модельные скорости смещений к зарегистрированным на береговых пунктах GPS. Однако смещения на островах, находящихся вблизи эпицентра землетрясения, отличаются от модельных не только по величине, но и по направлению. В то же время, модель постсейсмического крипа хорошо согласуется со

смещениями GPS и полем смещений в направлении на спутник по данным интерферометрии.

В рамках данной работы также проведен анализ временных изменений гравитационного поля в области землетрясения. Полученная косейсмическая аномалия согласуется с аномалией, рассчитанной по модели поверхности сейсмического разрыва. Но постсейсмическую аномалию выделить пока не удается из-за недостаточно длинных временных рядов в гравитационных моделях после землетрясения 29.07.2021 г.

Анализ постсейсмических процессов продолжен во второй части этой работы [Смирнов и др., 2024]. В ней выполнен сравнительный анализ эволюции во времени постсейсмических смещений различных пунктов GPS и афтершоковой активности, что также позволяет сделать заключения о природе постсейсмических процессов в очаговой области землетрясения Чигник.

### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят Европейское космическое агентство за предоставленные радарные снимки спутников Сентинель-1. Мы благодарим Консорциум Унавсо за предоставление доступа к записям станций GPS и Ф. Поллитца (USGS), который разработал программные коды Static1D и Visco1D и сделал их доступными для научного сообщества. Также авторы благодарят создателей сервиса International Centre for Global Earth Models (ICGEM) и NASA Jet Propulsion Laboratory (JPL) 2022 GRACE-FO Monthly Geopotential Spherical Harmonics CSR Release 6.1 (RL06.1) (<https://doi.org/10.5067/GFL20-MC061>) за опубликованные ежемесячные модели спутников GRACE-FO и разработчиков сервиса ASF HyP3 (Alaska Satellite Facility's Hybrid Pluggable Processing Pipeline), который был использован для расчета парных интерферограмм.

### ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-17-00064, <https://rscf.ru/project/23-17-00064/>

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Конвисар А.М., Михайлов В.А., Волкова М.С., Смирнов В.Б. Модель поверхности сейсмического разрыва землетрясения “Чигник” (Аляска, США) 29.07.2021 г.

по данным спутниковой радарной интерферометрии и ГНСС // Вулканология и сейсмология. 2023. № 5. С. 74–83. <https://doi.org/10.31857/S0203030623700256>

Михайлов В.О., Диаман М., Тимошкина Е.П., Хайретдинов С.А. Оценка относительной роли постсейсмического крипа и вязкоупругой релаксации после Симуширского землетрясения 15.11.2006 г. с использованием данных спутниковой геодезии и гравиметрии // Вестник МГУ. Сер. Физика и астрономия. 2018. № 5. С. 84–89.

Михайлов В.О., Пане И., Хаен М., Тимошкина Е.П., Бонвало С., Ляховский В., Диаман М., Девирон О. Сравнительный анализ временных вариаций глобального гравитационного поля по данным спутников Грейс в областях трех недавних гигантских землетрясений // Физика Земли. 2014. № 2. С. 29–40.

Михайлов В.О., Тимошкина Е.П., Смирнов В.Б., Хайретдинов С.А., Дмитриев П.Н. К вопросу о природе постсейсмических деформационных процессов в районе землетрясения Мауле, Чили, 27.02.2010 г. // Физика Земли. 2020. № 6. С. 38–47. <https://doi.org/10.31857/S0002333720060046>

Смирнов В.Б., Михайлов В.О., Конвисар А.М. Постсейсмические процессы в области землетрясения Чигник на Аляске 29.07.2021. Часть II: развитие смещений во времени и связь с афтершоковой активностью // Физика Земли. 2024. № 4. С. 35–49.

Ali S. T., Freed A. M. Contemporary deformation and stressing rates in Southern Alaska // Geophys. J. Int. 2010. V. 183. P. 557–571. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04784.x>

Argus D. F., Gordon R. G., DeMets C. Geologically current motion of 56 plates relative to the no-net-rotation reference frame // Geochem. Geophys. Geosyst. 2011. V. 12. P. 1–13. <https://doi.org/10.1029/2011GC003751>

Cross R. S., Freymueller J. T. Evidence for and implications of a Bering plate based on geodetic measurements from the Aleutians and western Alaska // J. Geophys. Res. 2008. V. 113. P. 1–19. <https://doi.org/10.1029/2007JB005136>

Davies J., Sykes L., House L., Jacob K. Shumagin seismic gap, Alaska Peninsula: History of great earthquakes, tectonic setting, and evidence for high seismic potential // J. Geophys. Res. 1981. V. 86. P. 3821–3855. <https://doi.org/10.1029/JB086iB05p03821>

De Viron O., Panet I., Mikhailov V., Van Camp M., Diament M. Retrieving earthquake signature in grace gravity solutions // Geophys. J. Int. 2008. V. 174. P. 14–20. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.03807.x>

Diament M., Mikhailov V., Timoshkina E. Joint inversion of GPS and high-resolution GRACE gravity data for the 2012 Wharton basin earthquakes // J. Geodyn. 2020. V. 136. Article ID 101722. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2020.101722>

Drooff C., Freymueller J. T. New constraints on slip deficit on the Aleutian megathrust and Inflation at Mt. Veniaminof, Alaska from repeat GPS measurements // Geophys. Res. Lett. 2021. V. 48. P. 1–12. <https://doi.org/10.1029/2020GL091787>

Elliott J. L., Grapenthin R., Parameswaran R. M., Xiao Z., Freymueller J. T., Fusso L. Cascading rupture of a megathrust // Sci. Adv. 2022. V. 8. P. 1–10. <https://doi.org/10.1126/sciadv.abm4131>

- Frey Mueller J.T., Woodard H., Cohen S.C., Cross R., Elliott J., Larsen C.F., et al.* Active deformation processes in Alaska, based on 15 years of GPS measurements / J.T. Freymueller, P.J. Haeussler, R.L. Wesson, G. Ekström (eds.). Active tectonics and seismic potential of Alaska. AGU. 2008. P. 1–42. <https://doi.org/10.1029/179GM02>
- Han S., Sauber J., Pollitz F.* Postseismic gravity change after the 2006–2007 great earthquake doublet and constraints on the asthenosphere structure in the central Kuril Is-land // *Geophys. Res. Lett.* 2016. V. 43. P. 3169–3177. <https://doi.org/10.1002/2016GL068167>
- Hayes G.P., Moore G.L., Portner D.E., Hearne M., Flamme H., Furtney M., Smoczyk G.M.* Slab2, a comprehensive subduction zone geometry model // *Science*. 2018. V. 362(6410). P. 58–61. <http://doi.org/10.1126/science.aat4723>
- Hsu Y.-J., Simons M., Avouac J.-P., Galetzka J., Sieh K., Chlieh M., Natawidjaja D., Prawirodirdjo L., Bock Y.* Frictional afterslip following the 2005 Nias–Simeulue earthquake, Sumatra // *Science*. 2006. V. 312(5782). P. 1921–1926. <https://doi.org/10.1126/science.1126960>
- Kogan M.G., Vasilenko N.F., Frolov D.I., Frymueller J.T.* Rapid postseismic relaxation after the great 2006–2007 Kuril earthquakes from GPS observations in 2007–2011 // *J. Geophys. Res.* 2013. V. 118. P. 3691–3706. <https://doi.org/10.1002/jgrb.50245>
- Li S., Freymueller J.T.* Spatial variation of slip behavior beneath the Alaska Peninsula along Alaska–Aleutian subduction zone // *Geophys. Res. Lett.* 2018. V. 45. P. 3453–3460. <https://doi.org/10.1002/2017GL076761>
- Liu C., Lay T., Xiong X.* The 29 July 2021 Mw 8.2 Chignik, Alaska Peninsula earthquake rupture inferred from seismic and geodetic observations: Re-rupture of the western 2/3 of the 1938 rupture zone // *Geophys. Res. Lett.* 2022. V. 49. № 4. P. 1–9. <https://doi.org/10.1029/2021JB023676>
- Mikhailov V., Tikhotsky S., Diamant M., Panet I., Ballu V.* Can tectonic processes be recovered from new gravity satellite data? // *EPSL*. 2004. V. 228. P. 281–297. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.09.035>
- Ozawa S., Nishimura T., Munekane H., Suito H., Kobayashi T., Tobita M., Imakiire T.* Preceding, coseismic, and postseismic slips of the 2011 Tohoku earthquake Japan // *J. Geophys. Res.* 2012. V. 117. B07404. <https://doi.org/10.1029/2011JB009120>
- Perfettini H., Tavera, H., Kositsky A., Nocquet J.M., Bondoux F., Chlieh M., Sladen A., Audin L., Farber D., Soler P.* Seismic and aseismic slip on the Central Peru megathrust // *Nature*. 2010. V. 465(7294). P. 78–81. <https://doi.org/10.1038/nature09062>
- Pollitz F.F.* Coseismic deformation from earthquake faulting on a layered spherical Earth // *Geophys. J. Int.* 1996. V. 125. P. 1–14. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1996.tb06530.x>
- Pollitz F.F.* Gravitational-viscoelastic postseismic relaxation on a layered spherical Earth // *J. Geophys. Res.* 1997. V. 102. P. 17921–17941. <https://doi.org/10.1029/97JB01277>
- Pollitz F.F.* Postseismic relaxation theory on the spherical Earth // *Bull. Seismol. Soc. Am.* 1992. V. 82. P. 422–453.
- Pritchard M.E., Simons M.* An aseismic slip pulse in northern Chile and along-strike variations in seismogenic behavior // *J. Geophys. Res.* 2006. V. 111(B8). B08405. <https://doi.org/10.1029/2006JB004258>
- Suito H., Freymueller J.T.* A viscoelastic and afterslip post-seismic deformation model for the 1964 Alaska earthquake // *J. Geophys. Res.* 2009. V. 114. P. 1–23. <https://doi.org/10.1029/2008JB005954>
- Vigny C., Socquet A., Peyrat S., Ruegg J.C., Métois M., Madariaga R., Morvan S., Lancieri M., Lacassin R., Campos J., Carrizo D. et al.* The 2010 Mw 8.8 Maule megathrust earthquake of central Chile, monitored by GPS // *Science*. 2011. V. 332(6036). P. 1417–1421. <https://doi.org/10.1126/science.1204132>
- Ye L., Bai Y., Si D., Lay T., Cheung K.F., Kanamori H.* Rupture model for the 29 July 2021 Mw 8.2 Chignik, Alaska earthquake constrained by seismic, geodetic, and tsunami observations // *J. Geophys. Res.* 2022. V. 127. P. 1–42. <https://doi.org/10.1029/2021JB023676>
- Ye L., Lay T., Kanamori H., Yamazaki Y., Cheung K.F.* The 22 July 2020  $M_w$  7.8 Shumagin seismic gap earthquake: partial rupture of a weakly coupled megathrust // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2021. V. 562. P. 1–12. <https://doi.org/10.1016/J.EPSL.2021.116879>

## Postseismic Processes in the Region of the July 29, 2021 Chignik Earthquake, Alaska. Part I: Modeling Results

A. M. Konvisar<sup>a,b,\*</sup>, V. O. Mikhailov<sup>a</sup>, V. B. Smirnov<sup>b,a</sup>, and E. P. Timoshkina<sup>a</sup>

<sup>a</sup>*Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Science, Moscow, 123242 Russia*

<sup>b</sup>*Faculty of Physics, Moscow State University, Moscow, 119991 Russia*

\*e-mail: alexkonvisar@gmail.com

Received February 9, 2024

revised February 19, 2024

accepted March 10, 2024

**Abstract** – We analyze the postseismic processes in the region of the  $M_w$  8.2 Chignik earthquake, which occurred on July 29, 2021. Using the seismic rupture surface model constructed in our previous paper (Konvisar et al., 2023), we have simulated the viscoelastic relaxation process. The results of the simulation

have shown that reducing the viscosity of the asthenosphere to  $10^{18}$  Pa·s in the calculations gives displacement velocities close to those recorded at the GPS coastal points. However, the displacements on islands close to the earthquake source region differ significantly not only in magnitude but also in direction. At the same time, the constructed model of the postseismic creep is closely consistent with the GPS displacement data and with the LOS (line-of-sight) displacement map derived from radar images acquired from the descending orbit of Sentinel 1A satellite. We also analyze temporal variations of the gravity field in the earthquake region. The obtained coseismic anomaly agrees with the anomaly calculated from the rupture surface model. Due to the insufficiently long series of gravity models after the earthquake, it is not yet possible to isolate the postseismic anomaly. The analysis of the postseismic processes is continued in the second part of this work (Smirnov et al., 2024), where we present the compare the time evolution of the postseismic displacements of various GPS sites with the aftershock activity, which allows us to draw conclusions about the creep nature of the postseismic processes in the source region of the Chignik earthquake.

*Keywords:* earthquake, Chignik, Alaska, July 29, 2021, displacement fields, GPS, satellite radar interferometry, GRACE-FO, postseismic creep, viscoelastic relaxation

УДК 550.31

## ПОСТСЕЙСМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ОБЛАСТИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ЧИГНИК НА АЛЯСКЕ 29.07.2021. ЧАСТЬ II: РАЗВИТИЕ СМЕЩЕНИЙ ВО ВРЕМЕНИ И СВЯЗЬ С АФТЕРШОКОВОЙ АКТИВНОСТЬЮ

© 2024 г. В. Б. Смирнов<sup>1,2, \*</sup>, В. О. Михайлов<sup>1</sup>, А. М. Конвисар<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

<sup>2</sup>МГУ имени М.В. Ломоносова, физический факультет, г. Москва, Россия

\*E-mail: vs60@mail.ru

Поступила в редакцию 19.02.2024 г.

После доработки 07.03.2024 г.

Принята к публикации 10.03.2024 г.

По данным сети пунктов GPS проведен анализ постсейсмических движений в очаговой области землетрясения Чигник 29.07.2021 г., M8.2 на Аляске. Показано, что эти движения имеют характер крипового скольжения (*afterslip*). Скорость постсейсмических смещений точек поверхности Земли (пунктов наблюдений GPS) падает со временем по степенному закону близкому к  $1/t$  ( $t$  – время после землетрясения). На интервале времени в два года величины смещений увеличиваются во времени по закону логарифмической ползучести. Проведен анализ афтершоков землетрясения Чигник по данным регионального каталога землетрясений Аляски. Показано, что постсейсмические смещения в различных пунктах наблюдений GPS пропорциональны смещениям в сеймотектоническом течении, обусловленным остаточным смещениям в очагах афтершоков. Это позволяет рассматривать суммарные подвижки в очагах афтершоков как общий механизм криповой постсейсмической деформации в очаговой области землетрясения Чигник.

**Ключевые слова:** постсейсмические движения, логарифмическая ползучесть, афтершоки, сеймотектоническое течение.

**DOI:** <https://doi.org/10.31857/S0002333724040035>, **EDN:** FWYXGW

### ВВЕДЕНИЕ

Для анализа характеристик, источников и механизмов постсейсмических движений в очаговых зонах землетрясений используются данные как наземных, так и спутниковых средств измерения перемещений точек земной поверхности после, как правило, сильных землетрясений. Эти данные применяются для построения моделей движений в очаговой зоне в окрестности очага главного события. Для построения моделей наиболее сильных землетрясений данные о смещениях на поверхности Земли дополняются данными об изменениях гравитационного поля в очаговой области (см., например, [Михайлов и др., 2014; 2016]). Постсейсмические движения демонстрируют относительно медленное затухающее изменение на характерных временах от месяцев до первых лет.

С реологической точки зрения зависимость постсейсмической деформации от времени

можно рассматривать как эмпирическую оценку функции ползучести. Под функцией ползучести понимают, как известно, должным образом отнормированное изменение деформации, вызванное скачком напряжения и происходящее затем при постоянном напряжении [Магницкий, 1965; Мейз, 1974]. В случае постсейсмических движений такая интерпретация применима, если считать, что косейсмический скачок напряжений в очаговой области много больше возможных вариаций напряжений другой природы.

Для объяснения постсейсмических движений и их затухания во времени, как правило, рассматриваются два класса моделей релаксационных явлений в твердых телах [Scholz, 2019; Marone et al., 1991; Perfettini, Avouac, 2004; Perfettini et al., 2005; Pollitz, 2005; Freed, Burgmann, 2004; Rice et al., 2001].

Первый класс – упруго-вязкие реологические тела, релаксация в которых происходит за счет вязкого течения геоматериала. Физические механизмы вязкости связывают с диффузионной или дислокационной ползучестью. Для линейных упруго-вязких реологических тел кривые ползучести имеют экспоненциальный вид  $(1 - e^{-t/\tau})$ , где  $t$  – время после землетрясения, а время релаксации  $\tau$  определяется отношением вязкости к упругости (в случае сложного тела с несколькими упругостями и вязкостями будет несколько времен релаксации [Pollitz, 2005]).

Второй класс – криповые механизмы, разделяемые на два типа: деформации, обусловленные зависящим от скорости смещения трением на разломах, и деформации, обусловленные остаточными смещениями в очагах афтершоков. Механизмы этого класса в английской литературе именуются *afterslip*. С точки зрения реологии разломных зон механизм первого типа (трение) относится к устойчивому скольжению (*steady sliding*), а второго типа (остаточное смещение) – к прерывистому скольжению (*stick-slip*) [Scholz, 2019].

Механизм первого типа опирается на зависимость коэффициента трения от скорости и времени скольжения по контакту (модель *rate-and-state* в английской терминологии). Эта зависимость объясняется на основе концепции коррозии напряжений [Scholz, 1968a; Anderson, Grew, 1977]. Функция ползучести, выводимая из этих представлений, имеет логарифмический вид [Scholz, 2019; Marone et al., 1991], идентичный логарифмической ползучести Ломница [Lomnitz, 1957; Магницкий, 1965]. Спад скорости деформации имеет в этом случае степенной вид  $1/t$ .

Функция ползучести для механизма второго типа, известного также как сейсмотектоническое течение [Ризниченко, 1965; 1976; 1977], определяется характером релаксации афтершокового процесса. В ряде моделей спад афтершоковой активности по закону Омори как  $1/t$  также связывают с коррозией напряжений [Scholz, 1968b; Narteau et al., 2002]. В рамках этих моделей функция ползучести, обусловленная афтершоковым сейсмотектоническим течением, тоже имеет логарифмический вид. Отметим, что для обобщенных моделей афтершоковой релаксации, спад афтершоковой активности происходит по степенной функции  $1/t^p$ . Если показатель спада  $p$  (параметр Омори), отличен от единицы, то соответствующая функция ползучести (пропорциональная интегралу от  $1/t^p$ ) будет иметь

степенную форму. При изучении постсейсмических движений известны примеры использования степенных функций ползучести [Xiang et al., 2023; Liu et al., 2022].

В постсейсмических движениях обнаруживают иногда только упруго-вязкую релаксацию, иногда – только криповую, иногда и ту, и другую [Pollitz, 2005; Freed et al., 2006a; 2006b; 2007; Johnson et al., 2009; Xiang et al., 2023; Liu et al., 2022].

В первой части настоящей работы [Конвисар и др., 2024] в области очага землетрясения Чигник M8.2 29.07.2021 г. на Аляске выполнено моделирование процесса вязкоупругой релаксации и проведено ее сопоставление с данными деформометрии, которое показало, что этот процесс не может объяснить наблюдаемые смещения. Далее с использованием данных GPS и спутниковой радарной интерферометрии построена статическая пространственная модель постсейсмических смещений в очаговой области. Цель второй части работы – выяснение характера изменения постсейсмических движений во времени по данным GPS и их сопоставление с афтершоковой активностью.

## ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

Землетрясение Чигник M8.2 произошло в Алеутской зоне субдукции 29.07.2021 г. недалеко от города Чигник [Liu et al., 2022]. В работе [Конвисар и др., 2023] по комплексу спутниковых данных была построена модель косейсмических смещений в очаговой области землетрясения. Согласно этой модели, тип смещений – практически чистый надвиг, а смещения, в целом, произошли по всей очаговой области. Максимальное смещение составило 5.7 м при среднем смещении по всей плоскости 2.2 м. Сейсмический момент, рассчитанный при значении модуля сдвига 32 ГПа по полученным параметрам площадки и смещениям на ней, составил  $1.95 \times 10^{21}$  Н·м ( $M_w = 8.13$ ), что близко к оценкам USGS и GCMT, полученным по сейсмологическим данным.

Сопоставление модельных и измеренных в пунктах GPS косейсмических смещений показало, что направления смещения на поверхности в точках наблюдений, расположенных в центральной части эпицентральной области и на севере от нее, совпадают с направлениями смещений в очаге землетрясения, тогда как направления смещения в пунктах на периферии эпицентральной области существенно

отклоняются от направления смещения на плоскости очага землетрясения.

Модель постсейсмических движений [Конвисар и др., 2024] основана на данных о смещениях на пунктах GPS и интерферометрии. Для определения области, в которой происходил постсейсмический крип, были использованы данные о распределении афтершоков, глубина которых под областью землетрясения Чигник достигала 100 км. Построенная модель показывает, что постсейсмический крип происходил в обширной зоне, включая очаговую область и ее продолжение на значительную глубину.

## ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

### Исходные данные о смещениях на поверхности Земли

Использована открытая информация с сайта The GAGE GNSS Analysis Center<sup>1</sup> об изменении координат пунктов GPS. Дискретность данных – один отсчет в сутки, отнесенный авторами данных к 12:00. Для каждого пункта наблюдений данные представляют собой текстовый файл, содержащий для каждого суток сведения о текущих координатах пункта GPS, смещениях пункта (в мм) в трех направлениях (на север, на восток, вверх) относительно указанных в заголовке координат, погрешностях определения этих смещений, маркер качества данных. Наблюдения охватывают интервал времени с 2006–2008 гг. (для разных пунктов даты начала регистрации различаются) по настоящее время.

### Исходные сейсмические данные

Использована открытая информация о региональном каталоге землетрясений Аляски с сайта USGS: Alaska Earthquake Information Center<sup>2</sup>. В каталоге представлена стандартная информация о землетрясениях с магнитудами  $M \geq -1.8$ . Магнитудная шкала – составная, унифицированная составителями каталога. Общий объем каталога с 01.01.1988 г. по 20.03.2023 г. составляет 1 011 900 записей.

Для выделения афтершоков применялась авторская методика [Смирнов, 2009], основанная на алгоритме Молчана–Дмитриевой [Молчан, Дмитриева, 1991]. Общий объем каталога выделенных афтершоков землетрясения Чигник без селекции по магнитуде составил 5457 записей.

<sup>1</sup> <https://www.unavco.org/data/gps-gnss/derived-products/derived-products.html>

<sup>2</sup> <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>

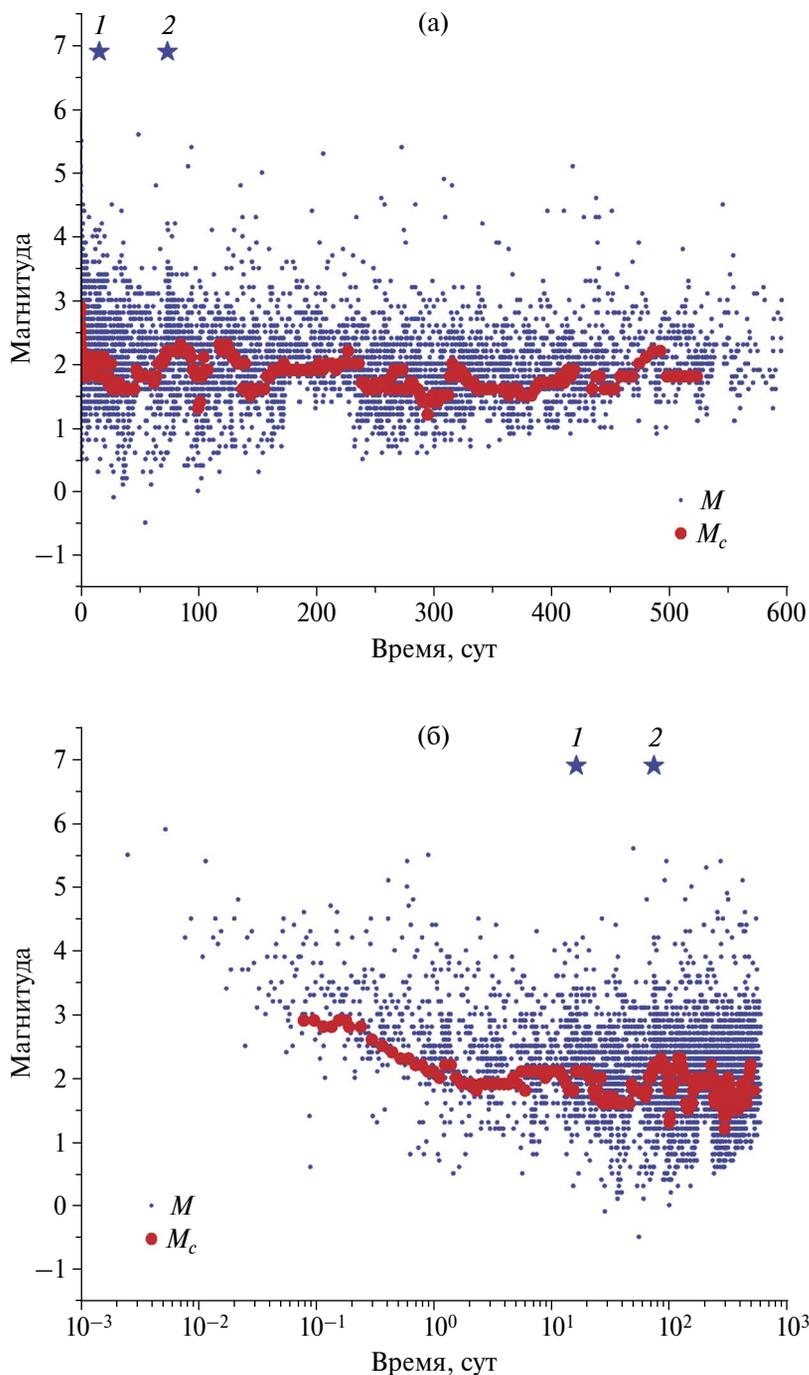
Оценка изменения представительной магнитуды каталога афтершоков проводилась по авторской методике [Смирнов, 1997], основанной на алгоритме Писаренко [Писаренко, 1989]. Оценка проводилась в скользящих по времени окнах, содержащих заданное количество событий. На рис. 1 представлены графики магнитуд афтершоков с нанесенными на них значениями представительных магнитуд, оцененных в скользящих окнах в 200 событий.

На рис. 1 видно, что в первые сутки каталог неоднороден по представительной магнитуде, ее величина уменьшается от 3 до 2. Это – известное следствие перегруженности сейсмической сети большим потоком событий. Начиная со вторых суток каталог однороден по представительной магнитуде, ее величина колеблется около 2. Поскольку в настоящей работе не предполагается исследование параметров сейсмического режима, чувствительных к порогу представительности, для дальнейшей работы мы отселектировали каталог по магнитуде с единым порогом  $M_c = 2$ , имея в виду возможные неточности оценок в первые сутки. Объем этого рабочего каталога составил 2985 афтершоков.

## ПОСТСЕЙСМИЧЕСКИЕ СМЕЩЕНИЯ

На рис. 2 показаны горизонтальные перемещения пяти выбранных пунктов GPS, окружающих эпицентральную зону землетрясения Чигник. Перемещения рассчитаны относительно положений пунктов 01.01.2009 г. (точка с координатами (0,0) на представленных графиках). Были выбраны именно эти пункты, поскольку они испытали наибольшие постсейсмические смещения.

Представленные на рис. 2 перемещения начинаются в точках (0,0), направление времени показано стрелками. Вначале, до моментов времени двух близких сильных землетрясений [Elliott et al., 2022] –  $M7.8$  22.07.2020 г. (известного как землетрясение Симеоноф (Simeonof), по одноименному острову у побережья Аляски) и землетрясения Чигник  $M8.2$  29.07.2021 г. – все пункты смещались в северо-западном направлении. Назовем это, следуя работе [Scholz, 2019], межсейсмическим (*interseismic*) движением. Его направление соответствует направлению движения океанической плиты. Смещение в этом направлении пунктов, расположенных на континентальной плите, означает, что происходило сжатие континентальной плиты и накопление напряжений вследствие движения океанической плиты и сцепления с ней



**Рис. 1.** Магнитуды афтершоков землетрясения Чигник: (а) – в линейном масштабе времени; (б) – в логарифмическом масштабе. По оси абсцисс отложено время после главного события. Звездочками отмечены два сильнейших афтершока: 1 – 14.08.2021 г.,  $M_{6.9}$  (16-е сутки после землетрясения); 2 – 11.10.2021 г.,  $M_{6.9}$  (74-е сутки после землетрясения). Красными точками показаны оценки представительной магнитуды  $M_c$ .

континентальной плиты в запертой части зоны субдукции. Величины смещений убывают по мере удаления пунктов GPS от оси зоны субдукции. В результате землетрясений 2020 и 2021 гг. зацепление плит в рассматриваемой области было нарушено, и пункты GPS стали смещаться

в противоположном – юго-восточном – направлении под действием накопившихся в континентальной плите упругих напряжений.

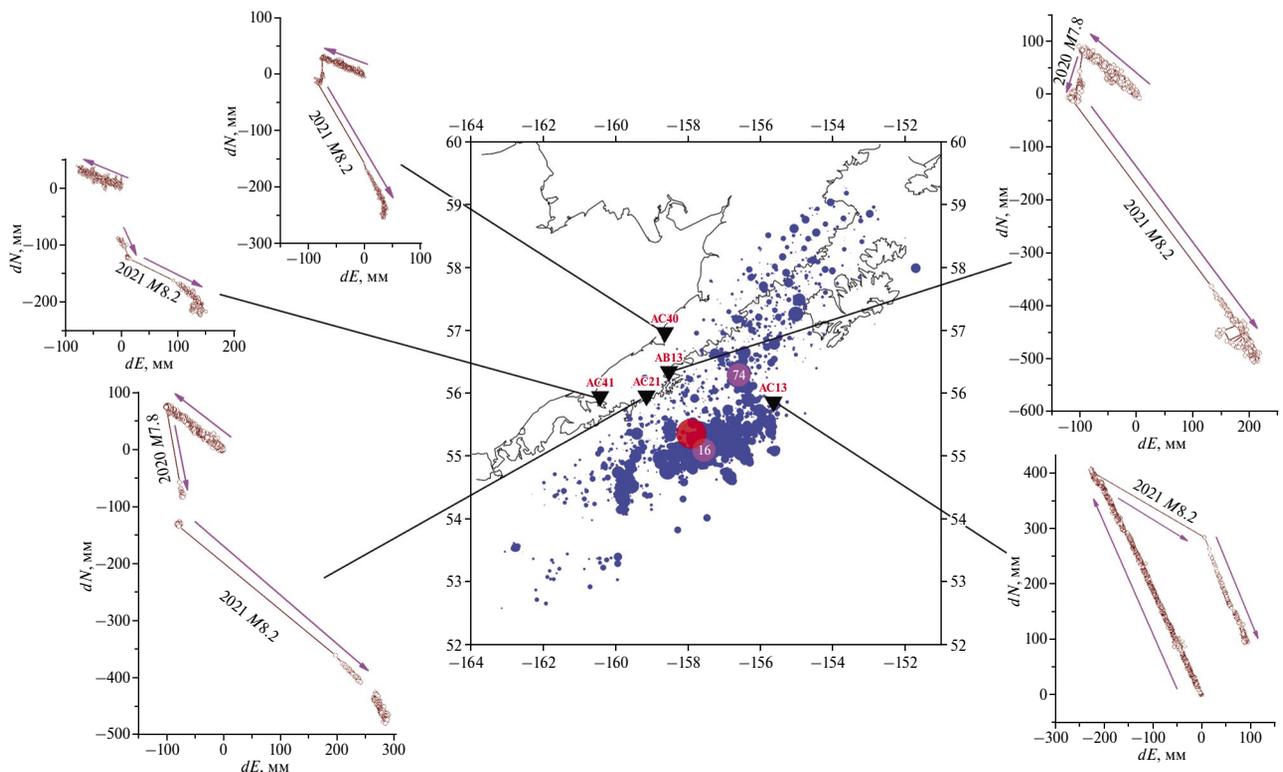
На рис. 2, в пунктах АВ13, АС40, АС21 видны косейсмические смещения во время землетрясения Симеоноф 2020 г., сопровождающиеся

постсейсмическими движениями. Затем видны косейсмические смещения землетрясения Чигник 2021 г. и соответствующие постсейсмические движения. В пункте АС41 во время землетрясения Симеоноф имелся пропуск данных, в этом пункте видно только окончание постсейсмического движения после землетрясения Симеоноф, а затем – ко- и постсейсмические движения от землетрясения Чигник. В пункте АС13, расположенном дальше всех других пунктов от очага землетрясения Симеоноф, ко- и постсейсмические движения от этого землетрясения не видны. Ко- и постсейсмические движения от землетрясения Чигник видны в пункте АС13 отчетливо.

На рис. 2 видно, что направление постсейсмических движений всех пунктов кроме АС13 совпадают с направлением косейсмических подвижек – постсейсмические движения как бы продолжают косейсмические. Направление постсейсмического движения пункта АС13 не совпадает с косейсмическим. Во всех пунктах кроме АС40 простираение постсейсмических

движений близко к простираению межсейсмических, но обратно им по направлению.

Для анализа характера релаксации постсейсмических движений после землетрясения Чигник мы изучили изменение во времени расстояния, которое прошел каждый из пяти пунктов GPS от точки, где он находился по завершении косейсмической подвижки 29.07.2021 г. Землетрясение Чигник произошло в 9 часов 15 минут 29.07.2021 г., и, поскольку ряды данных GPS имеют суточную дискретность, за начало отсчета расстояний было принято положение пунктов GPS 29.07.2021 г. При вычислении расстояний учитывались только горизонтальные компоненты смещений, поскольку, во-первых, величина горизонтального смещения, накопленного за постсейсмический интервал времени, много больше, чем величина вертикального смещения. Во-вторых, погрешность измерения вертикальной компоненты смещения в несколько раз больше, чем погрешность для горизонтальных компонент.



**Рис. 2.** Район исследования и горизонтальные перемещения пунктов GPS. Синими кружками показаны афтершоки землетрясения Чигник, размеры кружков пропорциональны магнитуде. Красный кружок – эпицентр Чигник. Фиолетовые кружки с номерами 16 и 74 внутри – сильнейшие афтершоки 14.08.2021 г., M6.9 (16-е сутки после землетрясения) и 11.10.2021 г., M6.9 (74-е сутки после землетрясения), обозначенные цифрами 1 и 2 на рис. 1. Треугольники – пункты GPS, сверху подписаны их коды. На вставках в едином масштабе показаны перемещения пунктов, за ноль принято их положение 01.01.2009 г., стрелки – направление времени, косейсмические смещения отмечены годом и магнитудой землетрясения.

Расстояние рассчитывалась как  $D = \sqrt{(dN)^2 + (dE)^2}$ , где  $dN$  и  $dE$  – смещения на север и на восток, соответственно (см. рис. 2), погрешность оценки расстояния – как  $SD = \sqrt{(SN)^2 + (SE)^2}$ , где  $SN$  и  $SE$  – погрешности оценок  $dN$  и  $dE$  соответственно.

Поскольку, как видно на рис. 2, постсейсмические смещения были практически прямолинейными, указанное выше расстояние можно рассматривать как величину смещения точки в заданном направлении.

На рис. 3 представлены графики смещения  $D$  как функция времени  $t$ , отсчитываемого от 29.07.2021 г. (от начала постсейсмического интервала).

Вид кривых на рис. 3 соответствует характерным реологическим кривым ползучести. Во Введении мы отмечали, что известные модели постсейсмических движений дают для функции ползучести экспоненциальный вид  $(1 - e^{-t/\tau})$  для упруго-вязкой релаксации и логарифмический  $q \ln(1 + \alpha t) + 1$  для криповой релаксации (тело Ломница). Для разделения экспоненциальной и логарифмической реологии удобнее перейти к производной функции ползучести и рассматривать изменение во времени скорости деформаций. Для упруго-вязких тел

скорость деформации спадает экспоненциально как  $e^{-t/\tau}$ , для тела Ломница – по степенному закону как  $1/t$ .

На рис. 4 представлен график изменения во времени скорости смещения  $\dot{D}$ . Скорость рассчитывалась стандартным образом – как  $\dot{D} = \frac{D(t + \Delta t) - D(t - \Delta t)}{2\Delta t}$ , где  $\Delta t$  – шаг квантования по времени, равный в нашем случае 1 сут. На этом же рисунке представлены соответствующие погрешности.

На рис. 4 видно, что даже для пункта AC13 с наибольшей скоростью смещения величины  $\dot{D}$  становятся соизмеримы с погрешностями или меньше их примерно с 11–12 суток. Исходя из этого ограничим интервал анализа скоростей смещений 12 сутками.

На рис. 5 зависимость скорости смещения от времени представлена в полулогарифмическом (рис. 5а) и дважды логарифмическом (рис. 5б) масштабе, поскольку функции  $e^{-t/\tau}$  и  $1/t$  имеют линейный вид в полулогарифмическом и дважды логарифмическом масштабе соответственно.

На рис. 5 видно, что спад скоростей смещения лучше соответствует степенной функции (рис. 5б), чем экспоненциальной (рис. 5а). На рис. 5б пунктиром показана прямая  $1/t$ ,

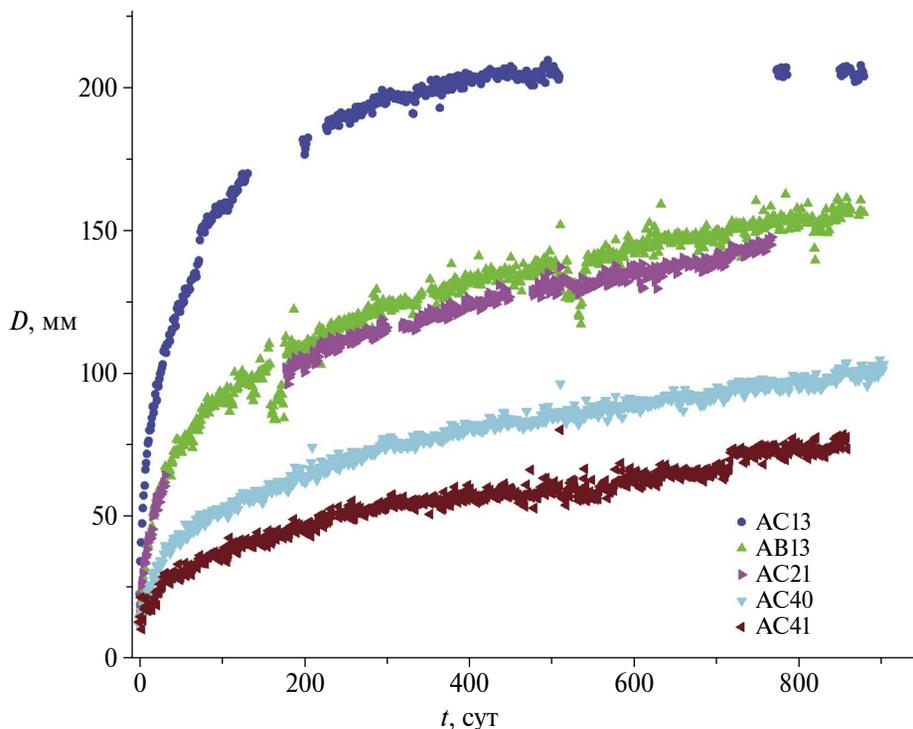


Рис. 3. Смещения пунктов GPS во времени от их положений 29.07.2021 г.

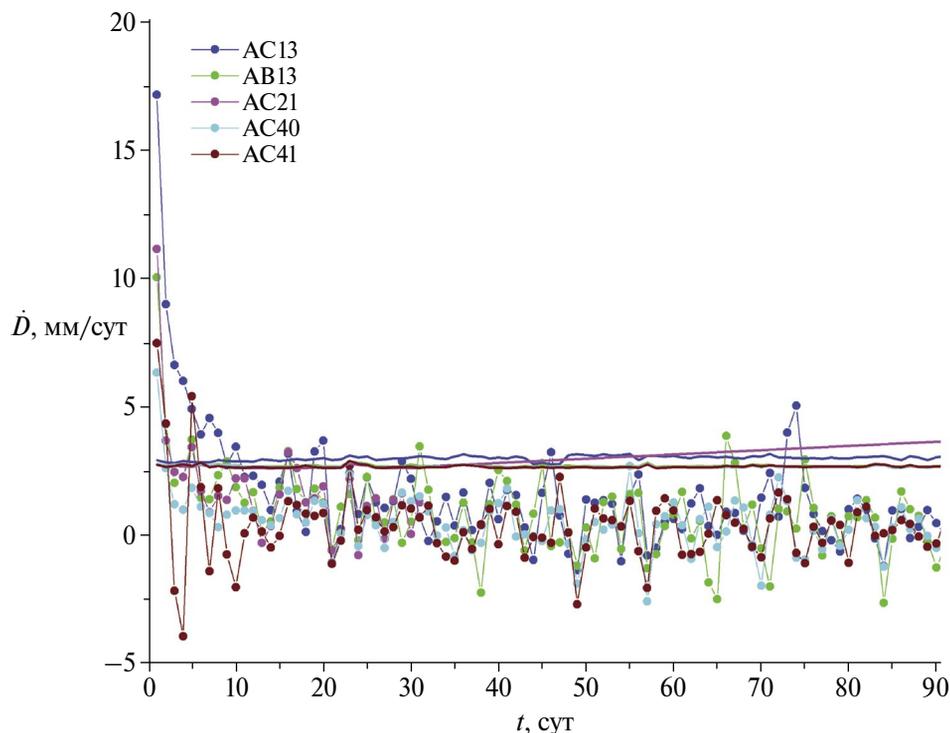


Рис. 4. Скорость смещения пунктов GPS (первые 90 суток). Горизонтальными кривыми показаны погрешности оценок.

отвечающая логарифмической ползучести. Видно, что спад скоростей смещений на всех пунктах GPS близок к  $1/t$ .

На рис. 6а показаны аппроксимации вида  $q \ln(1 + \alpha t) + 1$  для смещений на всех пунктах GPS на интервале времени примерно два года. Видно, что эти аппроксимации хорошо согласуются с эмпирическими данными для всего интервала времени для всех пунктов кроме AC13. Отклонение аппроксимации от эмпирических данных для пункта AC13 начиная с 74-х суток обусловлено сильным афтершоком  $M6.9$  11.10.2021 г., произошедшим на 74-е сутки вблизи пункта AC13 (см. рис. 2). Косейсмическое смещение от этого землетрясения в пункте AC13 «сдвигает» эмпирическую кривую вверх и обуславливает рассогласование аппроксимации и эмпирических данных.

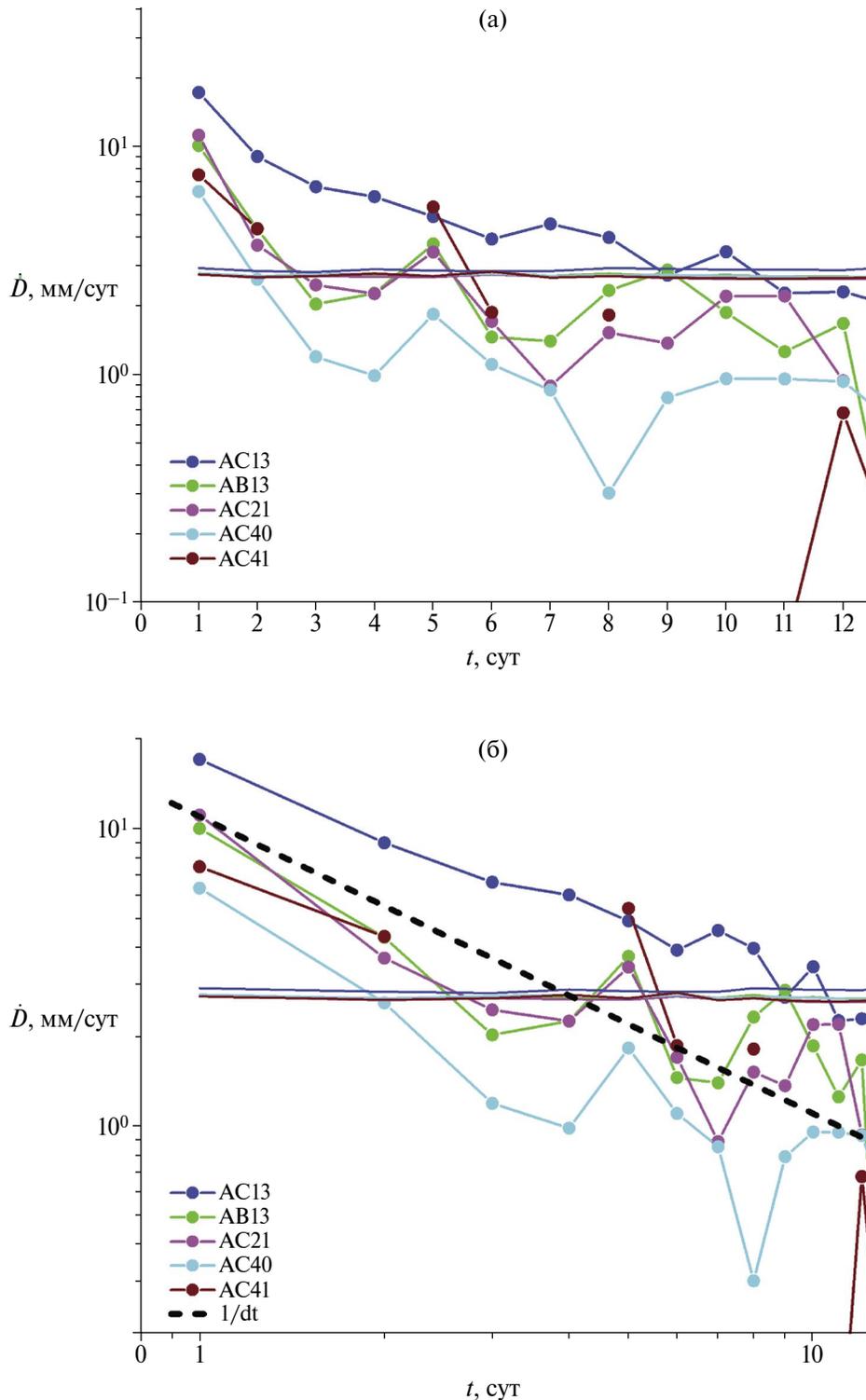
На рис. 6б аппроксимации показаны на интервале времени до афтершока  $M6.9$  11.10.2021 г. Видно хорошее согласие логарифмической аппроксимаций с данными для всех пунктов GPS.

## ОБСУЖДЕНИЕ

Полученные результаты свидетельствуют, что постсейсмические движения в области землетрясения Чигник соответствуют реологической

модели логарифмического крипа (телу Ломница). В работе [Xiang et al., 2023] представлены результаты анализа постсейсмических движений в очаговой зоне землетрясения Чигник в течение первых двух суток после землетрясения Чигник по 15-секундным отсчетам GPS-наблюдений. Авторы делают вывод, что в первые сутки после землетрясения смещения лучше аппроксимируются степенной функцией нежели логарифмической. У нас на рис. 5б также видно, что наклоны прямых для разных пунктов GPS отличаются от наклона прямой  $1/t$  (пунктирная линия на рис. 5б). Формальные регрессии, построенные по точкам, лежащим на рис. 5б выше погрешностей их оценок, дают для наклонов разброс от 0.7 до 1.4. Однако мы не считаем возможным утверждать, что наклоны для различных пунктов различны, поскольку они оценивались для большинства пунктов по трем или даже двум точкам. На этом основании мы приняли, что спад скорости смещения имеет вид  $1/t$ , а само смещение аппроксимировали логарифмической функцией.

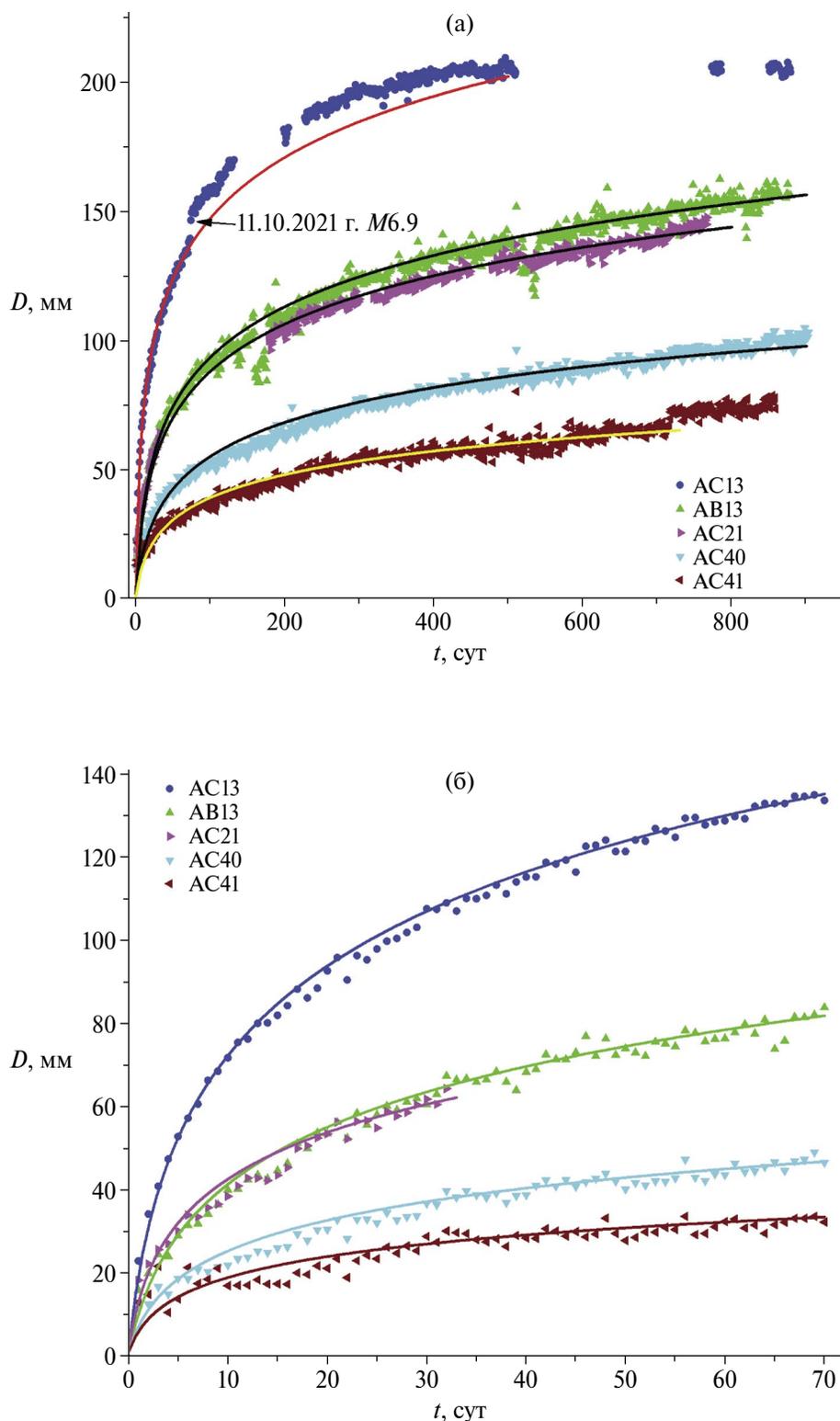
Сравнить количественно наши оценки с оценками из работы [Xiang et al., 2023] не представляется возможным, поскольку авторы этой работы анализируют не величину смещения (модуль вектора смещения в заданном направлении), а его компоненты по отдельности. Они



**Рис. 5.** Скорость смещения пунктов GPS в полулогарифмическом (а) и дважды логарифмическом (б) масштабах. Горизонтальными кривыми показаны погрешности оценок. Пунктиром на рис. (б) показана прямая  $1/t$ , отвечающая логарифмической ползучести.

рассматривают смещения только в первые двое суток сразу после главного землетрясения, а мы за гораздо больший интервал времени, начиная с суток, следующих за сутками, когда было

землетрясение. С физической точки зрения возможное отличие наших результатов от результатов работы [Xiang et al., 2023] не является принципиальным, поскольку и логарифмическая



**Рис. 6.** Смещение пунктов GPS (точки) и его логарифмическая аппроксимация вида  $q \ln(1 + \alpha t) + 1$  (линии): (а) – за весь интервал времени; (б) – до сильного афтершока 11.10.2021 г.  $M6.9$  (74-е сутки после землетрясения Чигник); на рис. (а) стрелкой отмечены косейсмические смещения от этого афтершока.

ползучесть, соответствующая спаду скорости смещения как  $1/t$ , и степенная, соответствующая спаду  $1/t^p$ , свидетельствуют о криповом механизме постсейсмических движений и отвергают механизм упруго-вязкой релаксации.

Во Введении мы отмечали, что один из криповых механизмов постсейсмических движений связывают с афтершоковыми процессами. Сопоставим полученные нами кривые постсейсмических смещений пунктов GPS с афтершоковым сейсмотектоническим течением в очаговой области землетрясения Чигник.

Скорость сейсмотектонического течения (тензор скорости сейсмотектонических деформаций) может быть рассчитана, если известны сейсмические моменты землетрясений, содержащие информацию о величинах и направлениях остаточных смещений в очагах [Костров, 1974]. При отсутствии данных о сейсмических моментах можно оценить лишь сумму величин подвижек в очагах землетрясений без учета их ориентаций, заменив, фактически, векторное суммирование подвижек скалярным суммированием их величин. Поскольку подвижки в очагах землетрясений ориентированы не вдоль одной линии, такая сумма (кумулятивное смещение) всегда будет больше истинной величины смещения за счет сейсмотектонического течения. Однако при анализе релаксационных деформационных процессов кумулятивное смещение оказывается полезным [Михайлов и др., 2010], поскольку отражает суммарную величину диссипативных процессов, связанных с разрушением в среде.

В рамках самоподобной модели очага землетрясения [Аки, 1967; Scholz, 2019] подвижка в очаге пропорциональна его размеру:

$$u = \varepsilon l, \quad (1)$$

а сейсмическая энергия землетрясения пропорциональна кубу размера очага:

$$E = \beta l^3. \quad (2)$$

Коэффициент пропорциональности  $\varepsilon$  в (1) имеет смысл деформационной прочности среды (деформации, при которой наступает разрушение материала). Оценки диапазона для  $\varepsilon$  по сейсмологическим данным составляют примерно  $10^{-5} - 10^{-4}$  [Scholz, 2019; Thingbaijam et al., 2017].

Коэффициент пропорциональности  $\beta$  в (2) связан с энергетической прочностью среды  $W$  (плотностью упругой энергии, при которой наступает разрушение материала):  $\beta = \chi W$ , где  $\chi$  — коэффициент сейсмического действия.

По сейсмическим данным  $\beta \approx 10^3$  эрг/см<sup>3</sup> [Садовский и др., 1983].

Из (1) и (2) получаем выражение для оценки подвижки в очаге:

$$u = \varepsilon \left( \frac{E}{\beta} \right)^{1/3} = \alpha E^{1/3}. \quad (3)$$

Сейсмическую энергию оцениваем по магнитуде. Для магнитуд, представленных в каталоге Аляски, используем стандартную формулу для магнитуд по поверхностным волнам:

$$\lg E(\text{Дж}) = 1.5M + 4.8. \quad (4)$$

Калибровку выражения (3) — оценку параметра  $\alpha$  в локальных условиях очаговой области землетрясения Чигник — проведем по данным о подвижке в очаге землетрясения Чигник. Согласно работе [Конвисар и др., 2023] средняя подвижка в очаге этого землетрясения была 2.2 м. При магнитуде  $M = 8.2$  получаем из (3) и (4)  $\alpha = 4.3 \cdot 10^{-6}$  м/Дж<sup>1/3</sup>. При оценке размера очага как квадратного корня из площади разрыва [Садовский и др., 1983] по данным из работы [Конвисар и др., 2023] о размерах плоскости разрыва 225 км по простиранию и 126 км по падению и при указанном выше значении  $\alpha$  получаем из (3)  $\varepsilon = 1.3 \cdot 10^{-5}$ . Это согласуется с приведенным выше диапазоном оценок для  $\varepsilon$ .

Из формулы (3) следует, что оценку кумулятивного смещения по данным об афтершоках нужно производить по формуле:

$$u(t) = \alpha \sum_{i: t_i \leq t} E_i^{1/3}. \quad (5)$$

На рис. 7 кумулятивные смещения, рассчитанные согласно (5) по данным каталога афтершоков, сопоставлены со смещением пункта АС13, испытавшего самые большие постсейсмические движения (см. рис. 3). Мы ограничились на этом рисунке интервал времени 73 сутками, поскольку, как отмечалось выше, после этого времени смещения пункта АС13 испытывают скачок из-за второго сильного афтершока 11.10.2021 г.  $M6.9$  (74-е сутки) и отклоняются от логарифмической модели.

На рис. 7 видно, что до сильного афтершока 14.08.2021 г.  $M6.9$  (16-е сутки) кумулятивная афтершоковая подвижка и смещения пункта GPS хорошо согласуются. Подвижка в очаге первого сильного афтершока 14.08.2021 г.  $M6.9$  в смещении пункта АС13 не проявилась, в отличие от второго афтершока 11.10.2021 г.  $M6.9$  (см. рис. 6). Вероятно, это связано с большим удалением очага первого афтершока от пункта АС13.

Кумулятивное афтершоковое смещение рассчитывалось по всем афтершокам, поэтому подвижка в очаге сильного афтершока 11.10.2021 г. хорошо видна на кривой 3, она помечена стрелкой на рис. 7 (аналогичные ситуации известны при сопоставлении постсейсмических движений с афтершоковыми процессами, см., например, работу [Perfettini et al., 2005]). Если исключить эту подвижку при вычислении афтершокового смещения, то, как видно на рис. 7 (кривая 4), кумулятивные афтершоковые смещения и смещения пункта GPS хорошо согласуются и после первого афтершока.

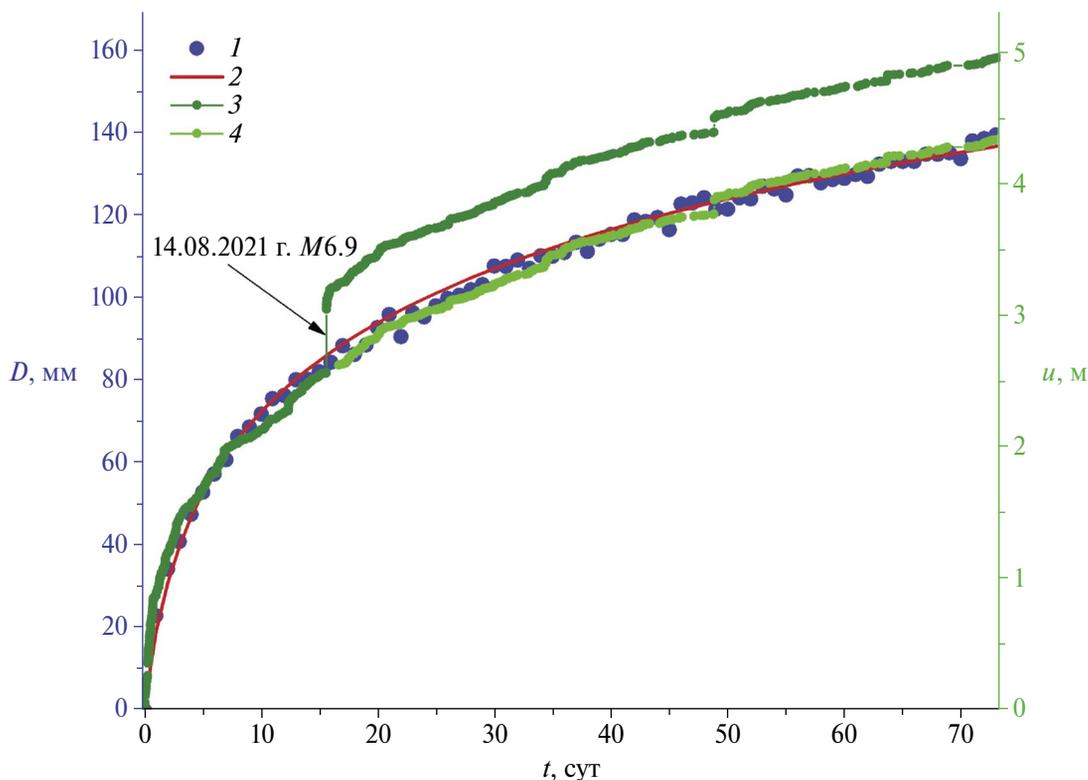
Заметим, что величина кумулятивных афтершоковых смещений значительно превосходит как среднюю подвижку в очаге землетрясения Чигник [Конвисар и др., 2023], так и величину постсейсмических смещений в очаговой области, оцененных по пространственной модели из работы [Конвисар и др., 2024]. Это, как отмечалось выше, является следствием замены суммирования векторов подвижек в очагах афтершоков суммированием их абсолютных величин без учета неизвестной нам ориентации плоскости разрыва для каждого афтершока. Такая техника

расчета позволяет, фактически, сравнивать только форму кривой кумулятивных афтершоковых смещений с формой кривой смещений пунктов GPS.

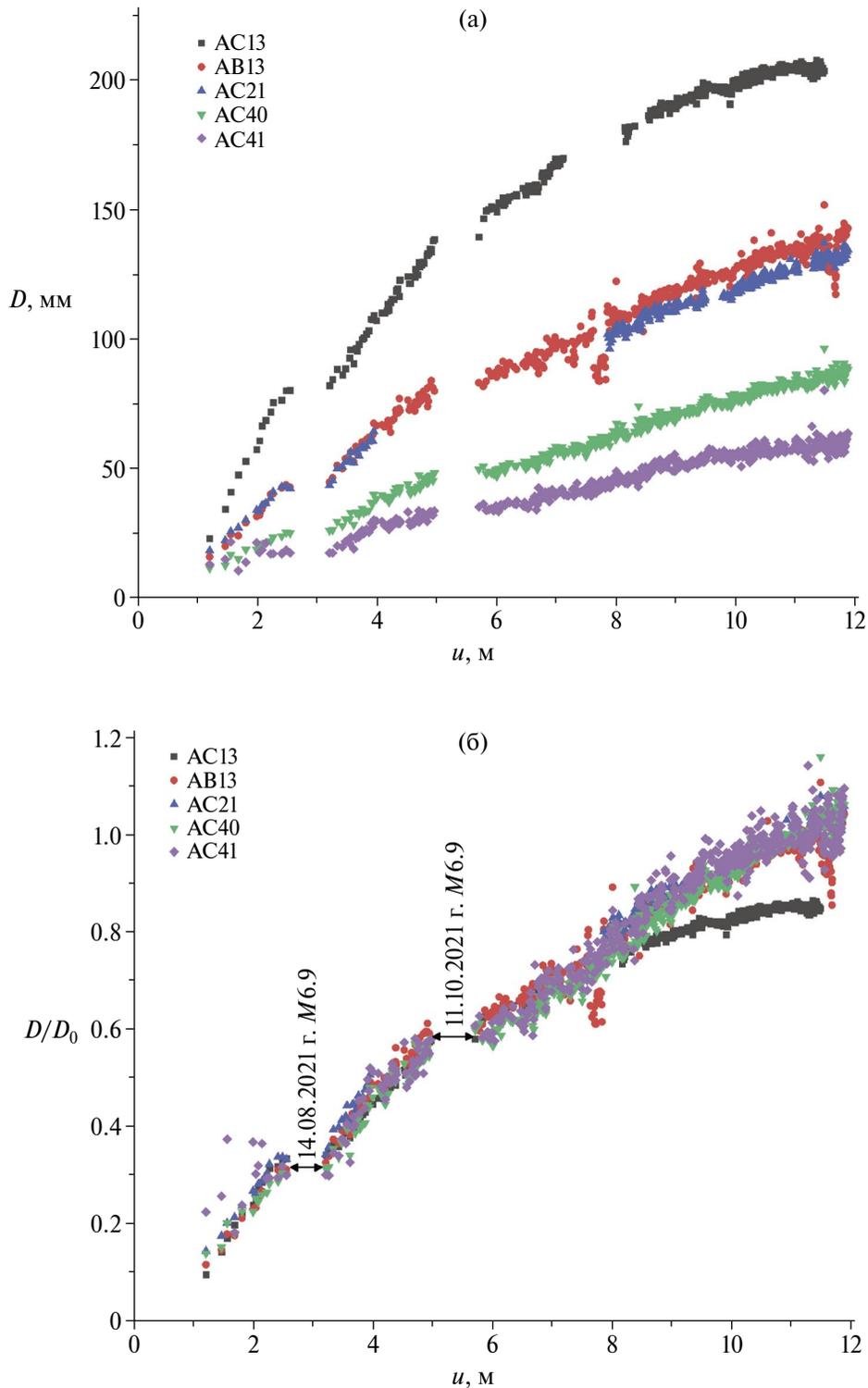
Согласие форм кривых постсейсмических смещений пункта GPS и кумулятивного афтершокового смещения, обусловленного подвижками в очагах афтершоков (рис. 7), свидетельствует о том, что афтершоковое сейсмодектоническое течение в области очага землетрясения Чигник можно рассматривать как механизм постсейсмического крипа, регистрируемого пунктом GPS на поверхности Земли.

На рис. 8 сопоставлены величины кумулятивных смещений в очагах афтершоков и величины смещений всех пунктов GPS.

На рис. 8а видна пропорциональность постсейсмических смещений кумулятивным афтершоковым смещениям (кусочно-линейная зависимость  $D$  от  $u$ ). Коэффициенты пропорциональности (наклоны прямолинейных участков на рис. 8а) для разных пунктов различны, что, очевидно, обусловлено различным расположением пунктов GPS по отношению к зоне сейсмогенерации афтершоков.



**Рис. 7.** Смещения пункта GPS AC13 и кумулятивное афтершоковое смещение: 1 – смещения пункта GPS; 2 – его логарифмическая аппроксимация; 3 – полное афтершоковое кумулятивное смещение, рассчитанное по формуле (5); 4 – кумулятивное смещение после исключения подвижки сильного афтершока 14.08.2021 г.,  $M6.9$ , показанного стрелкой.



**Рис. 8.** Диаграмма рассеяния значений кумулятивного афтершокового смещения  $u$  и смещения  $D$  пунктов GPS: (а) – абсолютные величины смещений пунктов GPS; (б) – нормированные величины смещений пунктов GPS; стрелками показаны и подписаны времена двух сильных афтершоков.

На рис. 8б смещения пунктов GPS нормированы на величины смещений в конце постсейсмического интервала. Для нормировки использованы средние значения смещений  $D_0$

в интервале времени от 400 до 500 сут. после землетрясения Чигник. Видно, что нормированные таким образом смещения ложатся на единую для всех пунктов GPS зависимость от

кумулятивного афтершокового смещения. Наличие такой общей зависимости свидетельствует, что постсейсмические движения на всех пунктах GPS имеют общий источник — подвижки в очагах множества афтершоков.

Причина заметного на рис. 8б отклонения данных пункта АС13 от общей зависимости в области афтершокового смещения более 8 м неясна. Можно лишь предположить несколько возможностей. Возможно, что это — артефакт, поскольку выпадающие из общей зависимости данные GPS приходятся на интервал времени после большого пропуска в исходных данных с 133 до 226 сут. постсейсмического интервала. Но нельзя исключить и того, что постсейсмическая релаксация в этом месте закончилась раньше, чем в других точках, вследствие особенностей положения пункта АС13: он расположен ближе к оси субдукции, чем другие пункты, и находится сбоку от очага основного землетрясения.

## ВЫВОДЫ

1. Постсейсмические движения в очаговой зоне землетрясения Чигник имеют характер крипового скольжения (*afterslip*). Скорость постсейсмических движений точек поверхности Земли (пунктов наблюдений GPS) спадает по степенному закону близкому к  $1/t$  ( $t$  — время после землетрясения). На интервале времени в два года величины постсейсмических движений (смещения) увеличиваются во времени по логарифмическому закону.

2. Постсейсмические смещения в пунктах наблюдений пропорциональны смещениям в сеймотектоническом течении, обусловленном афтершоками землетрясения. Это позволяет рассматривать суммарные подвижки в очагах афтершоков как общий механизм криповой постсейсмической деформации в очаговой области землетрясения Чигник.

## ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-17-00064, <https://rscf.ru/project/23-17-00064/>.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Жарков В.Н. Физика Земных недр. М.: Наука и образование. 2012. 384 с.  
 Конвисар А.М., Михайлов В.О., Волкова М.С., Смирнов В.Б. Модель поверхности сейсмического разрыва

землетрясения “Чигник” (Аляска, США) 29.07.2021 по данным спутниковой радарной интерферометрии и ГНСС // Вулканология и сейсмология. 2023. № 5. С. 74–83.

Конвисар А.М., Михайлов В.О., Смирнов В.Б., Тимошкина Е.П. Постсейсмические процессы в области землетрясения Чигник на Аляске 29.07.2021. Часть I: Результаты моделирования // Физика Земли. 2024. № 4. С. 21–34.

Костров Б.В. Сейсмический момент, энергия землетрясения и сейсмическое течение горных масс // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1974. № 1. С. 23–40.

Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. М.: Недра. 1965. 379 с.

Мейс Дж. Теория и задачи механики сплошных сред. М.: Мир. 1974. 318 с.

Михайлов В.О., Назарян А.Н., Смирнов В.Б. и др. Совместная интерпретация данных дифференциальной спутниковой интерферометрии и GPS на примере Алтайского (Чуйского) землетрясения 27.09.2003 г. // Физика Земли. 2010. № 3. С. 3–16.

Михайлов В.О., Пана И., Хаен М., Тимошкина Е.П., Бонвало С., Ляховский В., Диаман М., Девирон О. Сравнительный анализ временных вариаций глобального гравитационного поля по данным спутников Грейс в областях трех недавних гигантских землетрясений // Физика Земли. 2014. № 2. С. 29–40.

Михайлов В.О., Диаман М., Любушин А.А., Тимошкина Е.П., Хайретдинов С.А. Крупномасштабный асейсмический крип в областях сильных землетрясений по данным спутников ГРЕЙС о временных вариациях гравитационного поля // Физика Земли. 2016. № 5. С. 70–81.

Молчан Г.М., Дмитриева О.Е. Идентификация афтершоков: обзор и новые подходы // Вычислительная сейсмология. 1991. Вып. 24. С. 19–50.

Писаренко В.Ф. О законе повторяемости землетрясений // Дискретные свойства геофизической среды. М.: Наука. 1989. С. 47–60.

Ризниченко Ю.В. О сейсмическом течении горных масс. Динамика Земной коры. М.: Наука. 1965. С. 56–63.

Ризниченко Ю.В. Протяженный очаг и сеймотектоническое течение горных масс. Исследования по физике землетрясений. М.: Наука. 1976. С. 236–262.

Ризниченко Ю.В. Расчет скорости деформации при сеймотектоническом течении горных масс // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1977. № 10. С. 34–47.

Садовский М.А., Писаренко В.Ф., Штейнберг В.В. О зависимости энергии землетрясения от объема сейсмического очага // Докл. АН СССР. 1983. Т. 271. № 3. С. 598–602.

Смирнов В.Б. Опыт оценки представительности данных каталогов землетрясений // Вулканология и сейсмология. 1997. № 4. С. 93–105.

Смирнов В.Б. Прогностические аномалии сейсмического режима. I. Методические основы подготовки исходных данных // Геофизические исследования. 2009. Т. 10. № 2. С. 7–22.

- Aki K.* Scaling law of seismic spectrum // *J. Geophys. Res.* 1967. V. 72. P. 1217–1231. DOI: 10.1029/JZ072i004p01217
- Anderson O.L., Grew P.C.* Stress corrosion theory of crack propagation with applications to geophysics // *Reviews of Geophysics.* 1977. V. 15. P. 77–104.
- Elliott J., Ronni L., Grapenthin R., Parameswaran R.M., Xia Z., Freymueller J.T., Fusso L.* Cascading rupture of a megathrust // *Science Advances.* 2022. V. 8. № 18. DOI: 10.1126/sciadv.abm4131
- Freed A.M., Burgmann R.* Evidence of power-law flow in the Mojave desert mantle // *Nature.* 2004. V. 430(6999). P. 548–551. DOI: 10.1038/nature02784
- Freed A.M., Burgmann R., Calais E., Freymueller J., Hreinsdottir S.* Implications of deformation following the 2002 Denali, Alaska, earthquake for postseismic relaxation processes and lithospheric rheology // *J. Geophys. Res.-Solid Earth.* 2006a. V. 111(B1). DOI: 10.1029/2005jb003894
- Freed A.M., Burgmann R., Calais E., Freymueller J.* Stress-dependent power-law flow in the upper mantle following the 2002 Denali, Alaska, earthquake // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2006b. V. 252(3–4). P. 481–489. DOI: 10.1016/j.epsl.2006.10.011
- Freed A.M.* Afterslip (and only afterslip) following the 2004 Parkfield, California, earthquake // *Geoph. Res. Lett.* 2006b. V. 34. L06312. DOI: 10.1029/2006GL029155
- Johnson K.M., Burgmann R., Freymueller J.T.* Coupled afterslip and viscoelastic flow following the 2002 Denali Fault, Alaska earthquake // *Geophys. J. Int.* 2009. V. 176. P. 670–682. DOI: 10.1111/j.1365-246X.2008.04029.x
- Liu C., Lay T., Xiong X.* The 29 July 2021 Mw 8.2 Chignik, Alaska Peninsula earthquake rupture inferred from seismic and geodetic observations: Re-rupture of the western 2/3 of the 1938 rupture zone // *Geophys. Res. Lett.* 2022. V. 49. e2021GL096004.
- Liu K., Geng J., Wen Y., Ortega-Culaciati F., Comte D.* Very early postseismic deformation following the 2015 Mw 8.3 Illapel earthquake, Chile revealed from kinematic GPS // *Geophys. Res. Lett.* 2022. V. 49. e2022GL098526.
- Lomnitz C.* Linear dissipation in solids // *J. Appl. Phys.* 1957. V. 8. №2. P. 201–205. DOI: 10.1063/1.1722707
- Marone C., Scholz C.H., Bilham R.* On the mechanics of earthquake afterslip. // *J. Geophys. Res.* 1991. V. 96. P. 8441–8452.
- Narteau C., Shebalin P., Holschneider M.* Temporal limits of the power law aftershock decay rate // *J. Geophys. Res.* 2002. V. 107. P. B2359. DOI: 10.1029/2002JB001868
- Perfettini H., Avouac J.P.* Postseismic relaxation driven by brittle creep: A possible mechanism to reconcile geodetic measurements and the decay rate of aftershocks, application to the Chi-Chi earthquake, Taiwan // *J. Geophys. Res.-Solid Earth.* 2004. V. 109(B2). DOI: 10.1029/2003jb002488
- Perfettini H., Avouac J.-P., Ruegg J.-C.* Geodetic displacements and aftershocks following the 2001 Mw = 8.4 Peru earthquake: Implications for the mechanics of the earthquake cycle along subduction zones // *J. Geophys. Res.* 2005. V. 110. P. B09404. DOI: 10.1029/2004JB003522
- Pollitz F.F.* Transient rheology of the upper mantle beneath central Alaska inferred from the crustal velocity field following the 2002 Denali earthquake // *J. Geophys. Res.* 2005. V. 110. P. B08407. DOI: 10.1029/2005JB003672
- Rice J.R., Lapusta N., Ranjith K.* Rate and state dependent friction and the stability of sliding between elastically deformable solids // *J. Mech. Phys. Sol.* 2001. V. 49. P. 1865–1898.
- Scholz C.* Mechanism of Creep in Brittle Rock // *J. Geophys. Res.* 1968a. V. 73. № 10. P. 3295–3302.
- Scholz C.* Microfractures, aftershocks, and seismicity // *Bull. Seism. Soc. Am.* 1968b. V. 58. P. 1117–1130.
- Thingbaijam K.K.S., Mai M.P., Goda K.* New empirical earthquake source-scaling laws // *BSSA.* 2017. V. 107. № 5. P. 2225–2246. DOI: 10.1785/0120170017
- Xiang Y., Bian Y., Liu J., Xing Y.* Insights into Very Early Afterslip Associated with the 2021 M8.2 Chignik, Alaska Earthquake Using Subdaily GNSS Solutions // *Remote Sens.* 2023. V. 15. P. 5469. <https://doi.org/10.3390/rs15235469>

## Postseismic Processes in the Region of the July 29, 2021 Chignik Earthquake, Alaska. Part I: Temporal Evolution of Displacements and Correlation with Aftershock Activity

V. B. Smirnov<sup>a,b,\*</sup>, V. O. Mikhailov<sup>a</sup>, and A. M. Konvisar<sup>a,b</sup>

<sup>a</sup>*Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Science, Moscow, 123242 Russia*

<sup>b</sup>*Faculty of Physics, Moscow State University, Moscow, 119991 Russia*

\*e-mail: vs60@mail.ru

Received February 19, 2024

revised March 7, 2024

accepted March 10, 2024

**Abstract** – Postseismic displacements in the source region of the July 29, 2021 Chignik M8.2 earthquake, Alaska, are analyzed based on the data from the GPS network sites. It is shown that these displacements have a nature of a postseismic creep (afterslip). The rate of postseismic displacements of the points on the Earth's surface (GPS sites) decreases with time by the power law close to  $1/t$ , where  $t$  is time after

the earthquake. On the time interval of two years, the displacement magnitudes increase in time by the law of logarithmic creep. Using the regional catalog of the Alaska earthquakes, we have analyzed the aftershocks of the Chignik earthquake. The analysis has shown that the postseismic displacements at different GPS sites are proportional to the displacements in the seismotectonic flow of the rock mass caused by residual displacements in the aftershock sources. This allows the total displacements in the aftershock sources to be considered as produced by a single mechanism of postseismic creep deformation in the source region of the Chignik earthquake.

*Keywords:* postseismic displacements, logarithmic creep, aftershocks, seismotectonic flow

УДК 550.34.01

## ХАРАКТЕРНОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ГЛУБИН КОРОВЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ЮЖНОЙ СИБИРИ

© 2024 г. П. А. Малютин<sup>1,2,3, \*</sup>, А. А. Скоркина<sup>1</sup>, И. А. Воробьева<sup>1,4</sup>,  
С. В. Баранов<sup>1,5</sup>, С. Д. Маточкина<sup>1,2</sup>, А. П. Молокова<sup>1,2</sup>, П. Н. Шебалин<sup>1,4</sup>

<sup>1</sup>Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, г. Москва, Россия

<sup>2</sup>МГУ им. М.В. Ломоносова, физический факультет, кафедра физики Земли, г. Москва, Россия

<sup>3</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

<sup>4</sup>Геофизический центр РАН, г. Москва, Россия

<sup>5</sup>Кольский филиал ФИЦ Единая геофизическая служба РАН, г. Апатиты, Россия

\*E-mail: pavel@mitp.ru

Поступила в редакцию 14.01.2024 г.

После доработки 06.02.2024 г.

Принята к публикации 13.02.2024 г.

Основными параметрами землетрясения являются магнитуда, координаты эпицентра и глубина, которая нередко оказывает определяющее влияние на макросейсмический эффект от тех или иных землетрясений. В связи с этим, например, для оценки сейсмического риска, важной информацией является именно статистика возникновения землетрясений на определенных глубинах. В данной работе анализировались каталоги континентальных коровых землетрясений в регионе Южная Сибирь. Сравнивались варианты аппроксимации распределения глубин землетрясений разными функциями. Показано, что распределение Вейбулла с максимумом на 8 км наиболее точно описывает распределение глубин для коровых землетрясений Южной Сибири. При раздельном рассмотрении западной (Алтай–Саяны) и восточной (зона Байкальского рифта) частей региона распределение Вейбулла также оказалось предпочтительным. Максимум распределения для зоны Байкальского рифта оказался на 9 км, для зоны Алтай–Саяны – на 7 км, соответственно.

*Ключевые слова:* землетрясение, глубина землетрясения, гипоцентр, распределение Вейбулла, синтетический каталог землетрясений, сейсмогенный слой.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0002333724040046>, EDN: FWVLJX

### ВВЕДЕНИЕ

В результате обработки сейсмограмм конкретных землетрясений наиболее стандартными и рутинно определяемыми параметрами являются время в очаге, координаты и магнитуда. Примечательно, что при локации событий в первую очередь внимание уделяется координатам без определения глубины (другими словами, определяется эпицентр с фиксированной глубиной). Во-первых, такой подход позволяет точнее оценить координаты, поскольку в процессе решения обратной задачи невязки распределяются между меньшим количеством переменных [Павлов, Абубакиров, 2021]. Во-вторых, выделению глубины в особую категорию параметров существуют и исторические предпосылки. Например, первоначально считалось, что все землетрясения происходят на сопоставимой

глубине (так, например, самые первые локации японских землетрясений определяли их местоположение на сотни километров “в сторону”, а не на глубину). То есть само становление методов определения глубины землетрясений тесно связано с формированием представлений о геолого-тектонических процессах и строении земной коры.

Глубина землетрясения является таким же важным параметром, как и его магнитуда, когда речь идет об оценке сейсмического риска и сейсмической опасности, а именно, об оценке вероятного макросейсмического эффекта от возможных сильных землетрясений. Именно небольшая глубина – одна из основных причин тяжелых последствий от таких землетрясений как Спитакского 1988 г. с  $M_w = 6.9$  (глубина – 10 км), Нефтегорского 1995 г. с  $M_w = 7.6$

(глубина – 9 км), Гаити 2010 г. с  $M_w = 7.0$  (глубина – 13 км) или пары землетрясений на границе Турции и Сирии 2023 г. с  $M_w = 7.8$  и  $M_w = 7.7$  (глубины оцениваются как  $10 \pm 1.8$  км) и других катастрофических землетрясений.

С целью повышения точности оценок глубин за последние годы было предложено много разных методик. Наиболее популярными среди них стали – метод главного события (*master event*) [Klein, 2002], метод, использующий характерные (глубинные) фазы на записях удаленных землетрясений [Engdahl et al., 1998] и записях региональных землетрясений [Ma, 2010], метод двойных разностей [Waldhauser, 2001], метод, использующий спектры поверхностных волн [Tsai, Aki, 1970], привлечение отношения скоростей ( $V_p/V_s$ ) для локации гипоцентров [Nicholson, Simpson, 1985]. К сожалению, ни один из методов в настоящее время не входит в стандартный алгоритм обработки сейсмических данных, и, чаще всего, применяется только локально (например, [Dorbath et al., 2008] – для Чуйского землетрясения 2003 г. с  $M_w = 7.3$  и его афтершоков, [Кустова, Радзиминович, 2006] – для афтершоков Куморского землетрясения 2003 г. с  $M_w = 5.6$ , [Deverchere et al., 1993] – перелокации отдельных очагов Байкальской рифтовой зоны методом главного события и т.п.).

Таким образом, умеренный рост количества сейсмических станций в Южной Сибири, а также применение усовершенствованных методик локации землетрясений, хоть и позволило уточнить глубины очагов землетрясений в отдельных районах, однако точность таких оценок на территории Южной Сибири все еще не велика (один из примеров возможностей современной сети сейсмических станций на территории – [Skorkina, 2023]). Особенно точность оценок глубин в современных каталогах недостаточна для неглубоких или коровых землетрясений, где вариации глубин сопоставимы с погрешностью определения самих глубин, которые обычно составляют 3, 5, 10 км в зависимости от расстояния до ближайшей станции, набора азимутов для каждого отдельного землетрясения и метода локации.

С точки зрения методики определения глубины, как показывает практика, высокая точность определения параметра возможна только в случае плотной трехмерной сети наблюдений (например, в шахтах и на месторождениях полезных ископаемых с плотной сетью скважинных наблюдений или на отдельных вулканах), то есть в случае, когда гипоцентр землетрясения

располагается непосредственно под станцией, а эпицентр при этом располагается в плотном окружении станций сейсмической сети, расположенных не только на разных азимутах, но и на разной глубине/высоте [Bondár et al., 2004].

С другой стороны, методы определения глубины существенно зависят от априорной информации о глубинном скоростном строении и границах сейсмогенного слоя. С точки зрения геомеханики разлома такие границы должны локализовать потенциальную область хрупкой деформации от области пластичного течения материала [Scholz, 1998].

В ранних реологических моделях [Sibson, 1977; Kirby, 1980], максимально возможная глубина землетрясения жестко связывалась с хрупким трением скольжения верхней коры и асейсмично деформированной через температурно-зависимые (слабочувствительные к давлению) пластичные процессы, такие как дислокационная ползучесть и диффузная ползучесть, нижней коры [Kohlstedt et al., 1995].

В настоящее время предполагается, что существует достаточно широкая переходная зона между различными режимами в диапазоне глубин 13–18 км, где деформация материала осуществляется полухрупким или полупластичным способом. Эта зона получила название “зона хрупко-пластичного перехода” [Dragoni, 1993; Amitrano, 2003; Gueydan et al., 2003; Cole et al., 2007; Handy et al., 2007; Doglioni et al., 2011; и др.]. Считается, что верхняя часть такой зоны связана с пластичным течением кварца и хрупким течением полевого шпата внутри сейсмического цикла в отсутствии разрушительного землетрясения и косейсмического разрушения минералов, сопровождающего такое землетрясение. Нижняя часть переходной зоны предположительно связана с пластичным течением кварца и хрупким течением полевого шпата и отсутствием косейсмической деформации. Ниже зоны хрупко-пластичного перехода кварц и полевой шпат оба пластичны [Cole et al., 2007].

Также, в последнее время широко признаются и другие факторы, которые существенно влияют на распределение глубин континентальных коровых землетрясений, особенно в первых километрах земной коры. К ним относятся тепловое состояние [Doser, Канамори, 1986], пористость и флюидонасыщенность горных пород [Shebalin, Narteau, 2017], и “зрелость” разломных зон [Marone, Scholz, 1988].

Согласно работе [Лукк, Леонова, 2020], концентрация слабых землетрясений на малых

глубинах обусловлена тем, что в силу относительно высокой степени неоднородности и малой прочности хрупкого разрушения материала коры процесс разрушения останавливается чаще, и меньше вероятность развития очага землетрясения в крупное сейсмическое событие, в то время, как на больших глубинах (9–15 км) любое начало разрыва сплошности с большей вероятностью перерастет в более крупное землетрясение, поскольку материал горной породы на этих глубинах становится более однородным и более прочным. Такая же гипотеза обсуждается и в работе [Abercrombie, Mogi, 1996], на примере каталога Калифорнии, где показано, что практически все умеренные и сильные землетрясения на глубинах до 6 км сопровождаются форшоками, только около 50% землетрясений – на глубинах около 10 км и практически отсутствуют форшоки на глубинах около 15 км, что авторы также связывают с высокой концентрацией неоднородностей на малых глубинах, которые чаще останавливают разрывной процесс, мешая единовременному сбросу накопившихся напряжений.

В связи с этим, в реальных каталогах для случаев, когда глубину невозможно определить с достаточной точностью по сейсмическим записям, параметру присваивают фиксированные значения, связанные с априорной информацией о преобладающих глубинах землетрясений в том или ином регионе (наиболее распространенные значения – 0, 10 и 35 км). И как показывает практика, нередко такой подход в итоге приводит к ошибочным представлениям о распределении глубин в регионе, а главное, такие значения совершенно не подходят, например, для задач оценки сейсмической опасности, моделирования синтетического каталога и других задач, ориентированных на получение максимально достоверной оценки макросейсмических проявлений и вероятных воздействий на инфраструктуру.

Территория Южной Сибири характеризуется высокой сейсмической активностью [Шебалин и др., 2022], по некоторым оценкам [Писаренко и др., 2022] максимальные возможные магнитуды могут даже несколько превышать  $M = 8$ , при этом сейсмичность здесь приурочена к геолого-тектоническим процессам именно в земной коре, а значит, наиболее вероятные значения глубин невелики. Поэтому определение распределения глубин землетрясений для данной территории является значимой как с точки зрения понимания реологических свойств земной коры в данном регионе, так и с практической

точки зрения – для оценки сейсмического риска и сейсмической опасности, моделирования синтетического каталога землетрясений.

Важно также отметить, что в задачах оценки сейсмической опасности возможные глубины очагов землетрясений обычно моделируются равномерным распределением в некотором слое, задаваемым экспертами [Пояснительная записка..., 2017]. Здесь мы предлагаем перейти к более объективному подходу, основанному на анализе фактически определенных оценок глубины очага. Очевидно, что индивидуальные оценки глубин могут иметь большую ошибку относительно истинного значения. Но в предположении, что такие ошибки не имеют систематической составляющей, можно утверждать, что эмпирическое распределение глубин вполне отражает истинное распределение глубин. Эмпирическое распределение, помимо фиксированных значений, может иметь значительные выбросы, обусловленные большими кластерами событий. В работе проводится сглаживание эмпирических распределений путем аппроксимации малопараметрическими функциями.

## ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

С целью описания распределения глубин землетрясений Южной Сибири анализировался каталог землетрясений с 1982 по 2022 гг., ограниченных  $47\text{--}60^\circ$  с.ш. и  $75\text{--}110^\circ$  в.д. (рис. 1). Каталог состоит из 10141 событий, полученных объединением каталогов из ежегодников “Землетрясения в СССР” за 1982–1991 гг. (отцифрованная версия доступна по ссылке [http://www.wdcb.ru/sep/seismology/cat\\_USSR.ru.html](http://www.wdcb.ru/sep/seismology/cat_USSR.ru.html)), ежегодников “Землетрясения Северной Евразии” (1992–2017 гг.) (<http://www.gsras.ru/zse/contents.html>) [Землетрясения..., 2022] и “Землетрясения России” (2018–2021 гг.) (<http://www.gsras.ru/zr/contents.html>) [Землетрясения России..., 2023] и каталога Международного сейсмологического центра ISC (<http://www.isc.ac.uk>). Дубли в каталоге выявлены и удалены по методике работы [Vorobieva et al., 2022]. Проведена также декластеризация каталога по методике работы [Shebalin et al., 2020].

Отметим, что основные каталоги (“Землетрясения Северной Евразии”), имеющиеся для данной территории, получены разными филиалами Единой Геофизической службы РАН (ФИЦ ЕГС РАН), а именно Алтае-Саянским (53 станции) и Байкальским (21 станция) филиалами [Виноградов, 2023]. В Алтае-Саянском филиале обработка осуществляется в программе SeisComp

[Weber et al., 2007] (гипоцентральные решения рассчитываются в рамках двухслойной региональной модели с заданной средней глубиной очагов в 15 км). В Байкальском филиале локализация гипоцентров проводится по программе “Регион”, основанной на работах С.И. Голенецкого [Голенецкий, 1990]. В расчетах используются следующие параметры: мощность земной коры 40 км, начальная глубина гипоцентров 10 км, скорости прямых продольных и поперечных волн 6.15 и 3.58 км/с соответственно [Radziminovich, 2022]. Кроме этого, в Байкальском филиале для релокации гипоцентров для некоторых землетрясений привлекаются дополнительные программы – HYPOINVERSE [Klein, 2002], HYPOELLIPSE [Lahr, 1999], HYPOCENTER [Lienert, 1994].

Несмотря на то, что задача определения глубины по сейсмическим данным сводится к минимизации суммы взвешенных квадратов

невязок между наблюдаемыми и теоретическими временами прихода волн, использование разных программных пакетов приводит к тому, что методика реализуется по-разному (например, используются разные типы волн, весовые коэффициенты, методы интерполяции и т.п.), а также, конечно, отличаются годографы (скоростные модели), по которым рассчитываются теоретические времена пробега сейсмических волн. Поэтому оценки глубин в исследуемом районе не однородны по методике (например, неоднородность оценок глубин для Байкальского рифта подробно рассмотрена в работе [Радзиминович, 2010]).

В настоящей работе для анализа распределения глубин не рассматривались события с отсутствующим значением глубины или фиксированным (табл. 1, табл. 2). Фиксированные значения были определены по распределению глубин по широте, долготе и по годам (рис. 2).

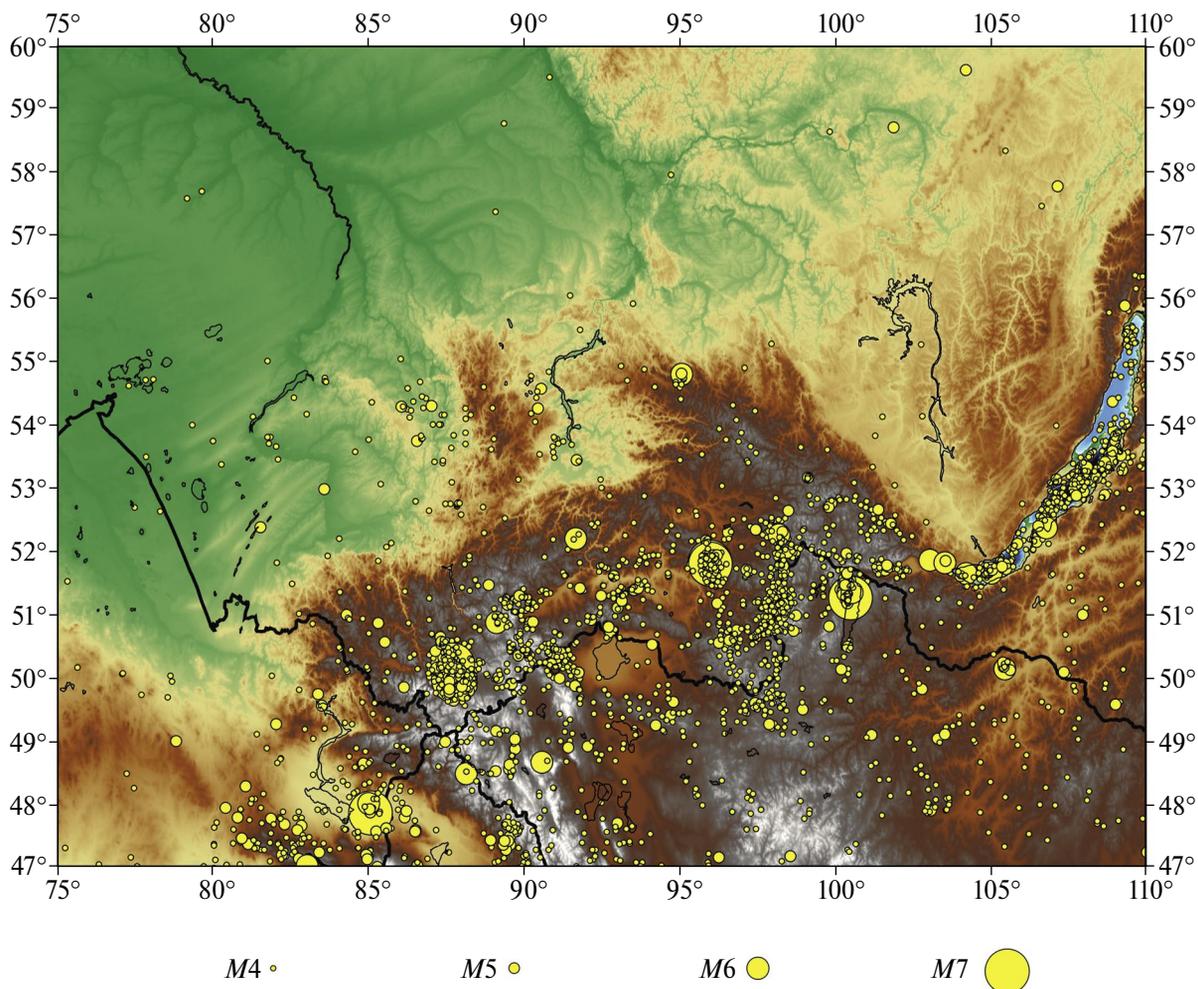


Рис. 1. Карта с эпицентрами землетрясений (основных толчков) Южной Сибири с 1982 по 2022 гг., где радиус круга соответствует магнитуде землетрясения.

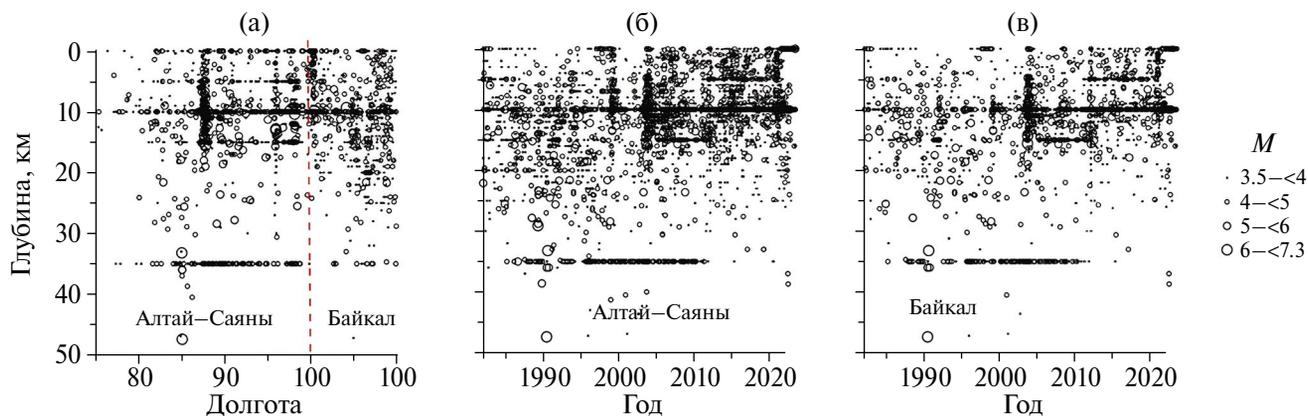


Рис. 2. Распределение глубин землетрясений Южной Сибири по долготе (а) и по годам (б), (в).

Стандартные оценки глубин равны: 5, 10, 15, 35 и 9, 11 км для западной части региона (рис. 2б) и 10 и 35 км для восточной части (рис. 2в). При этом большее количество оценок зафиксированы именно на 10 км (18%<sup>1</sup> – на западе и 22% – на востоке), значительно меньшее количество – на 35 км (5% – на западе и 1% – на востоке). Доли оценок 5, 9, 11 и 15 км составляют 4, 2, 5, 8% соответственно. Отметим, что определения глубин неравномерны по времени в западной части региона (см. рис. 2б). Поэтому мы проводим анализ распределения глубин как для всего региона, так и отдельно для его западной (до 100° в.д.) и восточной частей.

В связи с большим количеством артефактов в региональных каталогах, были также проанализированы каталоги ANSS (USGS), с 1982 по 2022 гг., ограниченных 47–60° с.ш. и 75–110° в.д., с представительной магнитудой 4.5 для района исследования (399 землетрясений, табл. 3) и ISC с представительной магнитудой 4 (795 землетрясений, табл. 4). Например, преимуществом каталога ANSS является наличие подробного комментария к оценке глубины в каталоге, определенной с помощью глубинных фаз (“*constrained by depth phases*”), определенной при локации землетрясения (“*from location*”), определенной при моделировании *P*-волн (“*from modeling of broad-band p waveforms*”), в том числе с указанием расстояния до ближайшей станции. Однако поскольку количество надежных определений глубин крайне недостаточно в обоих рассмотренных каталогах, в дальнейшем анализе они не участвуют.

<sup>1</sup> Доля фиксированных глубин определена от общего количества землетрясений в каталоге, в том числе включающих эпицентры без глубины.

### ЭМПИРИЧЕСКИЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ГЛУБИН И ВЫБОР ОПТИМАЛЬНОЙ АППРОКСИМАЦИИ

Как обсуждалось выше, существует ряд задач, когда распределение наблюдаемых глубин необходимо описать функцией, например, чтобы независимо переносить наблюдаемый параметр на другой период времени – ретроспективно или с целью оценки вероятности проявлений параметра в будущих интервалах времени. С этой целью были рассмотрены распределения глубин основных толчков и полного каталога (включая афтершоки) в дифференциальном и интегральном виде (рис. 3, рис. 4).

В каждом случае рассматривались несколько вариантов аппроксимации, а именно: обратное распределение Гаусса, логлогистическое распределение, логистическое распределение, нормальное распределение, логнормальное распределение, гамма-распределение, распределение Вейбулла. Оценки проведены методом максимального правдоподобия для распределений, усеченных в значении 0.5 км. Выбор значения для усечения распределения обусловлен тем, что значения глубины 0 исключены из рассмотрения.

Полученные оценки параметров рассматриваемых распределений представлены в табл. 5, табл. 6 – независимо для западного (Алтай–Саяны) и восточного (Байкальский рифт) районов.

Наилучшую сходимость результатов показало распределение Вейбулла (табл. 5, табл. 6). В рассматриваемых случаях максимумы распределений приходятся на глубины в 7–9 км. Интересно, что согласно работе [Weibull, 1951] распределение Вейбулла изначально предлагалось применять к задачам подобного рода, а именно,

**Таблица 1.** Количество подходящих оценок глубин в разных магнитудных группах для западного региона (Алтай–Саяны)

Магнитудный диапазон	Количество событий в каталоге	Количество событий с глубиной	Процент “потери”, %
3.5–4	1911	238	88
	995*	149	85
4–5	869	205	76
	417	132	68
5–6	60	49	18
	35	31	11
6–7.2	8	8	0
	4	4	0
Всего	2848	500	82
	1451	316	78

Примечание: \* – значения первой строки соответствуют количеству землетрясений для каталога с афтершоками, значения второй строки соответствуют количеству землетрясений для варианта без афтершоков.

**Таблица 2.** Количество подходящих оценок глубин в разных магнитудных группах для восточного региона (Байкальская рифтовая зона)

Магнитудный диапазон	Количество событий в каталоге	Количество событий с глубиной (нефиксированной)	Процент “потери”, %
3.5–4	589	301	49
	395*	251	36
4–5	268	170	37
	176	125	29
5–6	19	17	11
	15	13	13
6–6.8	2	2	0
	2	2	0
Всего	878	490	44
	588	391	34

Примечание: \* – значения первой строки соответствуют количеству землетрясений для каталога с афтершоками, значения второй строки соответствуют количеству землетрясений для варианта без афтершоков.

задачам определения статической и динамической прочности, нарушения электроизоляции, и т.п., которые предлагается решить по принципу нахождения “слабого звена” в цепи.

Следует отметить, что ни одна из рассмотренных аппроксимаций формально не является

однородной с фактическим распределением: во всех случаях гипотеза об однородности отвергается по критерию Колмогорова–Смирнова на уровне значимости менее 0.05. Это связано с определенной неоднородностью данных – мы исключили из рассмотрения фиксированные значения глубины.

**Таблица 3.** Количество подходящих оценок глубин в разных магнитудных группах в каталоге ANSS

Магнитудный диапазон	Количество событий в каталоге	Количество событий с глубиной (нефиксированной)	Процент “потери”, %
4.5–5	227 79*	54 17	76 78
5–6	60 23	19 8	68 65
6–7.3	8 2	2 0	75 100
Всего	295 104	75 25	75 76

Примечание: \* – значения первой строки соответствуют количеству землетрясений для западного региона (Алтай–Саяны), значения второй строки соответствуют количеству землетрясений для восточного региона (Байкальская рифтовая зона).

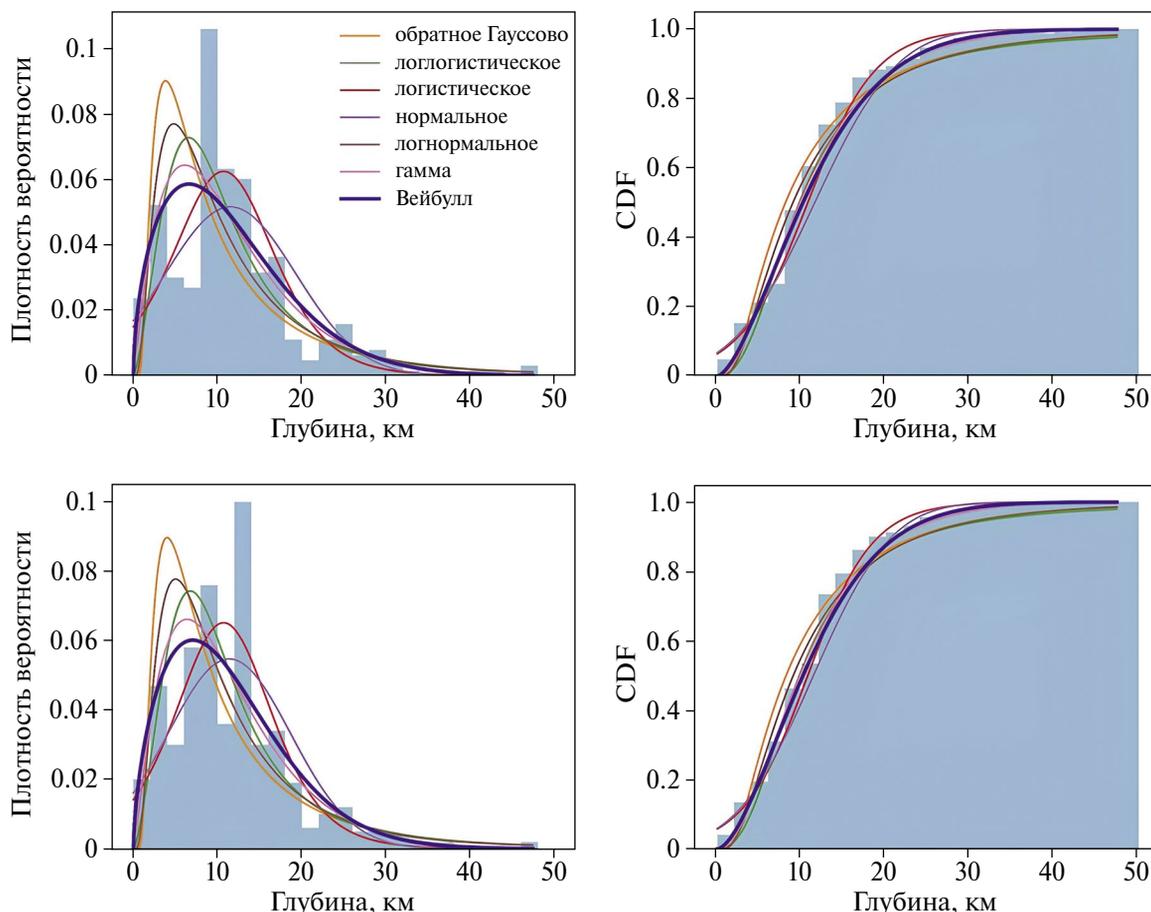
**Таблица 4.** Количество подходящих оценок глубин в разных магнитудных группах в каталоге ISC

Магнитудный диапазон	Количество событий в каталоге	Количество событий с глубиной (нефиксированной)	Процент “потери”, %
4–4.5	372 132*	97 73	74 45
4.5–5	149 58	79 48	47 17
5–7.3	63 21	57 19	10 10
Всего	584 211	233 140	60 34

Примечание: \* – значения первой строки соответствуют количеству землетрясений для западного региона (Алтай–Саяны), значения второй строки соответствуют количеству землетрясений для восточного региона (Байкальская рифтовая зона).

Для проверки устойчивости получаемых оценок мы провели дополнительный тест. На рис. 5 представлены гистограммы глубин и аппроксимация для объединения двух регионов (афтершоки не исключались) в двух вариантах – с исключением фиксированных значений и без их исключения. В первом варианте распределение Вейбулла, как и в случае отдельных регионов, оказалось предпочтительным. Во втором

варианте лучшими и близкими по значению функции правдоподобия оказались логлогистическое, гамма-распределение и распределение Вейбулла. При этом параметры распределения Вейбулла во втором варианте изменились незначительно по сравнению с первым. В табл. 7 приведены оценки параметров распределения Вейбулла для двух вариантов использования фиксированных значений и вариантов каталога:



**Рис. 3.** Распределение глубин очагов землетрясений Алтай–Саяны и варианты аппроксимации. Слева – дифференциальные распределения, справа – интегральные распределения и рассмотренные варианты аппроксимации. Снизу – по полному каталогу землетрясений, сверху – по каталогу основных толчков (афтершоки удалены). Варианты аппроксимации – усеченные распределения: обратное распределение Гаусса, логлогистическое распределение, логистическое распределение, нормальное распределение, логнормальное распределение, гамма-распределение, распределение Вейбулла.

полного и с исключенными афтершоками. Как видно из таблицы, параметры распределения Вейбулла в четырех вариантах различаются не существенно, что говорит о высокой устойчивости полученных оценок.

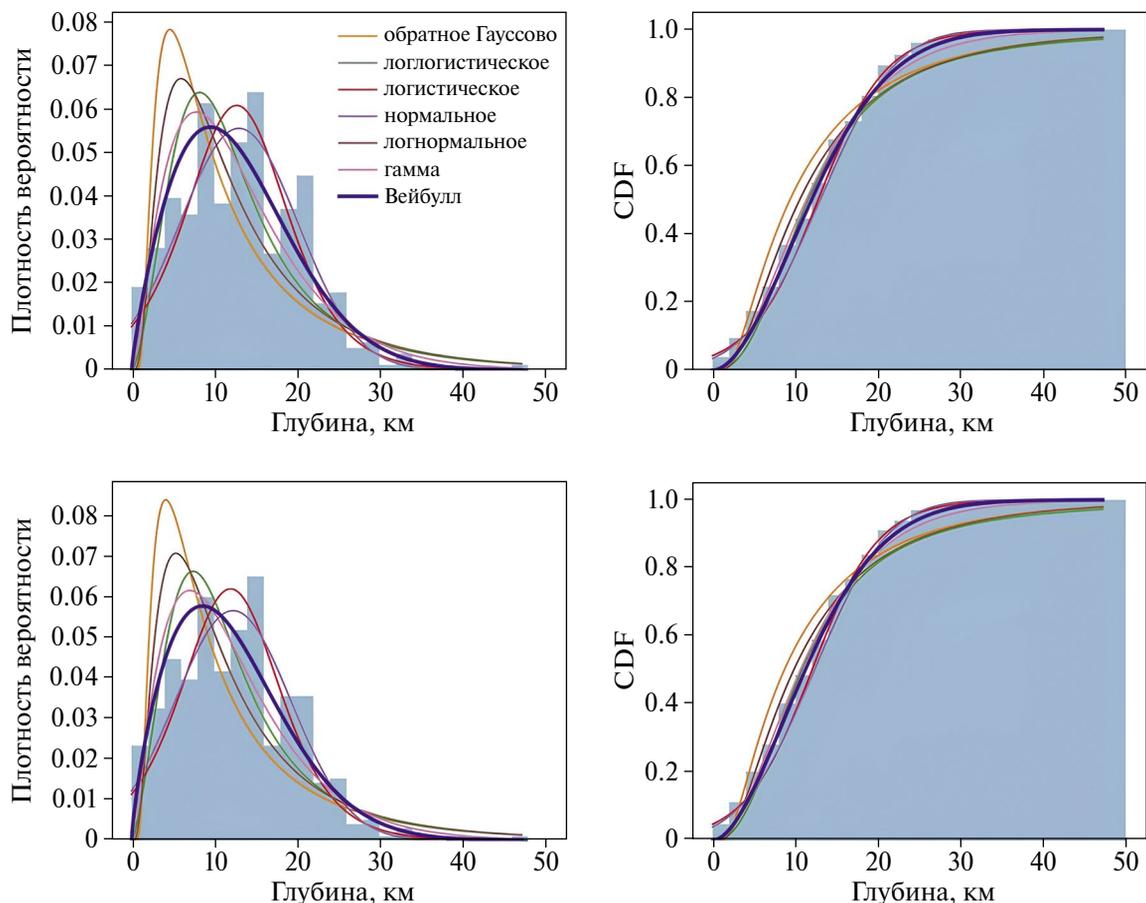
### ОБСУЖДЕНИЕ

Как было упомянуто ранее, в настоящее время не существует единой точки зрения о наиболее вероятных глубинах для землетрясений Южной Сибири (где разные методы оценки глубины дают большие невязки в связи с недостаточно плотной сетью сейсмических станций в регионе).

Вариации экстремумов распределения глубин землетрясений иногда интерпретируется в соответствии с разным составом – горными породами, преимущественно слагающими слои [Albaric et al., 2014; Déverchère et al., 2001]. Например,

разрезы, где в составе чаще встречается кварц (то есть, более слабый в терминах прочности материал), склонны иметь пики распределения на меньших глубинах (10–15 км), чем разрезы с преимущественным наличием диабазов (20–35 км в зависимости от наличия флюидов).

В работе [Лукк, Леонова, 2020] изучены распределения коровых землетрясений для семи различных в геотектоническом отношении районов мира (Южной Калифорнии, Турции, Фенноскандии, Гармского полигона, Ирана, Кавказа и Греции). Так, для Южной Калифорнии были получены четко выраженные экстремумы на глубинах 5 и 8–10 км (в образовании экстремумов участвуют землетрясения с разными магнитудами). Два экстремума также выделены для Гармского полигона (5 и 10 км). При этом для более сильных землетрясений (с  $M \geq 3$ ) экстремум на глубине 10 км несколько преобладает



**Рис. 4.** Распределение глубин очагов землетрясений Байкальского рифта и варианты аппроксимации. Слева – дифференциальные распределения, справа – интегральные распределения и рассмотренные варианты аппроксимации. Снизу – по полному каталогу землетрясений, сверху – по каталогу основных толчков (афтершоки удалены). Варианты аппроксимации – усеченные распределения: обратное распределение Гаусса, логлогистическое распределение, логистическое распределение, нормальное распределение, логнормальное распределение, гамма-распределение, распределение Вейбулла.

над первым экстремумом. Авторы показали, что слабые землетрясения приурочены к двум горизонтам в континентальной коре на глубинах 5 и 10 км ( $\pm 2-3$  км) и предполагают, что концентрация слабых землетрясений вблизи глубины 5 км обусловлена тем, что в силу относительно высокой неоднородности и малой прочности хрупкого разрушения материала коры разрывообразование останавливается раньше, чем оно разовьется в крупное землетрясение, в то время, как на больших глубинах (9–15 км) любое начало разрыва с большей вероятностью перерастет в более крупное событие, поскольку материал горной породы на этих глубинах становится более однородным и более прочным.

Однако согласно работе [Радзиминович, 2010] результаты переопределения глубин гипоцентров с применением дополнительных методов и программ свидетельствуют о том, что

наибольшая сейсмическая активность в Байкальском регионе характерна для диапазона глубин 10–25 км. При этом в работе также отмечается, что согласно работе [Голенецкий, 1990], большинство очагов располагается в верхнем слое земной коры (до 15 км).

В другом исследовании [Déverchère et al., 2001], также территориально приуроченному к Байкальской рифтовой зоне, по результатам релокации 632 землетрясений (1971–1997 гг.): 7–15% событий имеет глубину в диапазоне 0–10 км; 50% – 15–25 км; 9–15% – 25–30 км; 7–13% – 30–40 км, и совсем немного – ниже границы Мохо. В работе также сделано предположение о литологическом составе на соответствующих глубинах.

В работе для западного региона ([Dorbath et al., 2008] – для Чуйского землетрясения 2003 г. с  $M_w = 7.3$  и его афтершоков) пересчет

**Таблица 5.** Варианты аппроксимации наблюдаемого распределения глубин землетрясений западного региона (Алтай–Саяны)

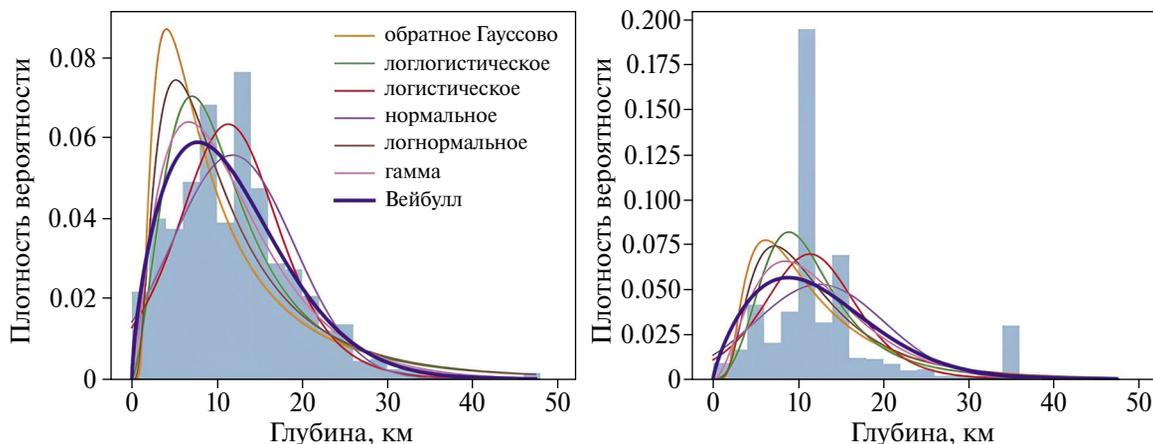
Распределение	Параметры функции	Мода (км)	Логарифмическая функция правдоподобия
Обратное Гауссово	$\mu = 13.76, \lambda = 11.38$	4.02	-1701.07
	$\mu = 12.88, \lambda = 11.54^*$	3.82	-1083.39
Логлогистическое	$\mu = 2.27, \sigma = 2.42$	6.76	-1661.72
	$\mu = 2.27, \sigma = 2.34$	6.57	-1060.53
Логистическое	$\mu = 10.71, \sigma = 3.84$	10.71	-1678.47
	$\mu = 10.71, \sigma = 4.00$	10.71	-1076.55
Нормальное	$\mu = 11.38, \sigma = 7.29$	11.39	-1702.53
	$\mu = 11.54, \sigma = 7.72$	11.53	-1094.32
Логнормальное	$\mu = 2.20, \sigma = 0.76$	5.01	-1672.99
	$\mu = 2.19, \sigma = 0.79$	4.79	-1066.89
Гамма-распределение	$a = 2.27, b = 5.02$	6.37	-1638.92
	$a = 2.12, b = 5.44$	6.10	-1046.62
Вейбулл	$a = 12.72, b = 1.62$	7.04	-1637.87
	$a = 12.84, b = 1.55$	6.61	-1046.68

Примечание: \* – значения первой строки соответствуют количеству землетрясений для каталога с афтершоками, значения второй строки соответствуют количеству землетрясений для варианта без афтершоков.

**Таблица 6.** Варианты аппроксимации наблюдаемого распределения глубин землетрясений восточного региона (Байкальский рифт)

Распределение	Параметры функции	Мода (км)	Логарифмическая функция правдоподобия
Обратное Гауссово	$\mu = 14.02, \lambda = 12.28$	4.14	-1724.57
	$\mu = 15.94, \lambda = 12.99^*$	4.64	-1392.89
Логлогистическое	$\mu = 2.38, \sigma = 2.40$	7.45	-1674.48
	$\mu = 2.45, \sigma = 2.51$	8.25	-1348.37
Логистическое	$\mu = 11.99, \sigma = 4.02$	11.99	-1653.38
	$\mu = 12.73, \sigma = 4.11$	12.73	-1327.77
Нормальное	$\mu = 12.28, \sigma = 7.02$	12.28	-1650.01
	$\mu = 12.99, \sigma = 7.17$	12.99	-1325.05
Логнормальное	$\mu = 2.28, \sigma = 0.78$	5.36	-1688.24
	$\mu = 2.35, \sigma = 0.75$	5.99	-1361.98
Гамма-распределение	$a = 2.35, b = 5.23$	7.06	-1637.80
	$a = 2.51, b = 5.18$	7.81	-1320.51
Вейбулл	$a = 13.75, b = 1.77$	8.59	-1623.22
	$a = 14.58, b = 1.84$	9.52	-1307.56

Примечание: \* – значения первой строки соответствуют количеству землетрясений для каталога с афтершоками, значения второй строки соответствуют количеству землетрясений для варианта без афтершоков.



**Рис. 5.** Гистограммы глубин очагов землетрясений Южной Сибири и рассмотренные варианты аппроксимации. Использован полный каталог землетрясений без исключения афтершоков. Варианты аппроксимации – как на рис. 3 и рис. 4. Слева – фиксированные значения глубины исключены, справа – без исключения фиксированных значений.

**Таблица 7.** Результаты аппроксимации наблюдаемого распределения глубин землетрясений Южной Сибири распределением Вейбулла

Вариант	Параметры распределения Вейбулла		Мода (км)
	$a$	$b$	
Полный каталог, фиксированные значения исключены	13.23	1.69	7.77
Каталог без афтершоков, фиксированные значения исключены	13.81	1.69	8.13
Полный каталог, фиксированные значения не исключены	14.12	1.77	8.84
Каталог без афтершоков, фиксированные значения не исключены	15.45	1.62	8.52

глубин, полученных при выполнении томографии (то есть, при параллельном уточнении скоростной модели и глубин землетрясений) показал, что преобладающие глубины также располагаются в верхних 10–15 км, однако, средние глубины для зоны Алтай–Саян меньше, чем для Байкальского рифта, в том числе богаче макросейсмические проявления землетрясений, связанные с выходом разломов на поверхность.

Аппроксимации распределения глубин, предложенные в этой работе, с одной стороны, согласуются с имеющимися представлениями о преобладающих глубинах в регионе, прогнозируя наиболее вероятное значение около 8 км. С другой стороны, примененная методика позволила выделить региональные особенности (для западного региона наиболее вероятное значение глубины – 7 км, для

восточного – 9 км), при этом оба значения расходятся с наиболее распространенным фиксированным значением в 10 км.

В задачах оценки сейсмической опасности и риска от глубины землетрясений существенно зависит ожидаемый эффект воздействия, поэтому моделирование распределения глубины очагов в таких задачах является важной составляющей. До сих пор основным подходом для этого являлись экспертные оценки: распределение глубин считается равномерным в некотором слое с заданными верхней и нижней границами (см., например, работу [Пояснительная записка..., 2016]). Поскольку выбор границ зависит от мнения конкретных экспертов, оценки, основанные на расчетах, обладают очевидным преимуществом. В предложенном здесь подходе

распределение глубин также задается двумя параметрами (в данном случае, определяющими распределение Вейбулла), но их значения определены методом максимального правдоподобия. Важным свойством этих оценок является их устойчивость – оценки параметров мало меняются в зависимости от того, включать или исключать фиксированные значения глубин.

С практической точки зрения, например, при генерации синтетического каталога, все рассматриваемые распределения не состоятельны без введения дополнительного ограничения, связанного с высокой вероятностью реализации сильного землетрясения на небольшой глубине. Так, значительное количество очагов землетрясений располагаются в области верхних 15 км, а максимальные возможные магнитуды в регионе превышают  $M = 7$  [Писаренко и др., 2022], что по работе [Wells, Coppersmith, 1994] соответствует ширине очага вглубь 15 км. Таким образом, чтобы избежать ситуации, при которой очаг моделируемого землетрясения будет большей частью выходить на поверхность (что, в принципе, невозможно), предлагается для всех землетрясений ограничивать глубину гипоцентра половиной ширины очага (*downdip rupture width*):

$$\Delta h = 10^{-1.01 + 0.32M/2}.$$

## ВЫВОДЫ

В работе показано, что в двух сейсмически активных регионах Южной Сибири – Алтае-Саянском и Байкальском – распределение глубины очагов землетрясений может быть аппроксимировано функцией с двумя параметрами – распределением Вейбулла. Это распределение, как оказалось, в обоих регионах и в их объединении лучше соответствует распределению фактически определенных значений глубины очага по сравнению с другими рассмотренными двухпараметрическими функциями.

Установлено, что максимум распределения аппроксимирующей функции для коровых землетрясений Южной Сибири находится на глубине 8 км (7 км для зоны Алтай–Саяны и 9 км для Байкальского рифта).

Распределение Вейбулла может использоваться для задания глубин событий в модели сейсмического режима в целях оценки сейсмической опасности и риска, например, для генерации синтетического каталога землетрясений. В этом случае целесообразно ограничивать глубину очага сверху оценкой половины ширины очага землетрясения соответствующей магнитуды.

## ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках гранта Российского научного фонда № 20-17-00180п “Развитие сценарного подхода в задачах оценки сейсмической опасности и риска”.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абубакиров И.Р., Павлов В.М.* Определение тензора момента двойного диполя для землетрясений Камчатки по волновым формам региональных сейсмических станций // *Физика Земли*. 2021. № 3. С. 45–62.
- Виноградов Ю.А.* Состояние системы сейсмологических наблюдений в России и перспективы ее развития. Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. 2023. С. 3.
- Землетрясения России в 2021 году. Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН. 2023. 224 с. ISSN 1819-852X.
- Землетрясения Северной Евразии. 2022. Вып. 25 (2016–2017 гг.). 392 с. ISSN 1818–6254.
- Кустова М.Г., Радзиминович Н.А.* Результаты релокализации гипоцентров афтершоков землетрясения 16.09. 2003 г. с  $M_S = 5.8$  с эпицентром на северо-восточном фланге БРЗ. Геология, поиски и разведка полезных ископаемых и методы геологических исследований. 2006. С. 24–28.
- Лукк А.А., Леонова В.Г.* Распределение с глубиной очагов землетрясений как проявление природы деформирования континентальной коры // *Геофизические процессы и биосфера*. 2020. Т. 19. № 1. С. 30–50.
- Писаренко В.Ф., Ружич В.В., Скоркина А.А., Левина Е.А.* Структура сейсмического поля Байкальской рифтовой зоны // *Физика Земли*. 2022. № 3. С. 37–55.
- Пояснительная записка к комплекту карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации ОСР 2016 / В.И. Уломов, М.И. Богданов (ред.) // *Инженерные изыскания*. 2016. № 7. С. 49–122.
- Радзиминович Н.А.* Глубины очагов землетрясений Байкальского региона: обзор // *Физика Земли*. 2010. № 3. С. 37–51.
- Шебалин П.Н., Гвишиани А.Д., Дзедобоев Б.А., Скоркина А.А.* Почему необходимы новые подходы к оценке сейсмической опасности? // *Докл. РАН*. 2022. Т. 507(1). С. 91–97.
- Abercrombie R. E., Mori J.* Occurrence patterns of foreshocks to large earthquakes in the western United States // *Nature*. 1996. V. 381. № 6580. P. 303–307.
- Albaric J., Deverchere J., Perrot J., Jakovlev A., Deschamps A.* Deep crustal earthquakes in North Tanzania, East Africa: Interplay between tectonic and magmatic processes in an incipient rift // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2014. V. 15. № 2. P. 374–394.
- Bondár I., Myers S.C., Engdahl E.R., Bergman E.A.* Epicentre accuracy based on seismic network criteria // *Geophysical Journal International*. 2004. V. 156. № 3. P. 483–496.
- Cole J., Hacker B., Ratschbacher L., Dolan J., Seward G., Frost E., Frank W.* Localized ductile shear below the

- seismogenic zone: Structural analysis of an exhumed strike-slip fault, Austrian Alps // *J. Geophys. Res.* 2007. V. 112. B12304. <https://doi.org/10.1029/2007JB004975>
- Deverchere J., Houdry F., Solonenko N.V., Solonenko A.V., Sankov V.A.* Seismicity, active faults and stress field of the North Muya region, Baikal rift: new insights on the rheology of extended continental lithosphere // *J. Geophys. Res.* 1993. V. 98. P. 19 895–19 912.
- Déverchère J., Petit C., Gileva N., Radziminovitch N., Melnikova V., San'kov V.* Depth distribution of earthquakes in the Baikal rift system and its implications for the rheology of the lithosphere // *Geophysical Journal International*. 2001. V. 146. № 3. P. 714–730.
- Dogliani C., Barbab S., Carminatia E., Riguzzi F.* Role of the brittle–ductile transition on fault activation // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2011. V. 184. № 3–4. P. 160–171. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2010.11.005>
- Dorbath C., Van der Woerd J., Arefiev S.S., Rogozhin E.A., Aptekman J.Y.* Geological and seismological field observations in the epicentral region of the 27 September 2003  $M_w$  7.2 Gorny Altay earthquake (Russia) // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 2008. V. 98. № 6. P. 2849–2865.
- Doser D.I., Kanamori H.* Depth of seismicity in the Imperial Valley region (1977–1983) and its relationship to heat flow, crustal structure and the October 15, 1979, earthquake // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 1986. V. 91. № B1. P. 675–688.
- Dragoni M.* The brittle-ductile transition in tectonic boundary zones // *Ann. di Geofis.* 1993. V. XXXVI. № 2. P. 37–44.
- Engdahl E.R., van der Hilst R., Buland R.* Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 1998. V. 88. № 3. P. 722–743.
- Gueydan F., Leroy Y.M., Jolivet L., Agard P.* Analysis of continental midcrustal strain localization induced by microfracturing and reaction-softening // *J. Geophys. Res.* 2003. V. 108. № B2. P. 2064. <https://doi.org/10.1029/2001JB000611>
- Handy M.R., Hirth G., Hovius N.* Continental fault structure and rheology from the frictional-to-viscous transition downward. *Tectonic Faults: Agents of Change on a Dynamic Earth*. MIT Press. 2007. P. 139–182.
- Kirby S.H.* Tectonic stresses in the lithosphere: Constraints provided by the experimental deformation of rocks // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 1980. V. 85. № B11. P. 6353–6363.
- Klein F.W.* User's guide to HYPOINVERSE-2000, a Fortran program to solve for earthquake locations and magnitudes. US Geological Survey. 2002. №. 2002. p. 171.
- Kohlstedt D.L., Evans B., Mackwell S.J.* Strength of the lithosphere: Constraints imposed by laboratory experiments // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 1995. V. 100. № B9. P. 17587–17602.
- Lahr J.C.* HYPOELLIPSE/version 2.0; a computer program for determining local earthquake hydrocentral parameters, magnitude, and first motion pattern. US Geological Survey. 1989. №. 89-116.
- Lienert B.R.* HYPOCENTER 3.2. A computer program for locating earthquakes locally, regionally and globally (user's manual). 1994. <ftp://elepaio.soest.hawaii.edu>
- Ma S.* Focal depth determination for moderate and small earthquakes by modeling regional depth phases sPg, sPmP, and sPn // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 2010. V. 100. № 3. P. 1073–1088.
- Marone C., Scholz C.H.* The depth of seismic faulting and the upper transition from stable to unstable slip regimes // *Geophysical Research Letters*. 1988. V. 15. № 6. P. 621–624.
- Nicholson C., Simpson D.W.* Changes in Vp/Vs with depth: Implications for appropriate velocity models, improved earthquake locations, and material properties of the upper crust // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 1985. V. 75. № 4. P. 1105–1123.
- Radziminovich N.A.* Earthquake depth frequency distribution in the Baikal Rift System // *Pure and Applied Geophysics*. 2022. V. 179. № 2. P. 619–639.
- Scholz C.H.* Earthquakes and friction laws // *Nature*. 1998. V. 391. № 6662. P. 37–42.
- Shebalin P., Narteau C.* Depth dependent stress revealed by aftershocks // *Nature communications*. 2017. V. 8. № 1. P. 1317.
- Shebalin P.N., Narteau C., Baranov S.V.* Earthquake productivity law // *Geophysical Journal International*. 2020. V. 222. I. 2. P. 1264–126913. DOI: 10.1093/gji/ggaa252
- Sibson R.H.* Fault rocks and fault mechanisms // *Journal of the Geological Society*. 1977. V. 133. № 3. P. 191–213.
- Skorkina A.A.* Modeling of strong ground motion within the Baikal Rift Zone: The Irkutsk case. *RJES*. 2023
- Tsai Y. B., Aki K.* Precise focal depth determination from amplitude spectra of surface waves // *Journal of Geophysical Research*. 1970. V. 75. № 29. P. 5729–5744.
- Vorobieva I., Gvishiani A., Dzeboev B., Dzeranov B., Barykina Y., Antipova A.* Nearest neighbor method for discriminating aftershocks and duplicates when merging earthquake catalogs // *Front. Earth Sci.* 2022. V. 10. P. 820277. DOI: 10.3389/feart.2022.820277
- Waldhauser F.* hypoDD – A program to compute double-difference hypocenter locations (hypoDD version 1.0-03/2001). US Geol. Surv. Open File Rep. 01. 2001. V. 113.
- Weber B., Becker J., Hanka W., Heinloo A., Hoffmann M., Kraft T., Thoms H.* SeisComp3—Automatic and interactive real time data processing // *Geophys. Res. Abstr.* 2007. V. 9. № 09. P. 219.
- Weibull W.* A statistical distribution function of wide applicability // *Journal of applied mechanics*. 1951.
- Wells D.L., Coppersmith K.J.* New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 1994. V. 84. № 4. P. 974–1002.

## Characteristic Depth Distribution of Crustal Earthquakes in Southern Siberia

P. A. Malyutin<sup>a,b,c,\*</sup>, A. A. Skorkina<sup>a</sup>, I. A. Vorobieva<sup>a,d</sup>, S. V. Baranov<sup>a,e</sup>,  
S. D. Matochkina<sup>a,b</sup>, A. P. Molokova<sup>a,b</sup>, and P. N. Shebalin<sup>a,d</sup>

<sup>a</sup>*Institute of Earthquake Prediction Theory and Mathematical Geophysics, Russian Academy of Sciences, Moscow, 117997 Russia*

<sup>b</sup>*Faculty of Physics, Moscow State University, Moscow, 119991 Russia*

<sup>c</sup>*Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Science, Moscow, 123242 Russia*

<sup>d</sup>*Geophysical Center, Russian Academy of Sciences, Moscow, 119296 Russia*

<sup>e</sup>*Kola Branch, Geophysical Survey, Russian Academy of Sciences, Apatity, 184209 Russia*

\*e-mail: pavel@mitp.ru

Received January 14, 2024

revised February 6, 2024

accepted February 13, 2024

**Abstract** – The key parameters of an earthquake are magnitude, epicenter coordinates, and depth. Depth often has a decisive influence on the macroseismic effect of certain earthquakes. In this regard, for example, to assess seismic risk, one should know information on the statistics of earthquake occurrence at certain depths. In this work, catalogs of continental crustal earthquakes in the Southern Siberia are analyzed. The distributions of earthquake depths are approximated by various functions. The Weibull distribution, with a maximum at 8 km, is shown to describe the depth distribution of these crustal earthquakes most accurately. When the western (Altai–Sayan) and eastern (Baikal Rift Zone) parts of the region are considered separately, the Weibull distribution is also preferable. The maximum of the distribution is found to be at 9 km for the Baikal rift zone and at 7 km for the Altai–Sayan zone.

**Keywords:** earthquake, depth of an earthquake, hypocenter, Weibull distribution, synthetic earthquake catalog, seismogenic layer

УДК 550.34

## КОМПЕНСАЦИОННЫЕ ДВИЖЕНИЯ В ОЧАГОВОЙ ЗОНЕ ВЫСОКОМАГНИТУДНОГО РОЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ 2023 г. В ПРОВИНЦИИ ГЕРАТ, АФГАНИСТАН

© 2024 г. Р. Э. Татевосян<sup>1</sup>, \*, А. В. Пономарев<sup>1</sup>, Е. П. Тимошкина<sup>1</sup>, Ж. Я. Аптекман<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

\*E-mail: ruben@ifz.ru

Поступила в редакцию 11.02.2024 г.

После доработки 18.02.2024 г.

Принята в печать 28.02.2024 г.

Очаг сильного землетрясения, как правило, состоит из субочагов, которые выявляются моделированием волновых форм. Это моделирование не приводит к однозначному результату. В статье приведен пример, когда для одного и того же землетрясения опубликованы два существенно разных решения: в одном субочаги характеризуются схожим типом движения, в другом – последний субочаг имеет противоположный механизм. В статье [Вакарчук и др., 2013] это было проинтерпретировано как реализация компенсационного движения. Компенсационное движение обнаруживается не только в субочагах, но и на масштабном уровне всей очаговой зоны, что проявляется в определенной закономерности механизмов афтершоков, обнаруженной при исследовании Дагестанского землетрясения 1970 г. [Кузнецова и др., 1976]. В настоящей статье, возможно, впервые компенсационные движения обнаружены в высокомагнитудном рою землетрясений без выраженного главного толчка, который произошел в 2023 г. в провинции Герат (Афганистан). Результат подтверждается комплексом сейсмологических и спутниковых интерферометрических данных.

*Ключевые слова:* очаг землетрясения, субочаги, афтершоки, механизмы очагов, спутниковая интерферометрия.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0002333724040053>, EDN: FWUNQZ

### ВВЕДЕНИЕ

Косейсмические и постсейсмические движения, временной ход сейсмической активности и перераспределение напряжений в очаговой области сильного землетрясения давно рассматриваются в сейсмологии как ключ к пониманию физики очага. Попытки обнаружить закономерности развития очаговой области рассматриваются также в контексте возможного возникновения сильного афтершока и, шире, прогноза сильного землетрясения вообще.

Исторически первая выявленная закономерность относится к изменению числа афтершоков во времени и была сформулирована более 100 лет назад – закон Омори [Omori, 1894]. В некоторых публикациях выражается сомнение в универсальности закона Омори и предлагается относиться к нему как к некоторой статистической закономерности [Татевосян, Аптекман, 2008]. Но большинство исследователей признает глубокий физический смысл, лежащий

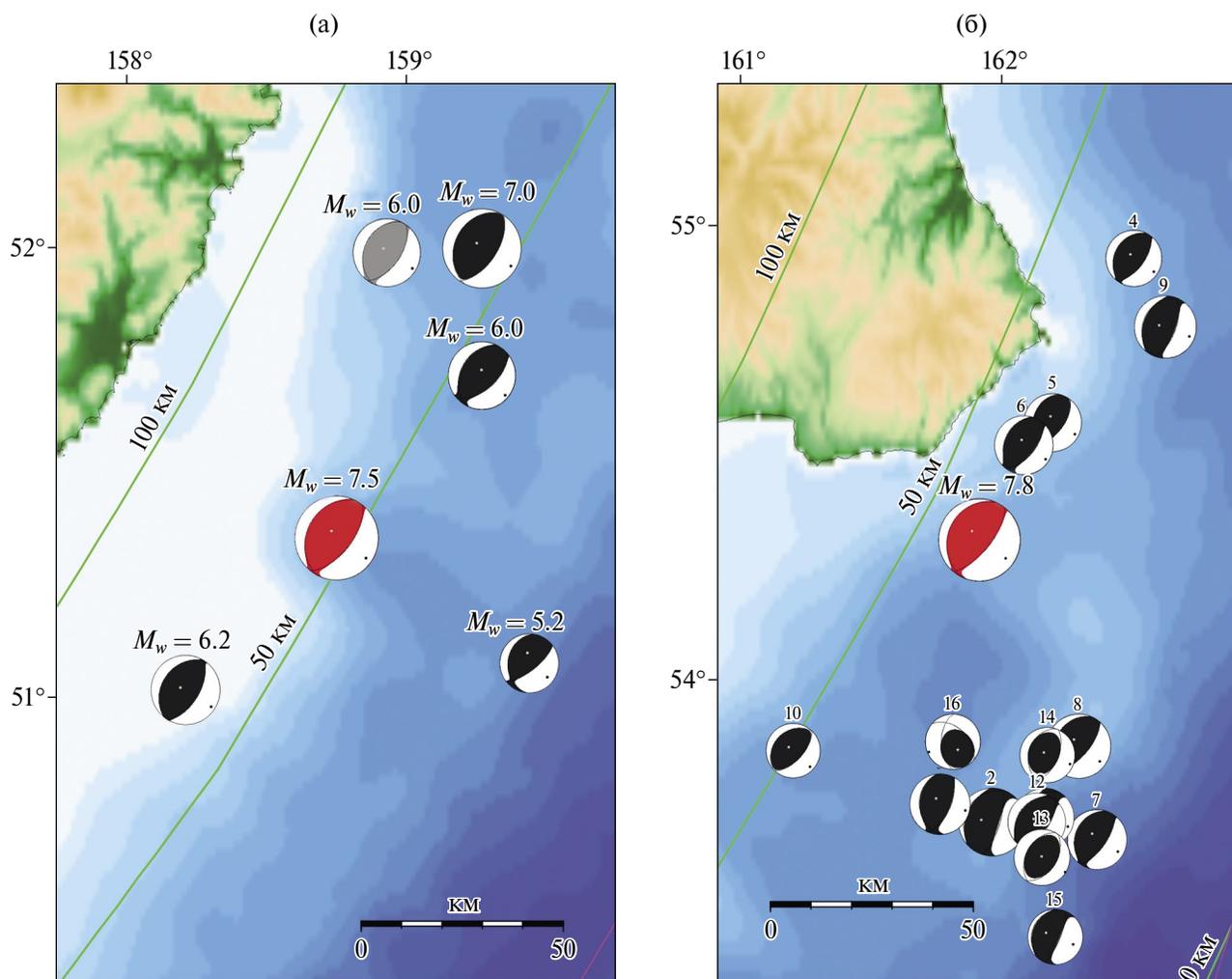
в основе закона [Смирнов, Пономарев, 2020], попытки его физического осмысления продолжают до сих пор [Баранов, Шебалин, 2019]. Закон Омори не единственный, описывающий характер спадания сейсмической активности в очаговой зоне. М. Бот полагал, что магнитуда сильнейшего афтершока, как правило, меньше магнитуды  $M$  главного толчка на величину  $\Delta M = 1.2$  [Båth, 1965]. Отметим здесь, что оригинальный эмпирический закон Бота был обобщен с учетом фактора времени до динамического закона Бота, который устанавливает, что разность магнитуды сильнейшего афтершока и главного толчка можно аппроксимировать логистическим распределением, которое смещается со временем в область меньших магнитуд [Баранов, Шебалин, 2018].

К первым попыткам физического осмысления афтершоковых серий на основании механизма очагов следует отнести работу [Кузнецова и др., 1976]. В последовательности афтершоков

Дагестанского землетрясения 1970 г. выделены два типа афтершоков: с механизмами очага, схожими с механизмом главного толчка, и с отличными от него. Первые были названы афтершоками развития, вторые – афтершоками последействия. Была предложена модель, объясняющая эти механически различные типы афтершоков [Kostrov, Das, 1988]. Согласно модели, часть афтершоков разрушает участки разлома, которые остались ненарушенными в результате подвижки при главном толчке, а часть афтершоков происходит вследствие перераспределения напряжений при главном событии. Первые, как правило, имеют механизм, схожий с механизмом главного толчка (афтершоки развития). Вторые – происходят преимущественно в краевых частях магистрального разлома, поскольку наибольшие изменения напряжений концентрируются на конце трещины

(афтершоки последействия). Их механизм не обязательно совпадает с механизмом главного толчка. В статье [Татевосян, Аптекман, 2008] показано, что эти два типа афтершоков разделены не только в пространстве, но и во времени. В начале афтершоковой серии преобладают афтершоки развития, за которыми в дальнейшем следуют афтершоки последействия.

Модель образования афтершоков развития и последействия выглядит физически обоснованной, но само явление не носит универсальный характер. Афтершоки сильнейших неглубоких землетрясений на Камчатке чаще наследуют тип движения главного толчка. Для примера показаны механизмы двух сильных неглубоких ( $h < 80$  км) землетрясений с  $M_w \geq 7.5$  – 08.06.1993 г. и 05.12.1997 г. (рис. 1). Механизмы главных толчков и их афтершоков практически идентичны. Но совершенно иная

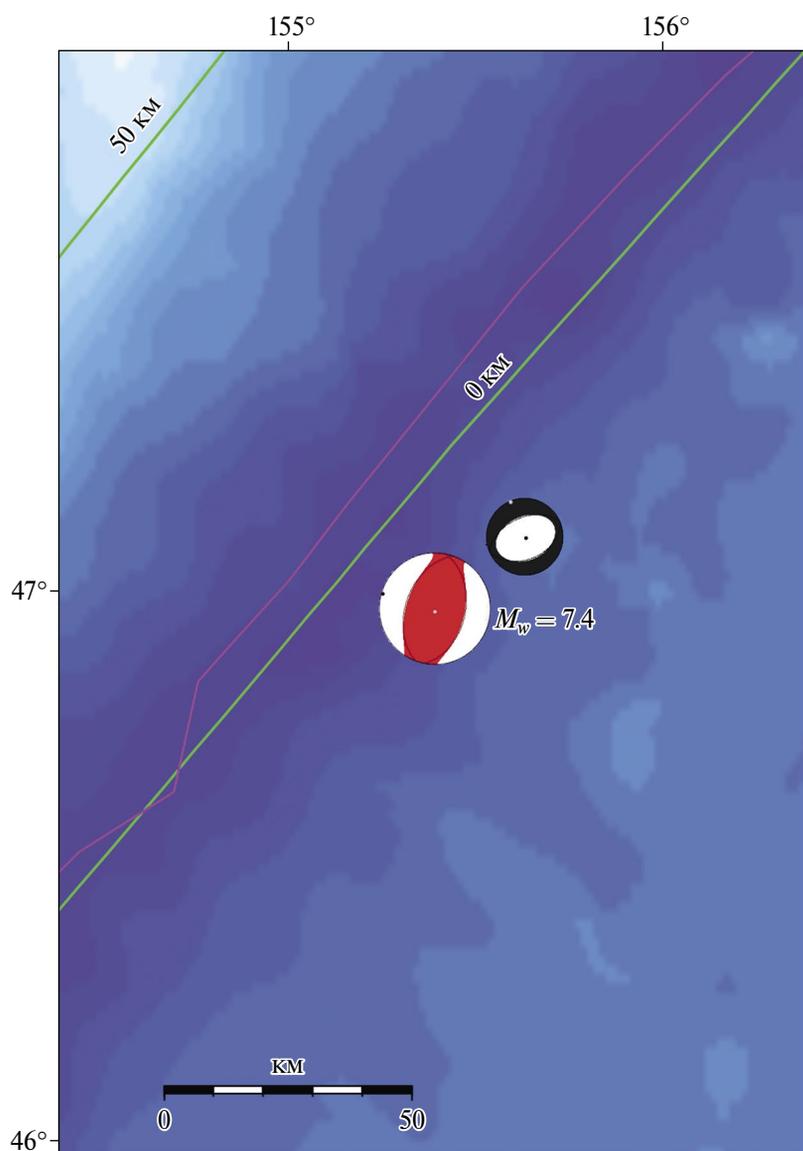


**Рис. 1.** (а) – Механизм очага землетрясения 08.06.1993 г. (красный), предшествующих (серый цвет) и последующие в течение полугодия землетрясения (черный цвет) (Global CMT catalog. URL: <http://www.globalcmt.org>. Последнее скачивание в 2023 г.); (б) – землетрясение 05.12.1997 г. Легенда аналогично (а).

картина для землетрясения 15.01.2009 г.  $M_w = 7.4$  (рис. 2). Представленные механизмы – это решения тензора центроида момента по методике [Dziewonski, Woodhouse, 1983], которая принципиально отличается от методики определения механизма по знакам первых вступлений, к которой следует относиться осторожно. Как было показано в работе [Aki, Richards, 1980], есть большая вероятность ошибочного определения знака первого движения  $P$ -волны при высоком уровне микросейсмического шума, особенно при использовании аналоговых сейсмограмм.

Афтершоковая серия занимает довольно продолжительное время. Как правило, это временной масштаб нескольких месяцев. Развитие

разрыва в очаговой области может быть прослежено и для главного толчка. Большие землетрясения обычно состоят из субисточников, разнесенных во времени. В этом случае временной масштаб соответствует десяткам секунд. Многоактная модель с субисточниками строится в результате решения обратной задачи, а именно, минимизацией разности волновых форм от модели с наблюдаемыми. В процессе построения волновых форм используется большое количество параметров, включая число субисточников, которые задаются исследователем. Поэтому полученное решение не является единственным: для одного и того же землетрясения могут быть предложены различные конкурентные модели очага. Например, для очага сильнейшего на



**Рис. 2.** Механизм очага землетрясения 15.01.2009 г. (красный) и его сильнейшего афтершока в течение полугода (Global CMT catalog. URL: <http://www.globalcmt.org>. Последнее скачивание в 2023 г.).

Большом Кавказе инструментально зарегистрированного Рачинского землетрясения опубликованы принципиально различные модели (см. работу [Fuenzalida et al., 1997] и работу [Вакарчук и др., 2013]). Первая модель четырехактная, механизмы субочагов взбросы, у последнего субочага взброс со сдвиговой компонентой, т.е. в целом механизмы субочагов схожи. Вторая модель трехактная, первые два субочага взбросы, третий – сброс, т.е. на конечном этапе вспарывания в тылу взброса реализовано компенсационное движение.

Построения, основанные на механизмах очагов и моделировании волновых форм (афтершоковых последовательностей и очагов сильных землетрясений), объединяет одно – они построены исключительно на основании сейсмологического материала. Отсутствует подтверждение или хотя бы сопоставление с результатами наблюдений в очаговой области иными методами. Цель статьи – рассмотреть, проявляются ли в поверхностных деформациях компенсационные движения, возможность которых высказывалась в работах по изучению механизмов очагов главного толчка и афтершоков [Костров, Шебалин, 1976].

### ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ И ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Объектом исследования является очаговая область серии землетрясений с  $M > 6.0$ , происшедших в провинции Герат в Афганистане в октябре 2023 г. Эпицентральная область Гератских землетрясений – одна из ключевых зон в глобальной тектонической конструкции. Общее представление о районе возникновения серии землетрясений в 2023 г. дает рис. 3.

Разлом Налбандан, с подвижкой по которому связан очаг землетрясения, принадлежит горной системе Гиндукуш. Важнейшими тектоническими элементами глобального плана является зона субдукции Макран, по которой Аравийская плита погружается под Евразийскую. Граница между плитами здесь занимает обширный участок около 1000 км, на котором располагаются две крупные микроплиты: Лут и Хелманд. В регионе присутствуют реликтовые зоны субдукции, которые проявляются в активной глубокофокусной сейсмичности на Памире и Гиндукуше. Микроплиты Лут и Хелманд разделены сдвиговой разломной зоной Небандан. С севера блок Лут ограничен разломом Доруне. Заметим, что опубликовано много различных сейсмо-тектонических моделей региона с существенно

отличающейся картиной в деталях, но в целом значительных противоречий между ними нет. Представленная схема построена нами на основании цифрового рельефа, карты активных разломов и других источников – все в свободном доступе в интернете [Stocklin, Nabavi 1973; Berberian, King 1981; Siehl, 2015; Styron, Pagani, 2020].

На рис. 4 показаны механизмы очагов землетрясений по данным Global CMT<sup>1</sup>. Следует отметить отсутствие сильных землетрясений, связанных с разломом Налбандан. Отметим также разнообразие механизмов очагов: взбросы, сбросы, сдвиги. Это отражает сложный характер взаимодействием активных структур – погружение в зоне субдукции, наличие реликтовых зон субдукции, крупные сдвиговые разломы, микроплиты, сильно деформированные складчатые зоны. Отметим сильное землетрясение с механизмом чистый сдвиг по близвертикальной плоскости по разлому Небандан на расстоянии около 100 км к западу от очага Гератских землетрясений.

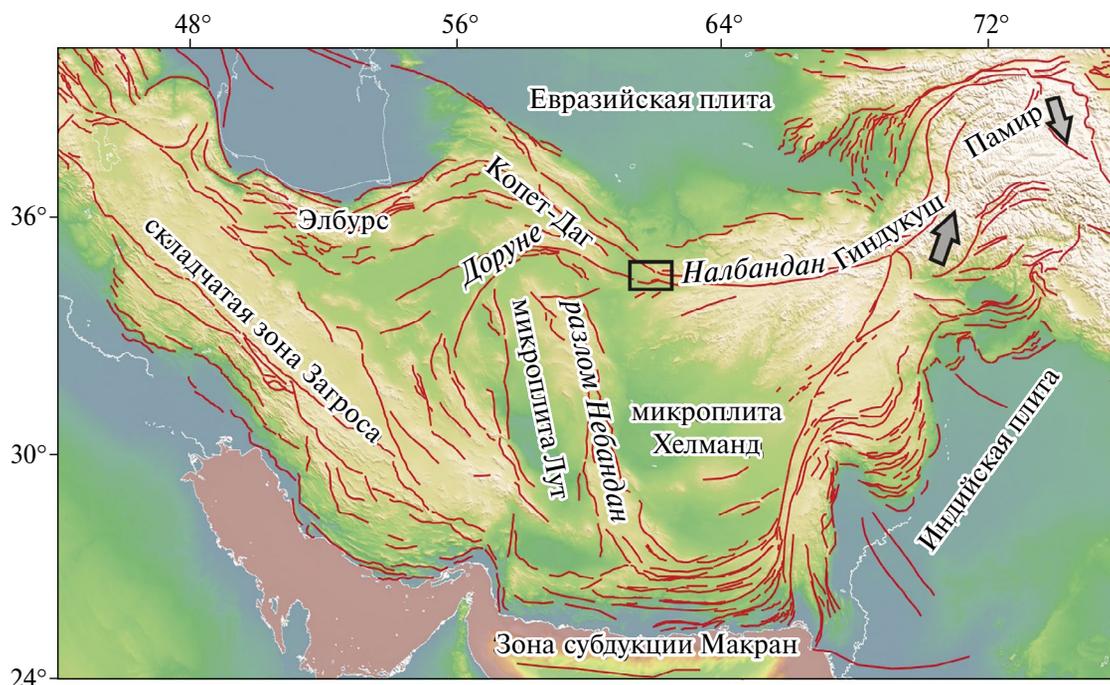
На рис. 5 показаны механизмы землетрясений с  $M_w \geq 6.0$ .

Землетрясений по разлому Налбандан не отмечено не только с  $M_w \geq 7.0$ , но и с более низкого порога  $M_w \geq 6.0$ . Однако 150 км к северо-западу в системе разломов Копет-Даг в 2017 г. произошло землетрясение с  $M_w \geq 6.0$ . Механизм очага этого землетрясения – взброс по крутопадающей плоскости, ориентированной согласно общему простиранию структур горного массива Копет-Даг. Вне Памиро-Гиндукушских глубоких землетрясений, единственный глубокий очаг (чистый сброс,  $H = 157$  км) произошел в южной части блока Хелманд. Это может рассматриваться как свидетельство в пользу активности зоны субдукции Макран, расположенной южнее.

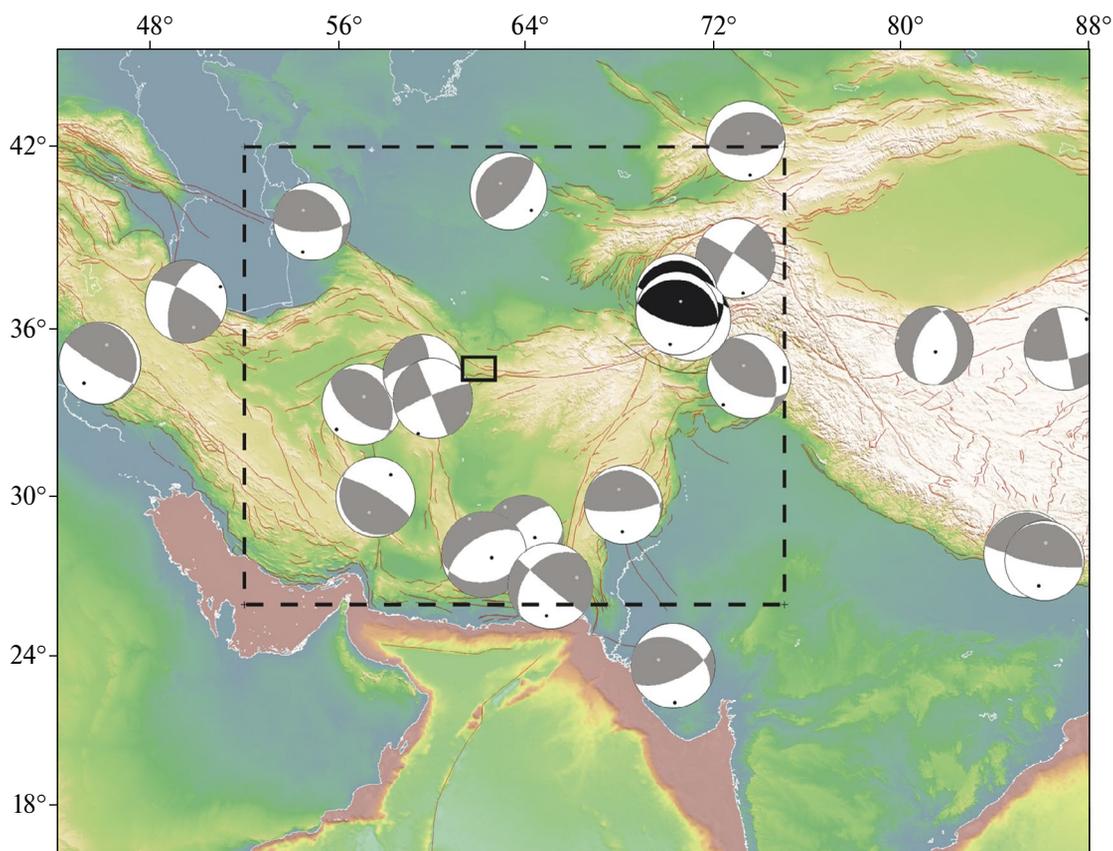
Землетрясения в области, ограниченной пунктирной линией (рис. 5), приведены в таблице.

Четыре землетрясения по разлому Налбандан произошли в течение недели, их магнитуды совпадают в пределах точности определения. Таким образом, Гератские землетрясения скорее являются высокомагнитудным роем, а не классической последовательностью “главный толчок – афтершоки”.

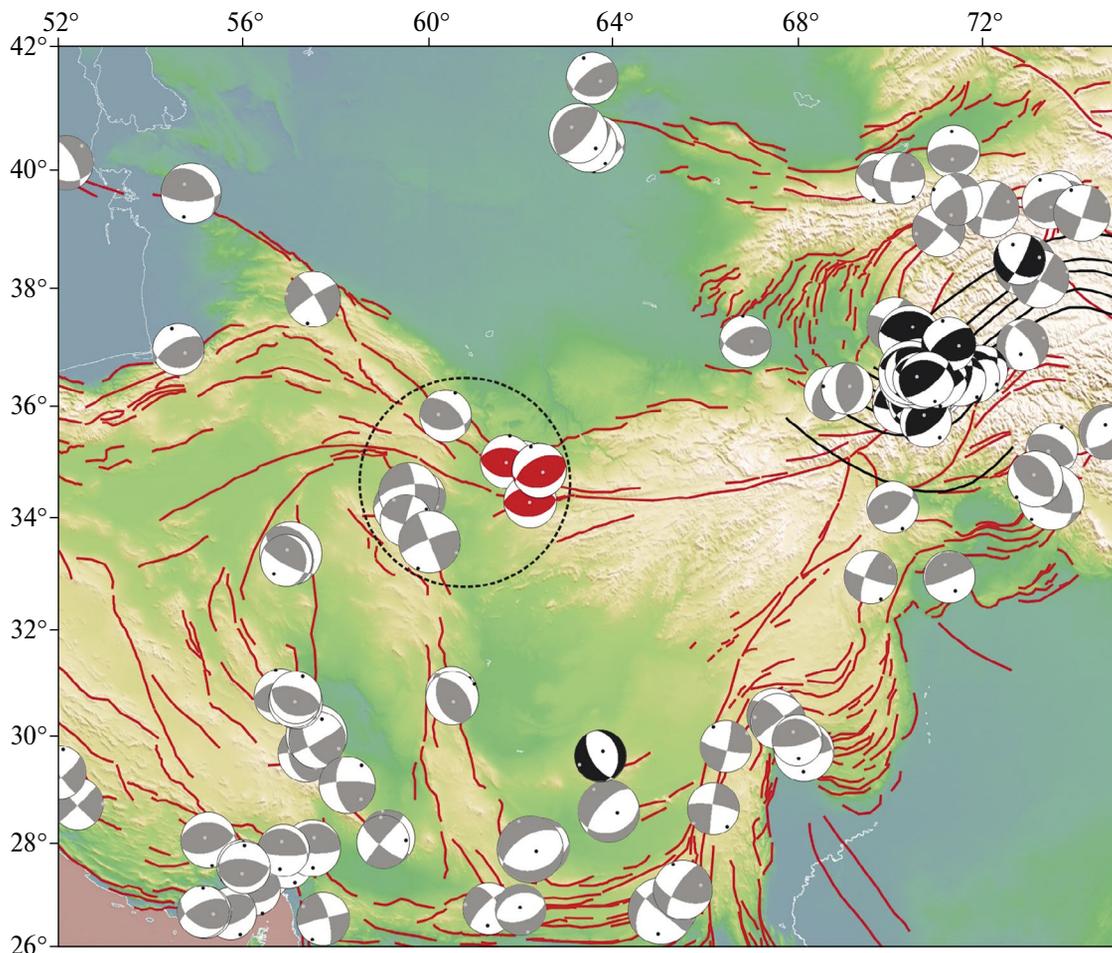
<sup>1</sup> Global CMT catalog. URL: <http://www.globalcmt.org>.  
Последнее скачивание в 2023 г.



**Рис. 3.** Сейсмотектоническое обрамление района землетрясения. В рамке показана эпицентральная область роя. Серые стрелки показывают направление погружения реликтовых зон субдукции. Активные разломы по работе [Бачманов и др., 2017] показаны красными линиями.



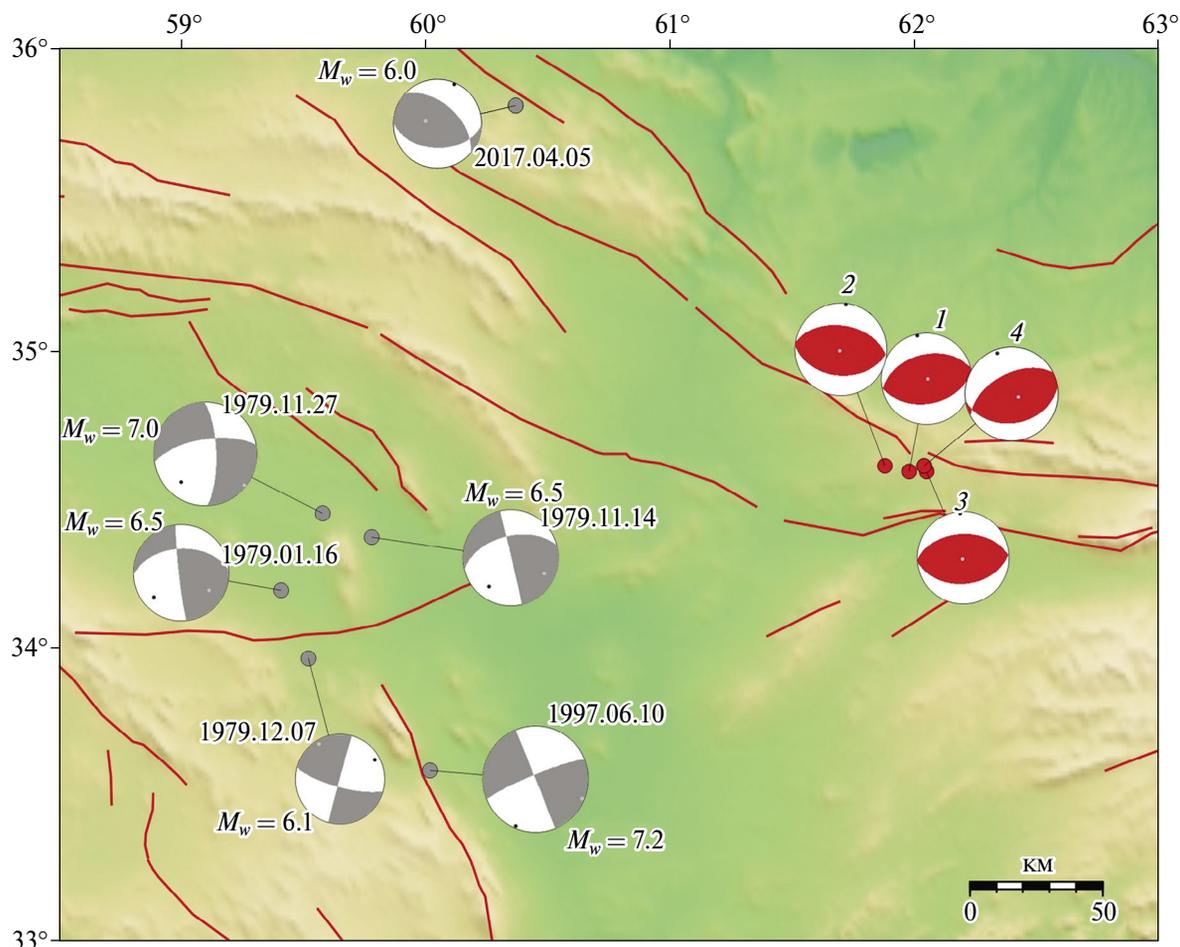
**Рис. 4.** Механизмы очагов сильных землетрясений ( $M_w \geq 7.0$ ) согласно источнику Global CMT (1976–2023 гг.) (Global CMT catalog. URL: <http://www.globalcmt.org>. Последнее скачивание в 2023 г.). Черным закрашены механизмы землетрясений Памиро – Гиндукушской зоны с глубиной гипоцентра 70 км и более. Пунктиром показана область, представленная детально на рис. 5. Активные разломы по работе [Бачманов и др., 2017] показаны красными линиями.



**Рис. 5.** Механизмы очагов землетрясений ( $M_w \geq 6.0$ ) (Global CMT catalog. URL: <http://www.globalcmt.org>. Последнее скачивание в 2023 г.). Черным закрашены механизмы землетрясений с глубиной гипоцентра 70 км и более. Красным цветом выделены механизмы Гератских землетрясений. В круге показана область, представленная детально на рис. 6. Активные разломы по работе [Бачманов и др., 2017] показаны красными линиями.

#### Параметры землетрясений $M_w \geq 6.0$ в системе разломов Небандан и Налбандан

№	Дата, время	Время после предыдущего события	$M_w$	Механизм
	1979/01/16, 09:50	?	6.5	Сдвиг со взбросовой компонентой
	1979/11/14, 02:21	10 месяцев	6.5	Сдвиг
	1979/11/27, 17:10	2 недели	7.0	Сдвиг со взбросовой компонентой
	1979/12/07, 09:23	10 дней	6.1	Сдвиг
	1997/05/10, 07:57	18 лет	7.2	Сдвиг
1	2023/10/07, 06:41	26 лет	6.2	Взброс
2	2023/10/07, 07:12	31 минута	6.3	Взброс
3	2023/10/11, 00:41	3.5 дня	6.2	Взброс
4	2023/10/15, 03:36	4 дня	6.3	Взброс



**Рис. 6.** Механизмы очагов землетрясений ( $M_w \geq 6.0$ ) согласно источнику Global CMT (Global CMT catalog. URL: <http://www.globalcmt.org>. Последнее скачивание в 2023 г.) в окрестностях Гератских землетрясений. Красным цветом выделены механизмы Гератских землетрясений. Номера землетрясений соответствуют таблице. Активные разломы по работе [Бачманов и др., 2017] показаны красными линиями.

Кроме исходных сейсмологических данных, представленных механизмами очага, для анализа доступны радарные снимки спутника Сентинель-1А от 25 сентября, 7 и 19 октября 2023 г. Даты съемок позволяют определить суммарные поля смещений для двух землетрясений 7 октября, происшедших с разницей в полчаса, и суммарное смещение для двух событий 11 и 15 октября.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

На основании радарных снимков до и после землетрясений 07.10.2023 г. была рассчитана парная интерферограмма, показывающая фазовые смещения отраженных радиолокационных сигналов. На ее основе получено суммарное поле смещений земной поверхности в результате землетрясений, произошедшие за период между съемками (рис. 7 и рис. 8). Смещения

определены в направлении на спутник, но с учетом геометрии съемки (восходящая орбита) они без существенных ошибок могут быть пересчитаны в вертикальные. Максимальные смещения на спутник составили 38 см, что с учетом угла наклона зондирующего луча дает вертикальное смещение почти 47 см.

Каждый цветовой цикл на рис. 7 (от синего до красного цвета) соответствует фазовому сдвигу на  $2\pi$  радиолокационного сигнала, отраженного от одной и той же площадки земной поверхности при первой и второй съемке. Это равно смещению 28 мм в направлении на спутник за период съемки.

Аналогично для землетрясений 11 и 15 октября, по радарным снимкам спутника Сентинель-1А от 7 и 19 октября 2023 г. была рассчитана парная дифференциальная интерферограмма (рис. 9), которая после развертки фазы показала

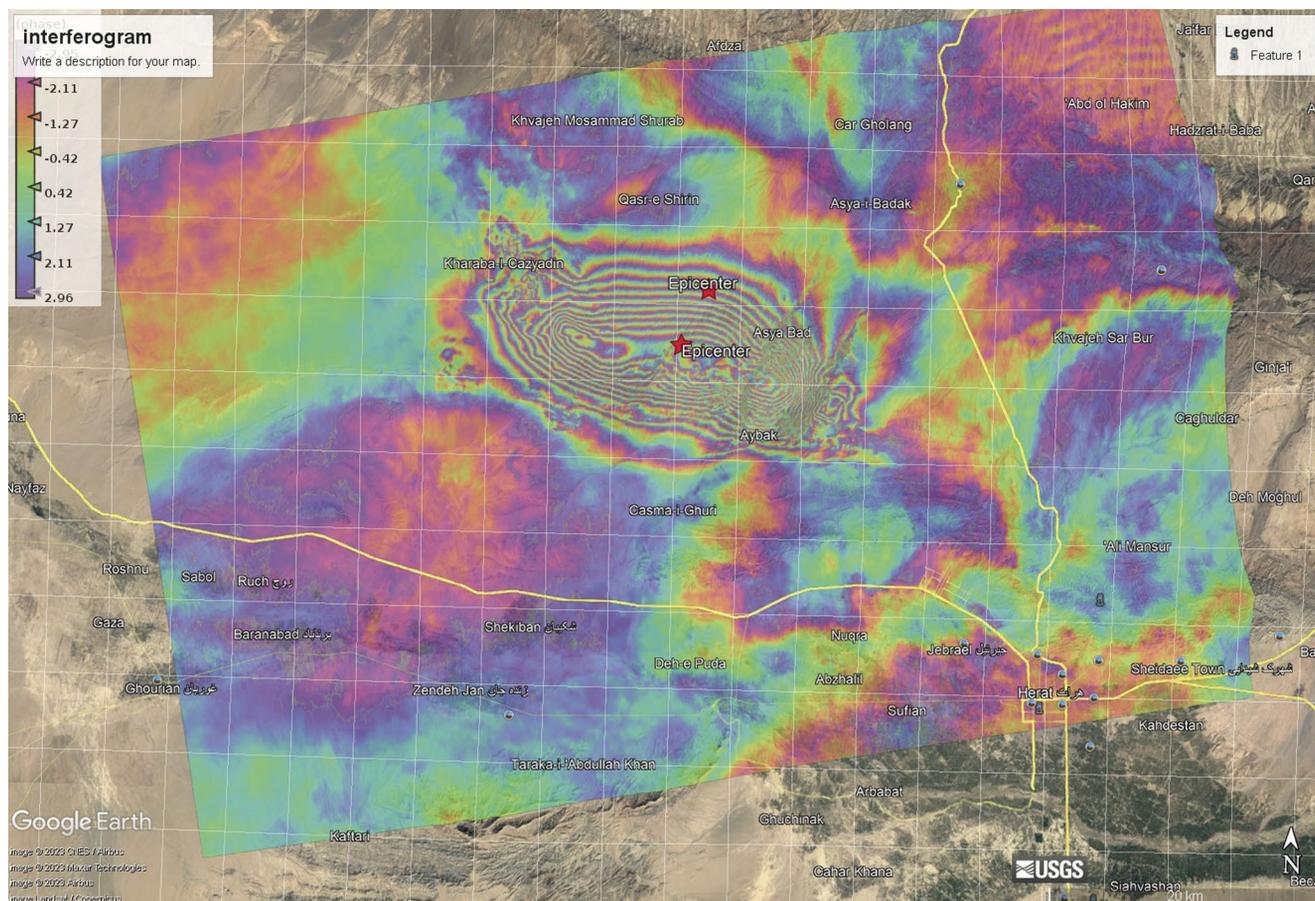


Рис. 7. Фазовая неразвернутая интерферограмма для двух землетрясений 07.10.2023 г. Красные звезды показывают положение эпицентров землетрясений с магнитудой 6.3 (первое по времени событие произошло севернее второго).

смещения в направлении на спутник до 60 см (рис. 10).

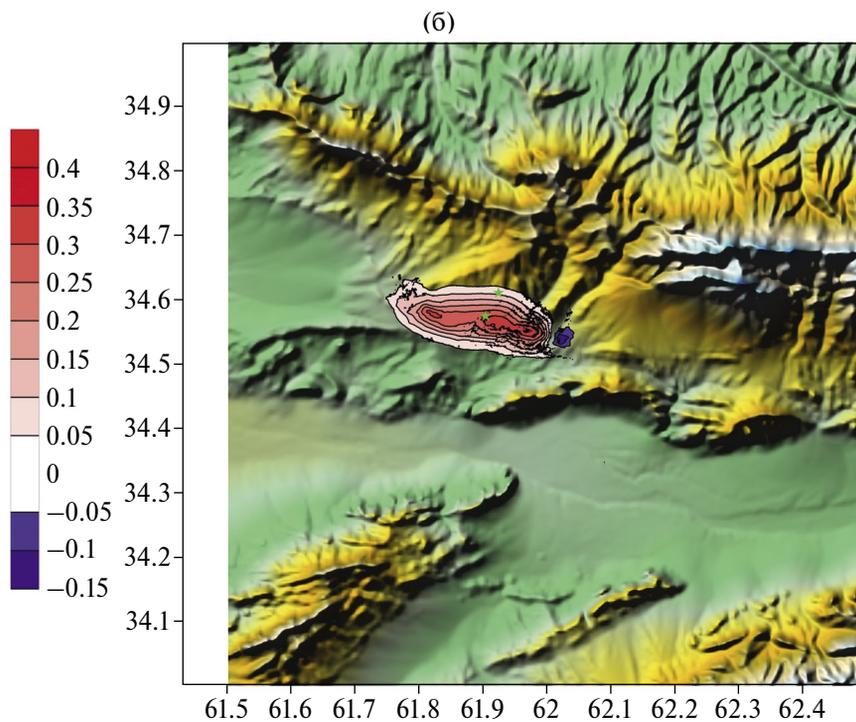
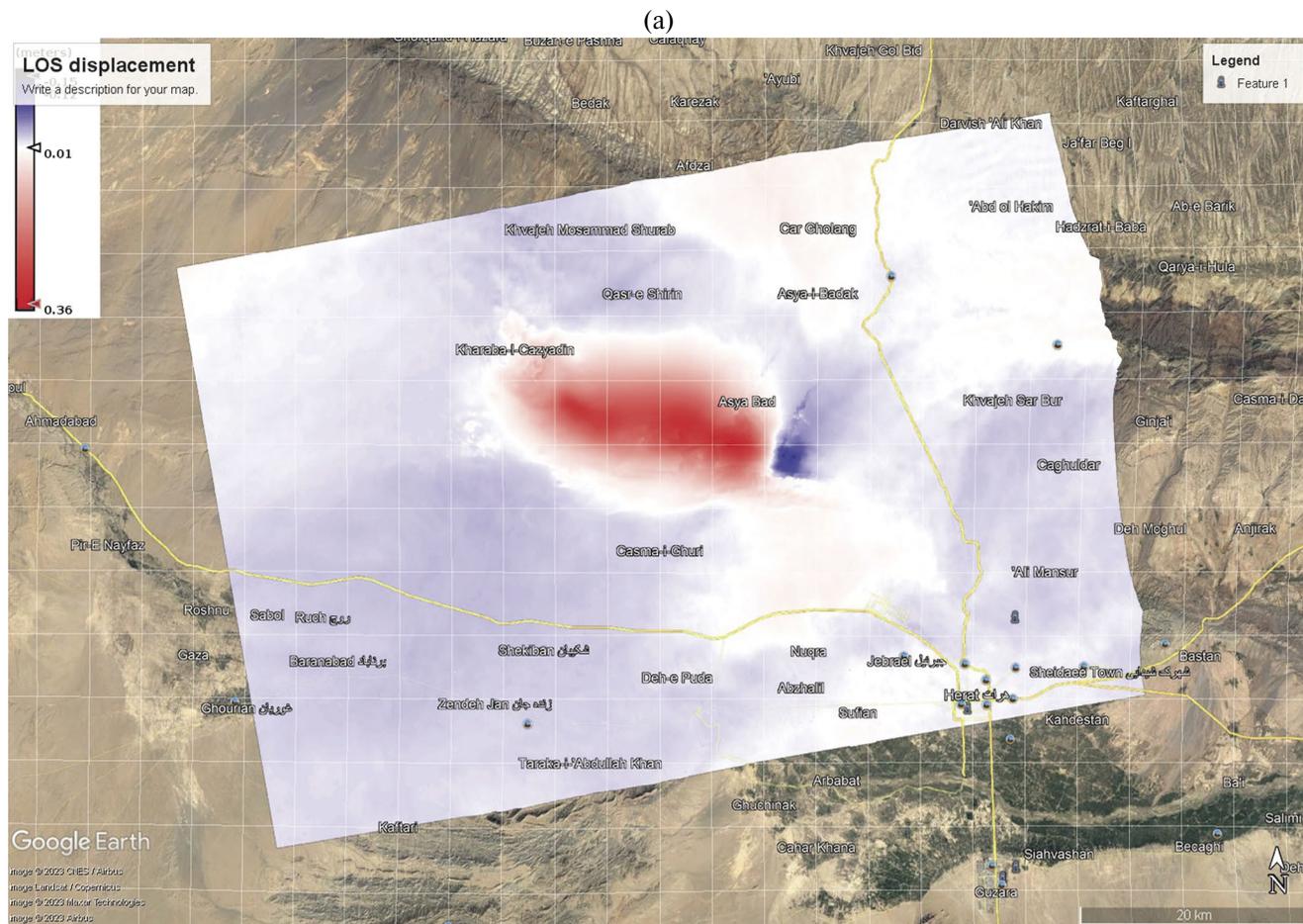
Поскольку смещения в процессе землетрясений 11 и 15 октября 2023 г. происходили в направлении, близком к азимуту восходящей орбиты спутника, смещения в направлении на спутник можно без существенной ошибки пересчитать в вертикальные смещения, которые составят около 74 см.

## ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

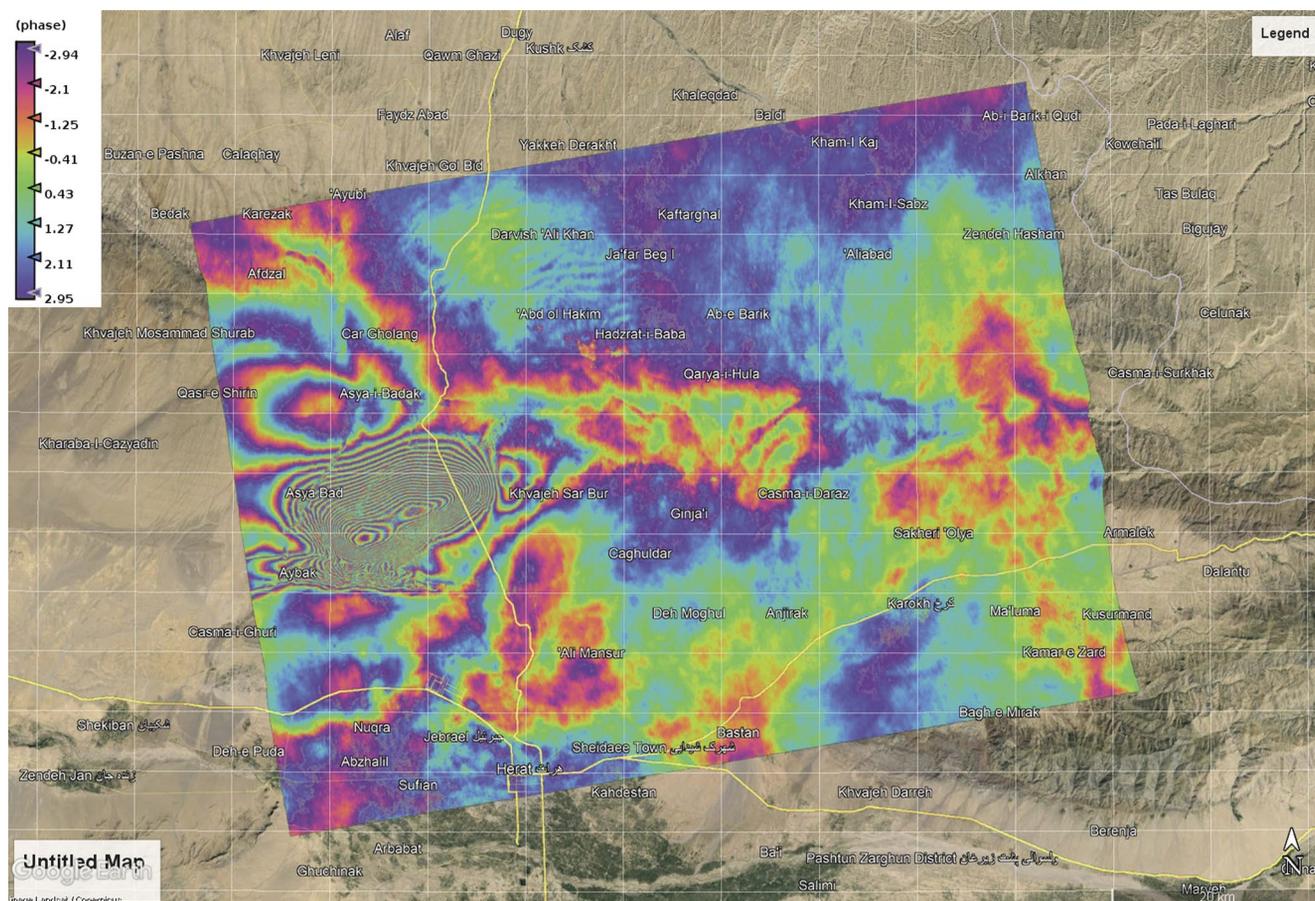
Гератские землетрясения не имели столь катастрофических последствий, как происшедшие в феврале того же года Турецкие землетрясения и потому не имели широкого общественного резонанса, хотя с сейсмологической точки зрения они представляют большой интерес. Во-первых, рой землетрясений сам по себе явление нечастое. Согласно оценке [Арефьев, 2002] среди сильных землетрясений

не более 30% представлены роями без выдающегося события. Во-вторых, в их очаговой области не было инструментально зарегистрированных сильных землетрясений ( $M \geq 6.0$ ). И, наконец, место возникновения Гератских землетрясений играет важную роль в глобальной тектонике.

На региональном масштабном уровне сдвиговым движениям по разлому Небандан препятствуют разломы Доруне и Налбандан. Чтобы освоить (*accommodate*) деформации, обусловленные сдвигом, требуются взбросовые движения на этих разломах. Генерально именно такой механизм и был реализован высокомагнитудным роем Гератских землетрясений со взбросовыми механизмами. Более детальный анализ очагов этих землетрясений моделированием объемных волн с выделением субисточников вряд ли может быть реализован с приемлемой точностью из-за их относительно небольшой магнитуды.



**Рис. 8.** (а) – Поле смещений земной поверхности в направлении на спутник в метрах на карте Google Earth Pro. Красный цвет – смещения в сторону спутника (“поднятия”), синий – “опускания”; (б) – та же карта смещений (начиная с 50 мм) на цифровой модели рельефа ETOPO1.



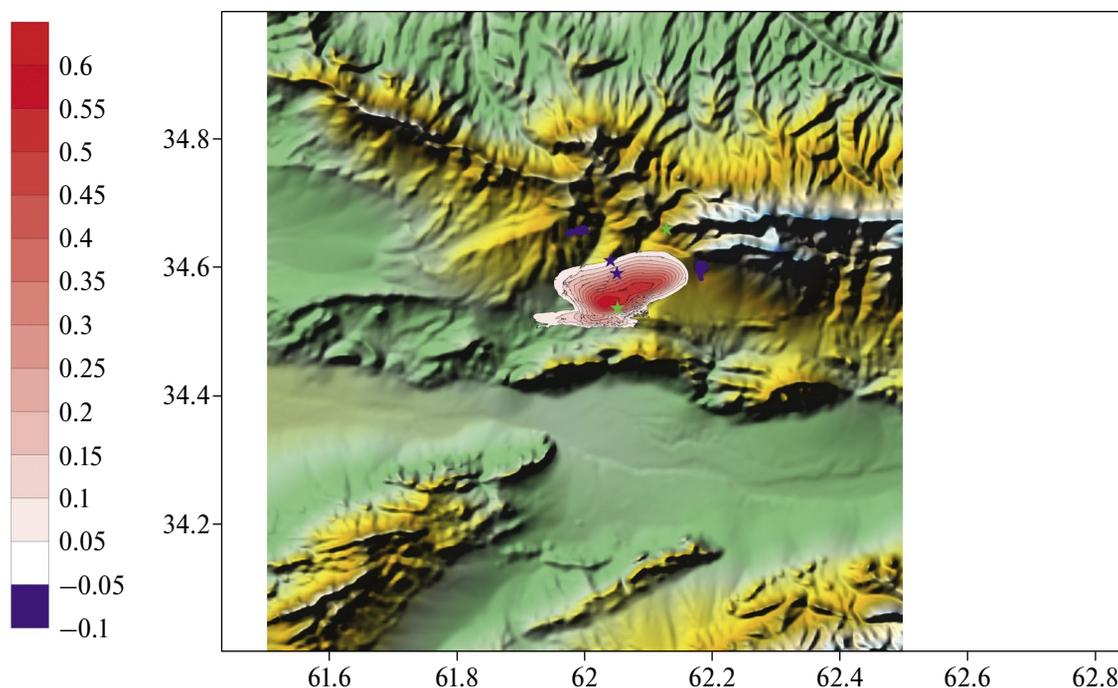
**Рис. 9.** Фазовая неразвернутая интерферограмма для двух землетрясений 11 и 15 октября 2023 г. Каждый цветовой цикл (от синего до красного цвета) соответствует фазовому сдвигу на  $2\pi$  радиолокационного сигнала, отраженного от одной и той же площадки земной поверхности при первой и второй съемке. Это равно смещению 28 мм в направлении на спутник за период съемки.

В целом представления о преобладании взброса в очаговой области роя полностью согласуются с результатами спутниковой интерферометрии. В суммарном поле смещений на поверхности пары землетрясений 7 октября, а также 11 и 15 октября преобладают вертикальные поднятия. Вместе с тем, в краевых частях очаговой области выделяются небольшие участки, где движение представлено вертикальным опусканием. Они располагаются на периферии очаговой области и имеют меньшую величину по сравнению с поднятиями. Фактически, эти опускания реализуют компенсационный механизм движения, который обсуждался во Введении.

Результаты на основании сейсмологических данных (механизмы очагов) и интерферометрии согласовано показывают вертикальный характер подвижки в очагах Гератских землетрясений, что в свою очередь вписывается в региональную

тектоническую схему. Вместе с тем анализ материалов спутниковой съемки позволил получить более детальную картину смещений на поверхности, в которой обнаруживаются компенсационные движения по периферии поднятий.

Полученные результаты демонстрируют эффективность комплексирования сейсмологических и деформометрических спутниковых методов анализа очаговых зон сильных землетрясений. Район Гератских сейсмических событий является крайне сложным в тектоническом отношении, также он сложен и для наземных исследований методами геологии и геофизики. Несмотря на сильно расчлененный рельеф, спутниковые методы позволили получить поля смещений на большую территорию, покрывающую очаговые области всех событий 2023 г. с минимальной задержкой по времени. В области землетрясений в Афганистане 2023 г. нет развитых сетей наблюдений



**Рис. 10.** Поле смещений земной поверхности в направлении на спутник в долях метра на карте Google Earth Pro: красный цвет – смещения в сторону спутника (“поднятия”); синий – “опускания”. Смещения показаны начиная с 50 мм на цифровой модели рельефа ETOPO1: фиолетовые звезды – эпицентры по данным GСMT; зеленые – с сайта USGS.

методами спутниковой геодезии (GPS), поэтому для спутниковой радарной интерферометрии здесь нет альтернативы.

### ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках госзадания ИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Арефьев С.С.* Афтершоки, форшоки и рои землетрясений // *Физика Земли*. 2002. № 1. С. 60–77.
- Баранов С.В., Шебалин П.Н.* Закономерности постсейсмических процессов и прогноз опасности сильных афтершоков. М.: РАН. 2019. 218 с.
- Баранов С.В., Шебалин П.Н.* О прогнозировании афтершоковой активности. 3. Динамический закон Бота // *Физика Земли*. 2018. № 6. С. 129–136. DOI: 10.1134/S0002333718060029
- Бачманов Д.М., Кожурин А.И., Трифонов В.Г.* База данных активных разломов Евразии // *Геодинамика и тектонофизика*. 2017. Т. 8. № 4. С. 711–736.
- Вакарчук Р.Н., Татевосян Р.Э., Антекман Ж.Я., Быкова В.В.* Рачинское землетрясение 1991 г. на Кавказе: многоактная модель очага с компенсационным типом движения // *Физика Земли*. 2013. № 5. С. 58–64.
- Костров Б.В., Шебалин Н.В.* Движения в очагах афтершоков Дагестанского землетрясения и теория разрушения. Исследования по физике землетрясений. М.: Наука. 1976. С. 87–93.
- Кузнецова К.И., Антекман Ж.Я., Шебалин Н.В., Штейнберг В.В.* Афтершоки последствий и афтершоки развития очаговой зоны Дагестанского землетрясения. Исследования по физике землетрясений. М.: Наука. 1976. С. 94–113.
- Смирнов В.Б., Пономарев А.В.* Физика переходных режимов сейсмичности. М.: РАН. 2020. 412 с.
- Татевосян Р.Э., Антекман Ж.Я.* Этапы развития афтершоковых последовательностей сильнейших землетрясений мира // *Физика Земли*. 2008. № 12. С. 3–23.
- Aki K., Richards P.G.* Quantitative Seismology. Theory and Methods. 1980. V. I. 557 p.
- Båth M.* Lateral inhomogeneities of the upper mantle // *Tectonophysics*. 1965. V. 2(6). P. 483–514.
- Berberian M., King G.* Towards a Paleogeography and Tectonic Evolution of Iran // *Canadian Journal of Earth Sciences*. 1981. V. 18. P. 210–265. DOI: <https://doi.org/10.1139/e81-019>
- Dziewonski A.M., Woodhouse J.H.* An experiment in systematic study of global seismicity: centroid-moment tensor solutions for 201 moderate and large earthquakes of 1981 // *J. Geophys. Res.* 1983. V. 88. B4. P. 3247–3271.

- Fuenzalida H., Rivera L., Haessler H., Legrand D., Philip H., Dorbath L., McCormack D., Arefiev S., Langer C., Cisternas A.* Seismic source study of the Racha-Dzhava (Georgia) earthquake from aftershocks and broad-band teleseismic body-wave records: an example of active nappe tectonics // *Geophys. J. Inter.* 1997. V. 130. P. 29–46.
- Kostrov B.V., Das Sh.* Principles of earthquake source mechanics. Cambridge University press. 1988. 286 p.
- Omori F.* On the aftershocks // *Rep. Imp. Earthquake Invest. Comm.* 1894. V. 2. P. 103–139.
- Siehl A.* Structural setting and evolution of the Afghan orogenic segment – a review // *Geological Society. London Special Publications.* 2015. V. 427. P. 57. 88. <https://doi.org/10.1144/SP427.8>
- Styron R., Pagani M.* The GEM Global Active Faults Database // *Earthquake Spectra.* 2020. V. 36. №1 (suppl.). P. 160–180. DOI: 10.1177/8755293020944182
- Stocklin J., Nabavi M.H.* Tectonic Map of Iran 1:2 500 000. Geological Survey of Iran. 1973.

## Compensatory Movements in the Source Zone of the 2023 High-Magnitude Earthquake Swarm in Herat Province, Afghanistan

R. E. Tatevossian<sup>a</sup>, \*, A. V. Ponomarev<sup>a</sup>, E. P. Timoshkina<sup>a</sup>, and Zh. Ya. Aptekman<sup>a</sup>

<sup>a</sup>*Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123242 Russia*

*\*e-mail: ruben@ifz.ru*

Received February 11, 2024

revised February 18, 2024

accepted February 28, 2024

**Abstract** – A source of a strong earthquake, as a rule, consists of subsources which are identified by waveform modeling. The modeling does not yield an unambiguous result. In this paper, we present an example when two significantly different focal mechanism solutions are published for the same earthquake: in one solution, the subsources are characterized by a similar type of faulting, while in the other solution, the last subsurface has an opposite mechanism. In (Vakarchuk et al., 2013), this discrepancy was interpreted by the realization of a compensatory motion. The compensatory movements are detected not only in the subsources but also at the scale level of the entire source zone, which manifest itself in a certain regularity of the aftershock mechanisms discovered in the study of the 1970 Dagestan earthquake by Kuznetsova et al. (1976). In this paper, perhaps for the first time, compensatory movements are detected in a high-magnitude earthquake swarm without a pronounced main shock, which occurred in 2023 in Herat Province, Afghanistan. The results are supported by a series of seismological and satellite interferometric data.

**Keywords:** earthquake source, subsources, aftershocks, focal mechanisms, satellite interferometry

УДК 551.24

## НОВЕЙШАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ КАВКАЗА: СОВРЕМЕННЫЕ ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ И МЕХАНИЗМ ДЕФОРМИРОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

© 2024 г. В. Н. Татаринов<sup>1,2,\*</sup>, В. И. Кафтан<sup>1</sup>, А. И. Маневич<sup>1,3</sup>, Б. А. Дзедобоев<sup>1,4</sup>,  
Б. В. Дзеранов<sup>1,4</sup>, А. М. Авдонина<sup>1</sup>, И. В. Лосев<sup>1,3</sup>, А. А. Королькова<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Геофизический центр РАН, г. Москва, Россия

<sup>2</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

<sup>3</sup>Горный институт НИТУ «МИСИС», г. Москва, Россия

<sup>4</sup>Геофизический институт ВНИИ РАН, г. Владикавказ, Россия

\*E-mail: v.tatarinov@gcras.ru

Поступила в редакцию 14.02.2024 г.

После доработки 18.03.2024 г.

Принята к публикации 22.03.2024 г.

Общепризнано, что формирование складчато-надвиговых тектонических структур подвижных поясов континентов связано с раздавливанием и сужением земной коры в результате коллизии литосферных плит. Деформирование литосферы Кавказа в новейшее время, в целом, согласуется с этими представлениями. Однако ее блоковая дифференциация вносит своеобразие в направленность современных вертикальных и горизонтальных движений. В статье приводятся результаты анализа вертикальных движений Кавказа, полученных средствами высокоточного нивелирования за более чем столетний период, и их пространственной увязки с тектоникой, сейсмичностью, напряженно-деформированным состоянием и геофизическими полями. Обнаружена четкая взаимосвязь, свидетельствующая о глубинной тектонической природе длительных подъемов земной коры Кавказа.

Дифференциация движения Аравийской плиты порождает разделение территории Кавказа на провинции, отличающиеся между собой по характеру современных движений, ориентировке разрывных структур и напряженно-деформированному состоянию. Их сейсмический режим также имеет отличия в количестве сейсмических явлений и фокальных механизмов землетрясений. Предложена модель механизма деформирования Большого Кавказа, учитывающая тенденцию его многолетнего подъема в условиях общего укорочения земной коры. Результаты анализа положены в основу обсуждения возможного механизма тектонической эволюции Большого Кавказа в новейшее время, которое может быть использовано при оценке сейсмической опасности на Северном Кавказе.

*Ключевые слова:* Кавказ, вертикальные движения, земная кора, тектоническая эволюция, геометрическое нивелирование, подъем, деформации, сейсмическая опасность.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0002333724040068>, EDN: FWTYBY

### ВВЕДЕНИЕ

Большой Кавказ образовался в результате столкновения Аравийской и Евразийской литосферных плит приблизительно 23–28 млн лет назад. В силу своей молодости эта горная система отличается от древних складчатых областей континентов контрастной согласованностью форм рельефа и тектонических структур. Анализ особенностей этого горного сооружения, связанных с новейшей тектонической эволюцией, позволяет лучше понять механизм

деформирования земной коры в зонах столкновения континентальных плит. На неотектоническом этапе развития Большой Кавказ служит геодинамическим аналогом Южного Тянь-Шаня [Большой..., 2007]. Коллизия Индостанской и Евразийской плит примерно 40–50 млн лет назад привела к образованию Гималаев, которые и сейчас продолжают подниматься со скоростью около 7 мм/год. Из геологических разрезов Большого Кавказа и Гималаев видно, что у них очень много общего. Но в последнее время

появляются публикации, ставящие под сомнение устоявшуюся гипотезу происхождения Гималаев. Например, в работе [Ibarrá et al., 2023] представлены убедительные доказательства, что высота Гималаев превосходила 3.5 км еще до начала столкновения Индостана и Евразии.

Несмотря на хорошую изученность, геотектонические концепции образования Большого Кавказа разбросаны в весьма широком диапазоне – от геосинклинальной [Шолпо, 1978] до субдукционной [Хаин, Ломизе, 2010; и др.]. Абсолютное большинство авторов [Трифонов, 2017; Хаин, Ломизе, 2010; Расцветаев, 2002; и др.] считают, что формирование покровно-складчатого-надвиговой структуры Кавказа связано с сужением литосферы в результате сближения литосферных плит. В то же время, результаты ГНСС-измерений на территории Большого Кавказа [Лукк, Шевченко, 2019; Гурбанов и др., 2023] не согласуются с этими представлениями, поскольку согласно им, земная поверхность в данном районе не сужается, а расширяется. Для объяснения этого явления геологами выдвигаются достаточно “экзотические” гипотезы (в то же время имеющие сильные аргументы). Например, наличие в глубине выпирающего тела (диапира), плюма, уменьшения плотности верхнего слоя и др. Так как при общей тенденции к сужению глубинной части литосферы Кавказа, чисто с геометрических позиций, сферическая верхняя часть земной коры может расширяться при подъеме. В любом случае разрешить это противоречие может помочь сравнительный анализ вертикальных и горизонтальных движений и тектонических особенностей региона.

Один из постулатов геодинамики заключается в пространственной взаимосвязи скоростей современных движений с морфоструктурной дифференциацией земной коры на всех иерархических уровнях. Пространственный анализ вариативности движений, привязанный к основным геологическим, геоморфологическим и сейсмологическими особенностям, позволяет смоделировать механизм новейшего тектонического развития как для Большого Кавказа, так и для всей Альпийско-Гималайской складчатой области. Академик Ю.Г. Леонов подчеркивал, что “предлагать полностью сформированную модель тектоники Большого Кавказа сейчас преждевременно” [Большой..., 2007]. Тем не менее, системное обобщение геоданных позволяет построить геодинамические модели, которые будут полезны для оценки сейсмической опасности на Кавказе. По утверждению Л.А. Сим “неотектоника является тем

связующим звеном между тектоникой древних комплексов и современной геодинамикой, которая позволяет не только решать проблемы современной сути явлений, но и перейти к прогнозу реализации этих явлений во времени” [Сим, Гордеев, 2022].

Оценка сейсмической опасности невозможна без модели, построенной на физических представлениях об очагах землетрясений как завершения процесса деформирования и разрушения земной коры, при поступлении энергии извне. В основу закладываются представления о поле напряжений, кинематике, структуре нарушений, свойствах среды и др. [Физические..., 1980]. Параметром, поддающимся прямому измерению и раскрывающим причины генерации сейсмических событий, является *скорость деформирования земной коры*, которая связана со способностью среды накапливать или диссипировать механическую энергию [Гзовский, 1975; Кочарян, 2010].

Имеющиеся данные о горизонтальных современных движениях земной коры (СДЗК), полученные с использованием средств ГНСС [McClusky et al., 2000; Reilinger et al., 2006; Шевченко и др., 2016; Милюков и др., 2017; Гурбанов и др., 2023], указывают на то, что Главный хребет и Северный склон Большого Кавказа преимущественно смещаются в сторону оси антиклинория, а северная часть прогиба Южного склона – на север. Также имеются уникальные данные по нескольким эпохам наблюдений за вертикальными движениями земной коры, полученные методом высокоточного нивелирования, охватывающие столетний период [Kaftan, 1996; Лилиенберг и др., 1997; Карта..., 1971; 1973; 1986].

Цель настоящей работы заключается в сопоставлении этих результатов с тектоникой, сейсмичностью, напряженно-деформированным состоянием и геофизическими полями для идентификации механизма тектонических движений и построения геодинамической модели, учитывающей архитектуру тектонических структур первого и второго порядка. В качестве исходного материала использованы оцифрованные результаты геодезических наблюдений за вертикальными СДЗК за 100-летний период, результаты обобщения ГНСС-наблюдений за 30 лет, пространственные особенности неотектонических структур, сейсмологические и геоморфологические результаты исследований различных авторов.

## АНАЛИЗ ДАННЫХ ПО НОВЕЙШЕЙ И СОВРЕМЕННОЙ ГЕОДИНАМИКЕ КАВКАЗА

### Новейшая тектоника

Кавказ – зона молодой альпийской складчатости, часть Альпийско-Гималайского горного пояса. Значительный вклад в изучение его неотектоники внесли выдающиеся геологи: В.Е. Хаин, Е.Е. Милановский, А.В. Николаев, В.Н. Шолпо, А.А. Никонов, В.Г. Трифонов, Ю.Г. Леонов, Л.М. Расцветаев, В.И. Шевченко, М.Л. Копп, Е.А. Рогожин и др. Его главными структурными элементами являются горные сооружения Большого и Малого Кавказа, разделяемые бассейнами рек Куры и Риони (рис. 1а) [Philip, Gvishiani et al., 1989; Большой..., 2007; Трифонов, 2017]. С юга к региону примыкает Восточно-Анатолийское плато как переходная зона от Аравийской тектонической плиты к мегантиклинориям Малого и Большого Кавказа. Вершины Большого Кавказского хребта достигают высот до 5.6 км. Малый Кавказ выражен в среднем горными сооружениями высотой порядка 3 км. Межгорные впадины в северо-западной и юго-восточной частях региона образуют связь осадочных бассейнов Черного и Каспийского морей [Общая, 1977].

Большой Кавказский хребет согласуется с Главным Кавказским разломом, который является поддвигом Закавказского массива под Большой Кавказ под углом 60–75°. По сути, это шов между Евразийской плитой и консолидированной корой. Основные структурные субширотные нарушения Большого Кавказа в своем большинстве представлены надвигами (рис. 1б). Тектонические разломы Малого Кавказа имеют преимущественно сдвиговый механизм со взбросовой компонентой. Армянское нагорье, двигаясь на север под давлением Аравийской плиты (рис. 2), передает усилия, которые проявляются левосторонними и правосторонними смещениями по разломам, секущим центральную часть Большого Кавказа (рис. 1а), соответственно, на западе и на востоке [Милановский, Хаин, 1968].

Большой Кавказ состоит из приподнятого и интенсивно раздробленного тектоническими швами северо-восточной ориентировки Западного Кавказа и менее приподнятого, но более монолитного, осложненного лишь отдельными зонами поперечных разрывов Восточного Кавказа. Их граница проходит по Казбек-Цхинвальскому глубинному шву, выраженному в рельефе ступенью с признаками левосдвиговых смещений

(рис. 1а) [Милановский, Хаин, 1968; Хаин, Ломизе, 2010; Трифонов, 2017]. Горная система в поздний альпийский период формировалась в условиях поперечного сжатия и компенсационного удлинения как по вертикали, так и вдоль орогена [Копп, 2007].

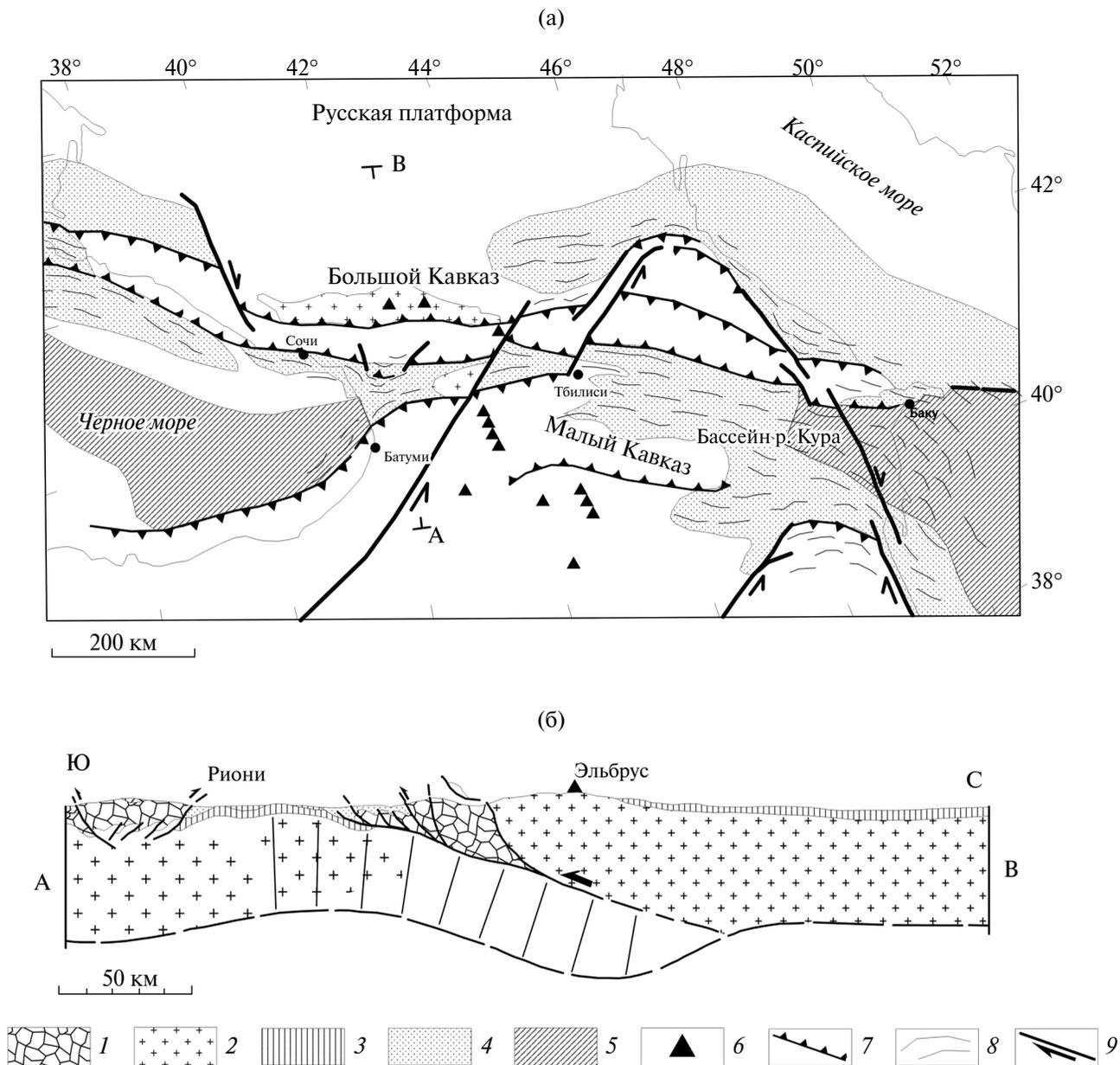
Достаточно полно обобщение исследований по новейшей тектонике изложено в работе [Лукина, 1983], где подчеркивается, что на Кавказе новейшие движения выражаются:

- в геометрии молодых разломов и выходах пород разного возраста на дневную поверхность;
- в ориентировке хребтов, долин, береговой линии, особенностей гипсометрии;
- в форме изолиний мощностей земной коры, кристаллического фундамента, геофизических полей, глубины границы Мохо.

Важнейшая особенность заключается в том, что субмеридиональная Казбек-Севанская флексура в центральной части Большого Кавказа делит его на западную и восточную половины (см. работу [Лукина, 1983]). При этом субмеридиональные сдвиги, прерывающие системы субширотных надвигов, имеют более молодой возраст. Помимо неодинакового гипсометрического положения палеозойского фундамента эти две части различаются и по характеру нарушения поперечными дислокациями северо-восточного простирания (западная половина Кавказа нарушена сильнее, чем восточная [Лукина, 1983]) и, как будет показано ниже, по интенсивности сейсмических проявлений.

### Кинематика блоковых структур

При анализе полей движений и деформаций необходимо рассматривать иерархию, качественно характеризующую по совокупности признаков их однородность [Трифонов и др., 2002]. Различают два иерархических типа полей: “иерархия масштабов” и “иерархия уровней” (см. работу [Мячкин и др., 1982]). Иерархия масштабов – локальные поля, возникающие в окрестностях неоднородностей различного размера. Иерархия уровней – совокупность одновременно существующих и “вложенных” одно в другое полей различного размера. Кинематика региона определяется следующими уровнями: *в первом*, глобальном, вектор движений напрямую связан с силовым давлением Аравийской плиты; *второй*, региональный уровень, обусловлен силовым взаимодействием разномасштабных блоков, создающих сложные структуры тектонических движений [Осокина, 1987], которые изменяют направления векторов

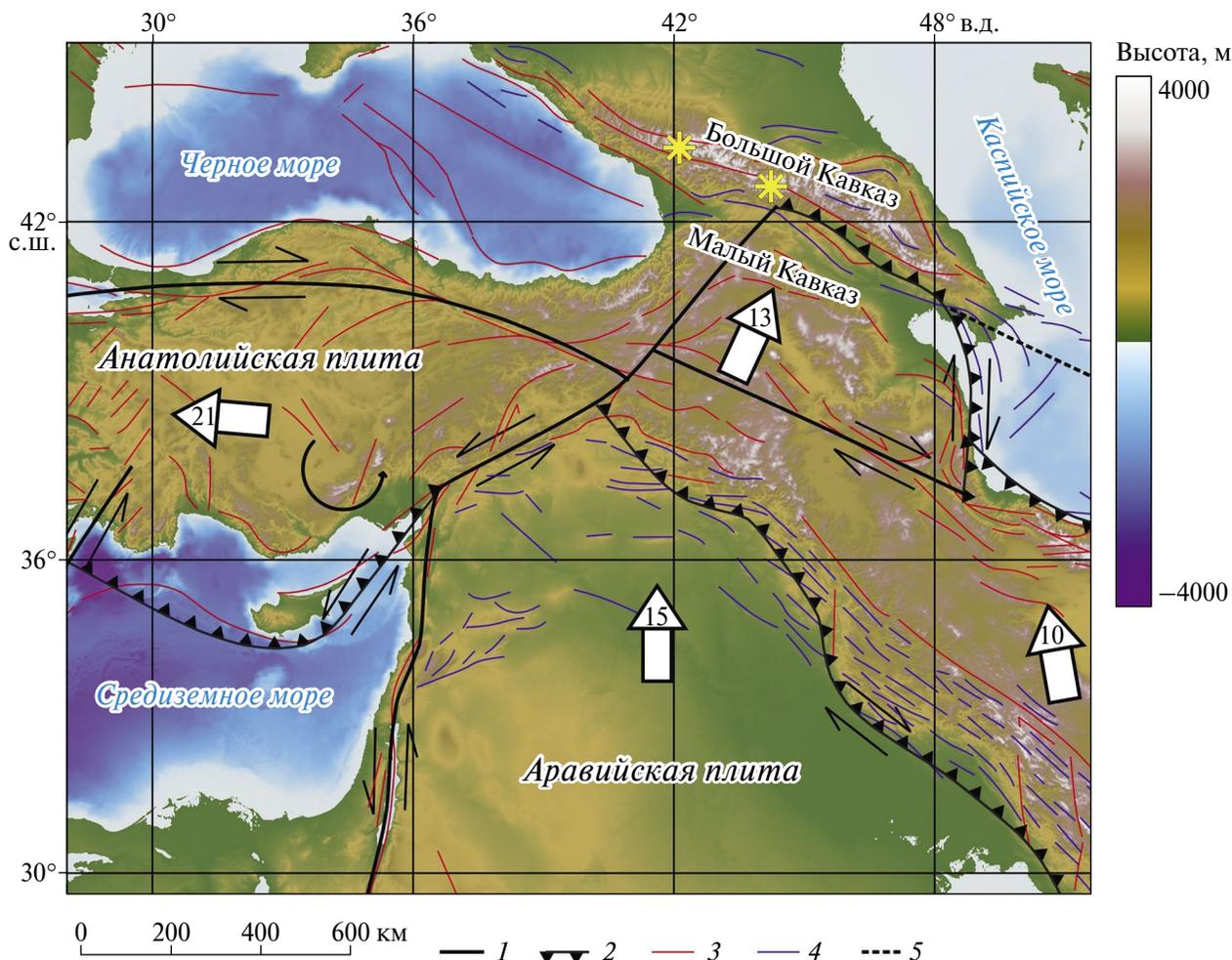


**Рис. 1.** Упрощенная структурная схема Кавказа (а) и разрез по линии А–В (б) с учетом работы [Philip, Gvishiani et al., 1989]: 1 – осадочные породы; 2 – континентальная кора; 3 – кора краевого бассейна; 4 – молодые осадочные бассейны; 5 – океаническая кора; 6 – вулканы; 7 – крупные надвиги; 8 – складки; 9 – крупные сдвиги.

глобальных движений. За счет интерференции от различных силовых источников направления движений блоков могут меняться, вплоть до противоположных.

На рис. 2 приведена наиболее известная модель [Reilinger et al., 2006] направлений СДЗК региона. Видно, что Аравийская плита движется строго на север со скоростью приблизительно 15 мм/год. В районе Анатолийской плиты северный выступ Аравийской плиты “упирается” в жесткий литосферный блок и направление движения раздваивается: на запад и северо-восток с азимутами

~275° и ~30° и скоростями 21 мм/год и 13 мм/год соответственно. В работе [McClusky et al., 2000] авторами высказано предположение, что обусловлено это тем, что глубинная прочная часть литосферы под Черным морем перераспределяет давление Аравийской плиты – резко на запад по сдвигу Северо-Анатолийского разлома и на северо-восток – в сторону Закавказья. В любом случае, какими бы причинами (анализ которых не входит в задачи настоящей работы) это не объяснялось, изменение направления движений доказывается результатами ГНСС-наблюдений.



**Рис. 2.** Зона столкновения Аравийской и Евразийской плит по работе [Reilinger et al., 2006]: 1 – крупные тектонические сдвиги; 2 – границы зон сжатия (надвиги); 3 – разрывы; 4 – складки; 5 – предполагаемые разломы. Белые стрелки и цифры – направления и скорости движения плит (мм/год) относительно Евразии; желтые звезды – вулканы Эльбрус и Казбек.

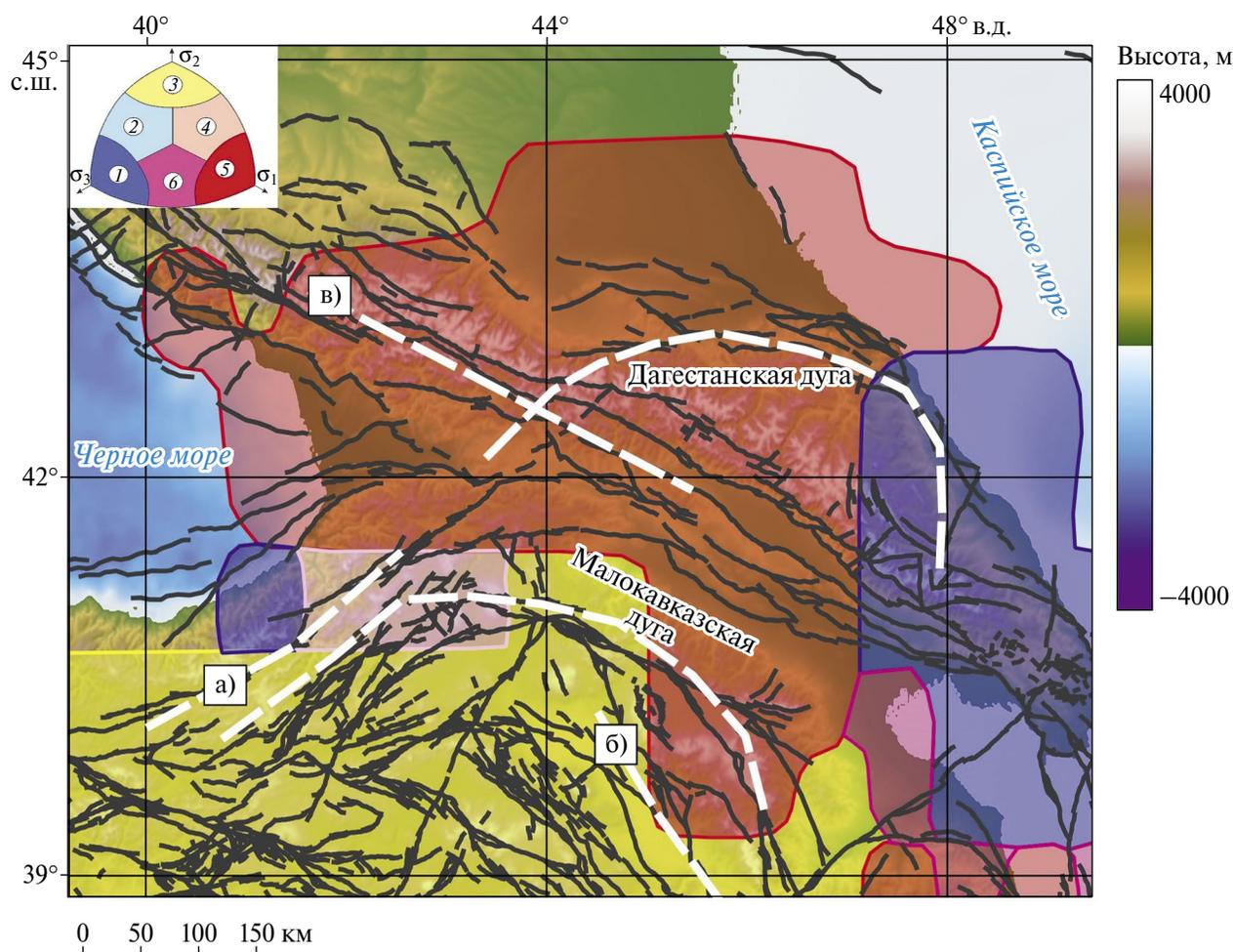
В статье [Лукк, Шевченко, 2019] обсуждается унаследованность современных движений. Авторы констатируют, что “выявляется тесная пространственная, кинематическая и, по-видимому, генетическая связь между процессом формирования альпийской складчато-надвиговой тектонической структуры Большого Кавказа и современными смещениями элементов земной коры региона, выявляемыми по смещениям пунктов и станций GPS-измерений”. Таким образом, современные движения – это продолжение процесса эволюции земной коры мезозойско-кайнозойского периода, частным случаем которых является формирование закономерно ориентированных систем разрывов (рис. 3).

В работе [Шевченко и др., 2016] утверждается, что на современном этапе тектонического развития происходит увеличение ширины

прогиба Южного склона Большого Кавказа. В качестве причины этого авторы выдвигают гипотезу, что это связано с процессами объемного расширения и увеличения площади слоистых горных пород в результате привноса в них минерального материала восходящими потоками глубинных флюидов. Тезис об объемном расширении самой верхней части коры убедителен, так как при выпирании происходит снятие бокового давления и относительно менее плотные осадочные породы разуплотняются (“растекаются”). Площадь земной поверхности при этом увеличивается.

### Разрывные нарушения

Тектонические деформации парагенетически связаны с системами разрывных нарушений. Нарушения – проявление физических



**Рис. 3.** Схема активных разломов Кавказа по работам [Бачманов и др., 2017; Zelenin et al., 2022] и районирование по геодинамическому типу напряженного состояния, построенного по каталогу механизмов очагов Global CMT [Ребецкий, 2020]. В верхнем левом углу показаны типы напряженного состояния: 1 – горизонтальное растяжение; 2 – горизонтальное растяжение со сдвигом; 3 – горизонтальный сдвиг; 4 – горизонтальное сжатие со сдвигом; 5 – горизонтальное сжатие; 6 – вертикальный сдвиг. Буквами и белыми пунктирными линиями показаны направления простираения систем разрывов для трех провинций – а), б), в).

закономерностей, обусловленных стремлением среды ослабить механическое воздействие тектонических сил. Поэтому структура разломов, их тип и другие характеристики являются ключевыми аргументами при анализе деформаций и напряженно-деформированного состояния. Системы разломов Большого и Малого Кавказа начали формироваться на герцинском этапе, но большинство из них было заложено еще в мезозое, согласно работе [Большой..., 2007]. В современном виде структура разломов оформилась уже в голоцене и характеризуется преимущественным западо–северо-западным простираением.

В работе [Adamia et al., 2011] по простираению тектонических разломов Кавказа территория делится на три области (рис. 3):

а) юго-западная часть Малого Кавказа – в основном, разломы сдвигового характера, ориентированные по азимутам 220–250°;

б) юго-восточная часть Малого Кавказа – разломы сдвигового характера, ориентированные по азимутам 120–160°;

в) северная часть – преимущественно надвиговые разломы, ориентированные параллельно хребту Большого Кавказа с азимутами 100–120°.

На рис. 3 эти области обозначены, соответственно, а), б), в). Аналогичный характер альпийских разрывов Кавказа описан в работе [Расцветаев, 1973]. Разрывы субширотного простираения охарактеризованы как надвиги, северо-западного простираения – как правые сдвиги, северо-восточного – как левые сдвиги, а субмеридиональные разрывы – как раздвиги (рис. 3).

У большинства разломов центральной части Кавказского хребта плоскость наклонена на юг под углом от 45 до 80° [Сафаров, Вахабов, 2018]. На рис. 3 приведен фрагмент карты активных разломов Евразии [Бачманов и др., 2017; Zelenin et al., 2022], которая несколько отличается от приведенной на рис. 1а. На рис. 3 четко прорисована Малокавказская тектоническая дуга, образованная системой сдвигов северо-восточного и северо-западного простирания [Большой..., 2007]. Вероятно, это результат давления клина Аравийской плиты, создающего сдвиговые разрывы, аналогичные трещинам сдвига при разрушении образцов горных пород.

### Сейсмичность

Работы по сеймотектоническому районированию подтверждают пространственную взаимосвязь очагов землетрясений с разломами как “общекавказского”, так и “антикавказского” направлений. Для пространственной оценки распределения землетрясений был использован каталог Кавказа с древнейших времен (-550 г.) по 2000 г., содержащий параметры

очагов 2739 землетрясений с магнитудой  $M > 4.0$  (энергетическим классом  $K > 11.0$ ) [Годзиховская, 2000], размещенный на сайте Мирового центра данных по физике твердой Земли.

На рис. 4 показано распределение землетрясений с  $M > 4.0$ . Даже визуально можно заметить общие закономерности распределения землетрясений на территории Большого и Малого Кавказа:

- 1) практически отсутствие сильных ( $M > 6.0$ ) землетрясений в Западной части Большого Кавказа;
- 2) приуроченность сильных землетрясений Малого Кавказа к двум системам “антикавказских” сдвигов;
- 3) приуроченность сильных сейсмических явлений Большого Кавказа к линейной зоне его южного склона;
- 4) полное отсутствие сильных глубоких землетрясений;
- 5) агломерация сильных землетрясений к районам малой Кавказской и Дагестанской тектонических дуг.

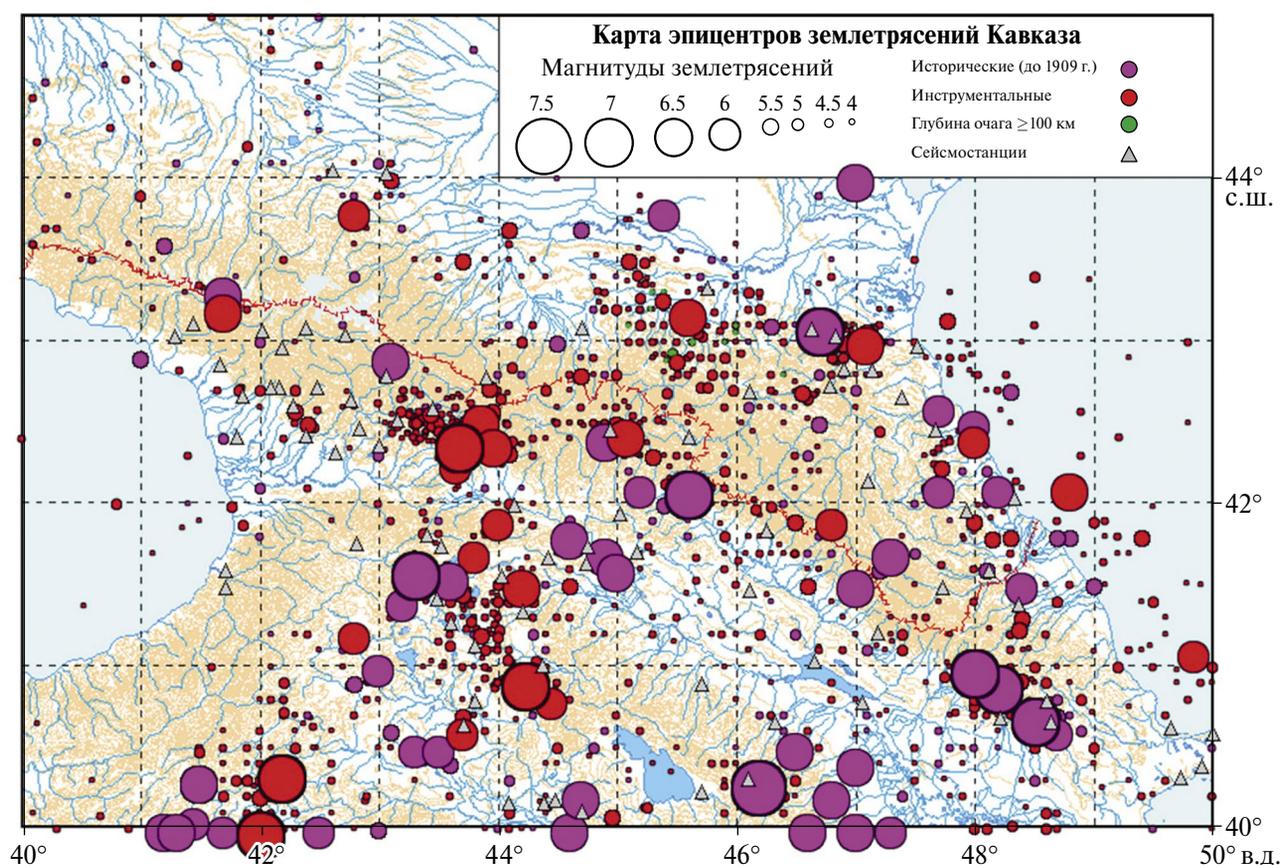


Рис. 4. Землетрясения Кавказа с  $M > 4.0$  с древнейших времен по 2000 г. по работе [Годзиховская, 2000].

**Геофизические поля**

На рис. 5а приведена карта аномалий силы тяжести из работы [Kaban et al., 2021]. Положительные гравитационные аномалии говорят о наличии подповерхностной массы, а отрицательные – о ее дефиците. В той же работе показана карта глубины залегания границы Мохо, по которой происходит скачкообразное увеличение скоростей продольных сейсмических волн с 6.7–7.6 до 7.9–8.2 км/с и поперечных – с 3.6–4.2 до 4.4–4.7 км/с.

Таким образом, карты зеркально отражают друг друга. В работе [Tap, Tapmaz, 2006] утверждается, что мощность сейсмогенерирующего слоя на Кавказе не превышает 20 км, т.е. большинство землетрясений происходят в верхнем слое земной коры, имеющем меньшую плотность. Этот менее плотный слой физически легче деформируется, но силовую нагрузку лучше передает более консолидированная часть литосферы, находящаяся ниже. Сравнение распределения сильных ( $M > 6.0$ ) землетрясений (рис. 4) и геофизических полей (рис. 5) показывает, что большинство сейсмических явлений непосредственно связано с зонами наибольших градиентов гравитационных аномалий.

**Напряженно-деформированное состояние**

По мнению большинства геологов, напряженно-деформированное состояние земной коры определяется процессом латерального сжатия вкрест простирания структур Большого Кавказа. Однако анализ структурного рисунка тектонических элементов Большого Кавказа, проведенный Н.В. Лукиной, показал, что картина немного сложнее [Лукина, 1983]. Субширотные надвиги, как правило, имеют левостдвиговую составляющую, а субмеридиональные раздвиги – правостдвиговую. Правосторонние сдвиги Большого Кавказа северо-западного простирания характеризуются также и надвиганием, а северо-восточные левосторонние сдвиги представляют собой флексуры, ступени, сбросы, т.е. носят черты явного растяжения. Эти данные позволили автору сделать предположение о том, что тензор напряжений для Большого Кавказа претерпел изменение во времени [Лукина, 1983]. Сначала территория испытывала давление с юго-запада и сжатие было ориентировано в северо-восточном направлении (рис. 6). В этих условиях формировались надвиги северо-западного и раздвиги северо-восточного

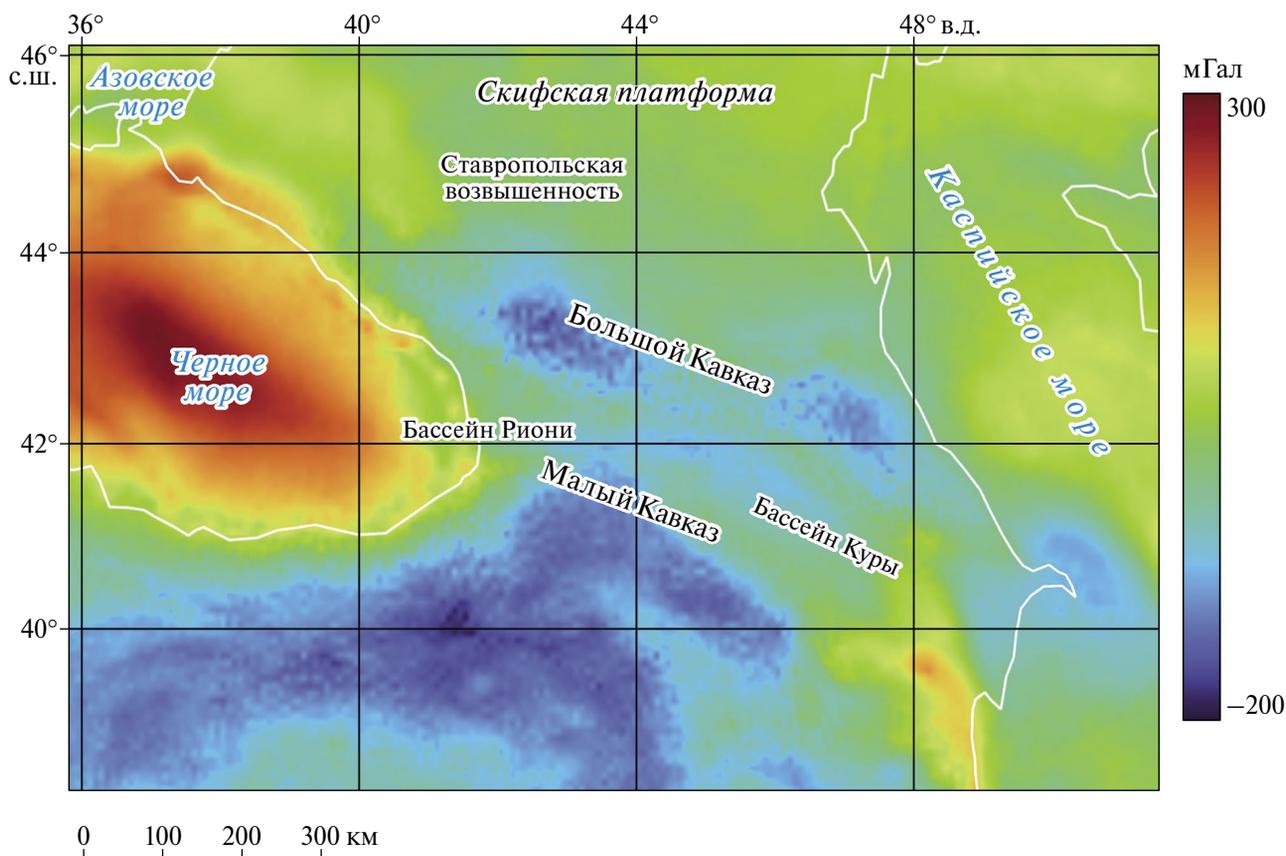
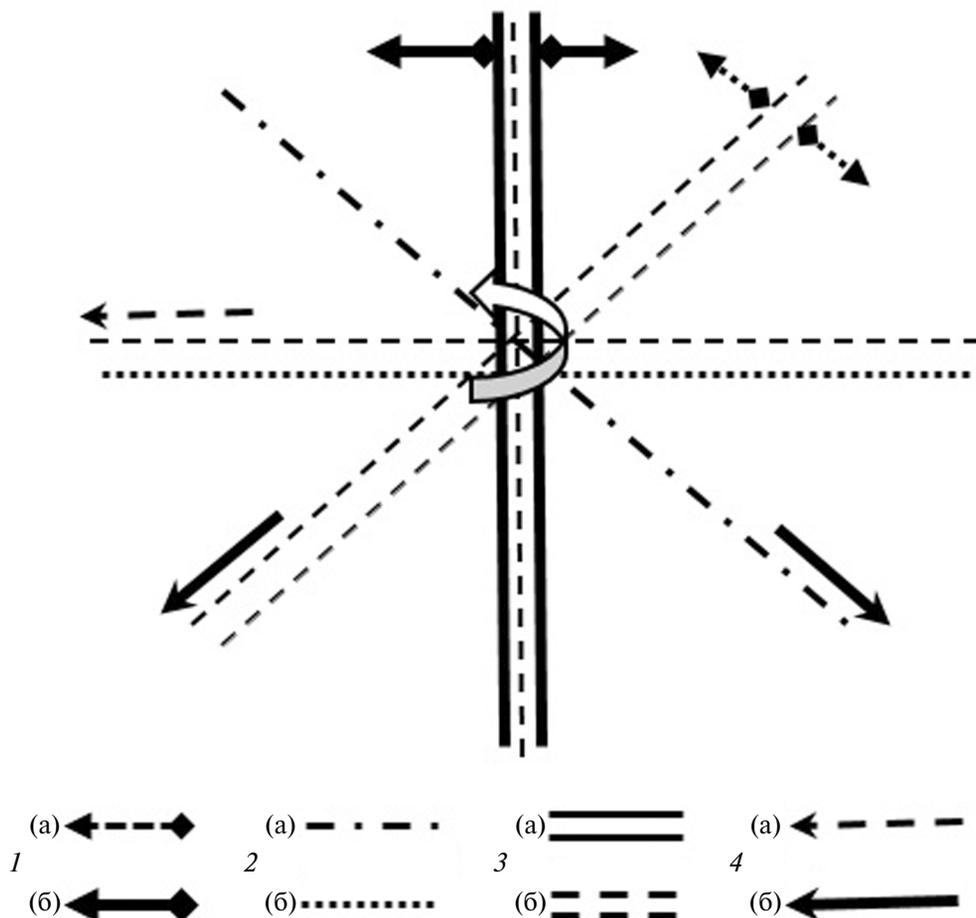


Рис. 5. Карты гравитационных аномалий [Kaban et al., 2021].



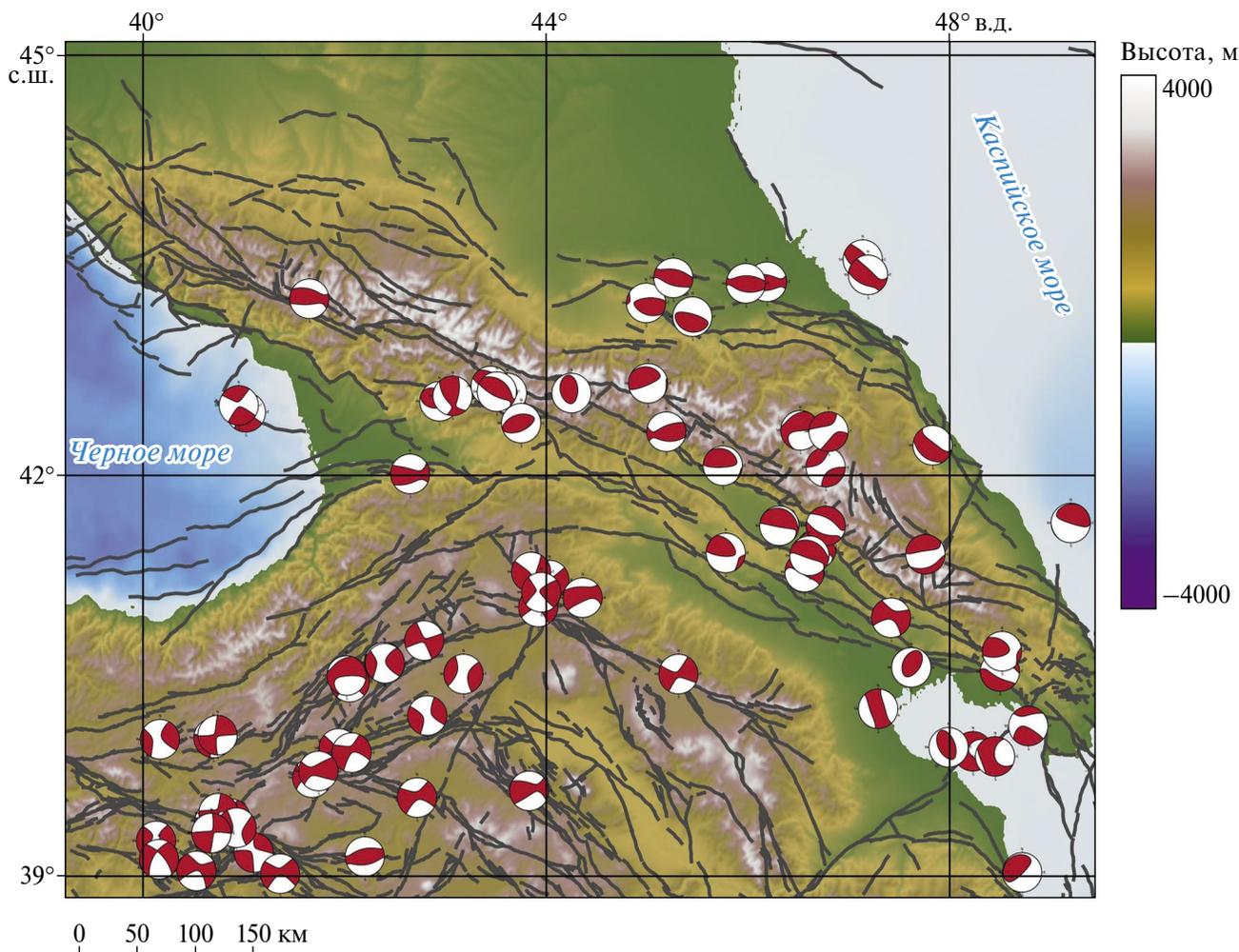
**Рис. 6.** Изменение поля напряжений Большого Кавказа в новейшее время [Лукина, 1983]: 1 – направления тангенциального сжатия: (а) – более ранние, (б) – более поздние; 2 – надвиги: (а) – более ранние, (б) – более поздние; 3 – раздвиги: (а) – более ранние, (б) – более поздние; 4 – направления смещения: (а) – более ранние, (б) – более поздние. Сдвиги имеют азимут простираения 315–330°; левые сдвиги – около 45°, надвиги и взбросы – 270–280°, раздвиги – 0–10°.

простираения. Субширотные разрывы представляли собой левосторонние сдвиги, а субмеридиональные разрывы – правосторонние. Затем произошла смена северо-восточного тангенциального сжатия на субмеридиональное. Северо-западные надвиги приобрели правосдвиговую составляющую, северо-восточные раздвиги – левосдвиговую. Субширотные левосторонние сдвиги трансформировались в надвиги, а субмеридиональные правосторонние сдвиги превратились в зоны растяжения.

Возможно, поворот поля напряжений связан с изменением вектора движений Аравийской плиты. Тогда можно объяснить приуроченность районов высокой сейсмической активности к тектоническим разрывам северо-западной и субширотной ориентировки, представляющим собой структуры надвигания на более раннем

и более позднем этапах новейшего развития Кавказа [Лукина, 1983].

Другим способом восстановления поля напряжений является изучение фокальных механизмов очагов сильных землетрясений [Tan, Taumaz, 2006; Ребецкий, 2020; и др.]. На рис. 7 приведены решения фокальных механизмов землетрясений (полученных с помощью сервиса “Centroid Moment Tensors” международного исследовательского института сейсмологии [Trabant et al., 2012]), а также основные направления главных осей (без масштаба). Видны две главные особенности: поворот осей сжатия на восток при движении с юга на север и деление территории по распределению осей напряжений на Закавказье, Восточный Кавказ, западную и центральную части Большого Кавказа и Дагестан.



**Рис. 7.** Распределение решений для фокальных механизмов очагов сильных землетрясений на Кавказе, полученных с помощью сервиса CMT Международного исследовательского института сейсмологии [Trabant et al., 2012].

Для Большого Кавказа, в целом, преобладает резко выраженный надвиговый тип сейсмотектонической деформации при горизонтальной ориентации главной оси сжатия и вертикальной ориентации главной оси растяжения. Напряжение горизонтального сжатия ориентировано в азимутальном секторе северо–северо-восток, поперек горных хребтов. В центральной части Большого Кавказа векторы скольжения направлены примерно на север. В восточной части оси ориентированы по азимуту  $\sim 30^\circ$  на северо-восток.

На юге картина существенно отличается в сторону преобладания сдвигового типа сейсмотектонических деформаций. Причем на западе азимут тектонических усилий  $\sim 330^\circ$  с образованием левосторонних сдвигов, а в центральной части – правосторонних. В восточной же зоне, прилежащей к берегу Каспийского моря,

вектор усилий резко меняет направление на восточное.

Этот результат очень близок к распределению главных осей сжатия фокальных механизмов, приведенному в работе [Лукк, Шевченко, 2019], за исключением юго-восточной части, по которой нет данных. Аналогичная зональность в полях напряжений отмечена Л.М. Расцветаевым [Расцветаев, 2002].

На рис. 3 приведены результаты районирования земной коры региона по интенсивности нормированных напряжений наименьшего и наибольшего напряжения горизонтального сжатия. Районирование выполнено методом катакластического анализа сейсмологических индикаторов деформаций Ю.Л. Ребецкого. В качестве исходных данных использована информация о механизмах очагов землетрясений из каталога “Global CMT Project” (<http://www.globalcmt.org/>) [Ребецкий, 2020].

Результаты расчетов механизмов показали, что в земной коре существует три крупных области с резко различающимися кинематическими типами механизмов очагов землетрясений. В южной части преобладают сдвиговые механизмы в очагах землетрясений в условиях горизонтального сдвига; северная часть, совпадающая с Главным Кавказом, находится, преимущественно, в условиях горизонтального сжатия; восточная часть – в условиях горизонтального растяжения.

### Горизонтальные движения, полученные средствами ГНСС

Период изучения горизонтальных движений на Кавказе средствами ГНСС составляет примерно 30 лет. Первые GPS-наблюдения на территории Кавказа были проведены сотрудниками ИФЗ РАН при участии американских специалистов после Рачинского землетрясения (29.04.1991 г.,  $M_s = 7-7.2$ ) – сильнейшего из инструментально зарегистрированных сейсмических событий на Западном Кавказе [Reilinger et al., 1997; Прилепин и др., 1997]. Затем были реализованы крупномасштабные международные проекты по проведению полевых ГНСС-кампаний [McClusky et al., 2000; Reilinger et al., 2006; Шевченко и др., 1999; Галаганов и др., 2013; Кадыров, Сафаров, 2013; Кадыров и др., 2017; и др.], заложены постоянные ГНСС-станции [Милюков и др., 2015], многократно осуществлялись локальные наблюдения в разных частях Кавказского региона. Старейшей из непрерывных станций является станция ZECK Зеленчукской обсерватории ИПА РАН, накапливающая определения координат с 1997 г.

Однако эти проекты отличались крайней эпизодичностью, масштабом и охватом различных частей Кавказа, а также различными подходами авторов к интерпретации результатов, что приводило к неоднозначной трактовке о направленности и величинах современных движений. В этой связи анализ результатов геодезических наблюдений за вертикальной и горизонтальными компонентами современных движений совместно с общими закономерностями тектогенеза Большого Кавказа будет полезен для оценки сейсмической опасности. Детальному обобщению результатов наблюдений за динамикой горизонтальных движений будет посвящена отдельная статья.

Для иллюстрации горизонтальных движений приведем рисунок, необходимый для обсуждения модели деформирования земной коры в пределах Кавказа. На рис. 8 показаны векторы

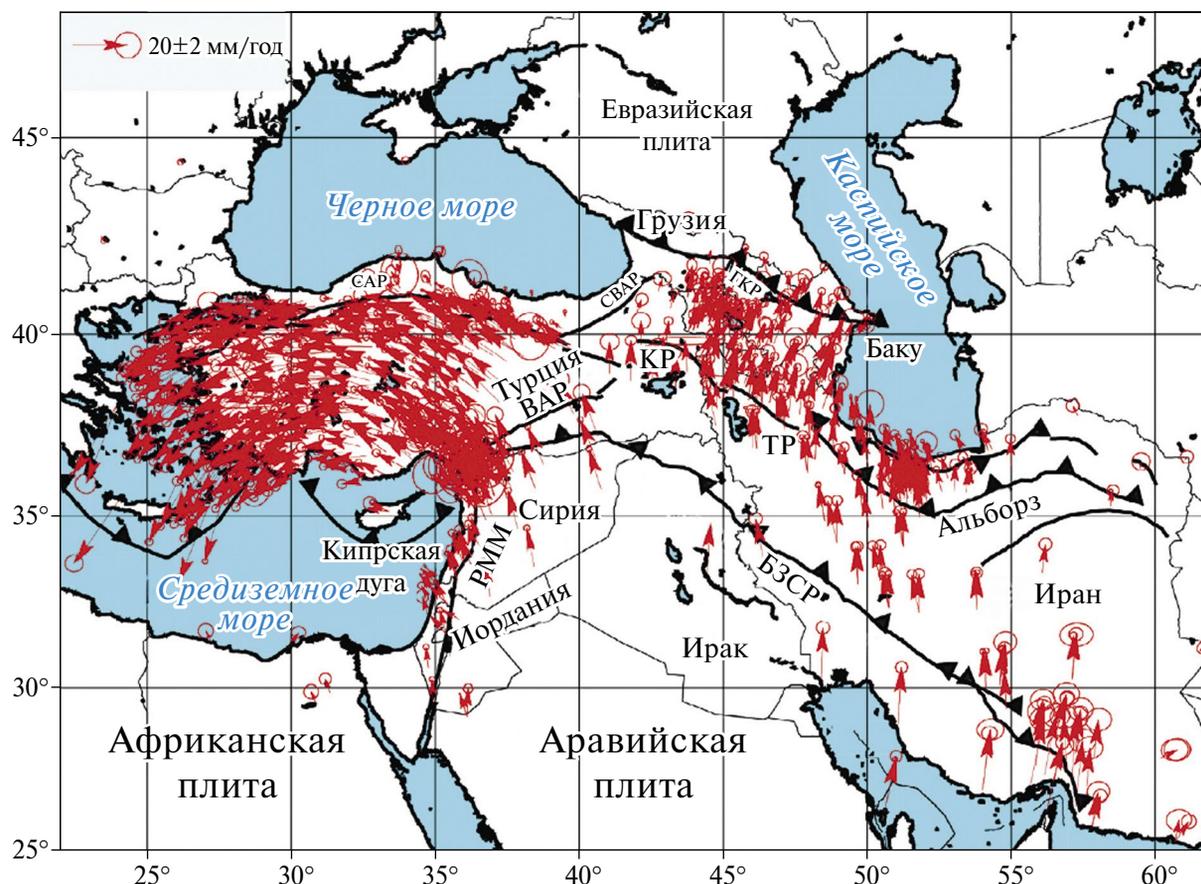
горизонтальных движений в регионе, построенные по результатам ГНСС-наблюдений [Ahadov, Jin, 2017]. Помимо отмеченного выше раздвоения направления горизонтальных движений, видна все та же общая картина: разделение территории Кавказа на три области. Северная часть, за пределами хребта Большого Кавказа, характеризуется самыми низкими абсолютными значениями движений с направлением преимущественно на северо-восток. Для территории, лежащей на юге от хребта: западная часть характеризуется северными азимутами горизонтальных смещений; для восточной части направления движений меняются на северо-восточные.

### ГЕОМЕТРИЧЕСКОЕ НИВЕЛИРОВАНИЕ И КАРТЫ СОВРЕМЕННЫХ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

В предыдущие годы незаслуженно мало уделялось внимания вертикальной компоненте СДЗК на территории Кавказа. Авторы, главным образом, ограничивались определением скоростей горизонтальных движений в глобальной системе координат и укорачиванием земной коры. Вероятно, причиной тому являлась низкая точность определения вертикальной компоненты средствами ГНСС и увлечение плейтектоническими гипотезами [Philip et al., 1989; McClusky et al., 2000; Tibaldi et al., 2019; Ismail-Zadeh et al., 2020].

Высокоточное геометрическое нивелирование, являющееся высотной основой разных государств, стало первым измерительным средством во многих национальных и международных программах определения вертикальных СДЗК. Главным образом, благодаря развитию и применению этого метода, в 1963 г. в составе Международной ассоциации геодезии начала функционировать специальная комиссия VII “Современные движения земной коры”, создателем и первым президентом которой являлся советский географ и геодезист Ю. Мещеряков. Именно он впервые сформулировал модель геодезического предвестника землетрясения по данным повторного высокоточного нивелирования и фазы его проявления [Mescherikov, 1968].

Первые упоминания о возможностях регистрации вертикальных движений земной коры методом повторного точного нивелирования принадлежат российским военным топографам позапрошлого столетия. Это послужило толчком для регламентирования сроков повторения измерений по линиям национального



**Рис. 8.** Векторы горизонтальных движений в регионе, построенные по результатам ГНСС-наблюдений относительно закрепленной Евразийской плиты по работе [Ahadov, Jin, 2017]: CAP – северо-Анатолийский разлом; VAR – восточно-Анатолийский разлом; SWAR – северо-восточный Анатолийский разлом; ГКР – главный Кавказский разлом; КР – Кавказский разлом; ТР – Табризский разлом; РММ – разломов Мертвого моря; БЗСР – Битлис-Загрос система разломов.

нивелирования. С целью ослабления “старения” высот реперов государственного нивелирования устанавливались интервалы времени, по истечению которых нивелирование необходимо было повторять. До последних десятилетий точное нивелирование осуществлялось оптическими нивелирами с горизонтальными цилиндрическими уровнями. Ниже анализируются результаты определения вертикальных движений земной коры именно спиртовыми нивелирами.

В национальном нивелировании Российской Федерации [Инструкция..., 2004] установлены интервалы повторения государственного нивелирования I и II классов через 24 и 30 лет соответственно. Для сейсмоактивных районов, где происходят наиболее быстрые движения, предусмотрены соответствующие повторения один раз в 15 и 25 лет.

Точность определения превышений по линиям государственного нивелирования СССР

I и II классов характеризуется значениями порядка 1.5–2.5 мм/км [Кафтан, 1996]. Это обстоятельство говорит о высокой степени однородности точности национального государственного нивелирования.

Важным фундаментальным научным результатом точного геометрического нивелирования являются карты вертикальных СДЗК. Важнейшим достоинством картографической модели является ее значительный пространственный охват, а естественным недостатком – малое число повторных измерений по линиям нивелирования. Основная трудность решения задачи связана с пространственно-временной нерегулярностью данных, которая обусловлена объективной сложностью измерений по протяженным линиям с равными интервалами повторений и необходимостью расположения репера этих линий на равноудаленных друг от друга расстояниях. Информация о картах вертикальных СДЗК, использованных в настоящей работе,

выложена на сайте Мирового центра данных по физике твердой Земли ([http://zeus.wdcb.ru/wdcb/sep/data/lists/list6\\_2.html](http://zeus.wdcb.ru/wdcb/sep/data/lists/list6_2.html), дата обращения 25.01.2024). Качество карт детально рассмотрено в работе [Кафтан, 1996]. Статистические исследования циклов нивелирования, послуживших основой для создания карт Европейской части СССР, показали значимую положительную корреляцию ошибок (невязок нивелирных полигонов) разных эпох [Loskutov et al., 1988]. Это может свидетельствовать о существовании односторонне действующих ошибок в повторных измерениях, равно как и об их ослаблении в разностях измерений разных эпох.

Территорию Кавказа охватывают несколько карт. Первой, из официально изданных карт, является “Карта современных вертикальных движений Восточной Европы” [Карта..., 1971; 1973] (рис. 9). Начальная и конечная эпохи повторного нивелирования изменялись в пределах

1925–1937 гг. и 1946–1950 гг. соответственно. Позднее на XVI Генеральной ассамблее IAG/IUGG был представлен доклад, уточняющий содержание этой карты [Meschersky, Korokina, 1975]. К этому времени была успешно завершена принятая в 1968 г. государственная программа развития нивелирования I и II классов на территории СССР. При вычислении скоростей вертикальных движений особое внимание было уделено Кавказскому региону. Полная длина линий нового повторного нивелирования Кавказа составила 3.2 тысячи км. Это обеспечило определение скоростей движений по 266 новым нивелирным знакам. На этой карте впервые было зафиксировано по инструментальным геодезическим данным интенсивное поднятие территорий Большого Кавказского хребта.

Вторая картографическая модель вертикальных СДЗК “Карта современных вертикальных движений земной коры на территории Болгарии,

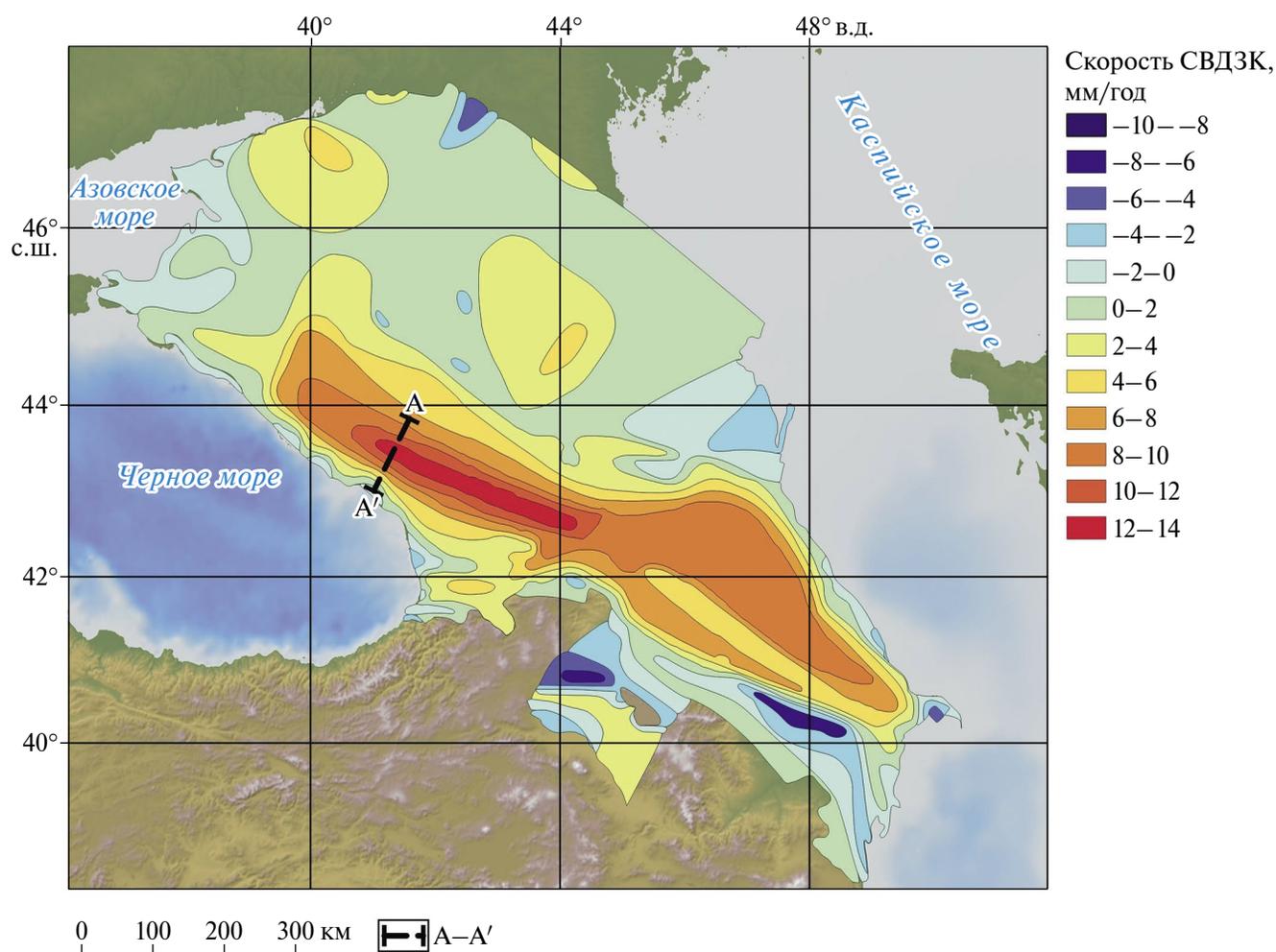


Рис. 9. Первый подъем Большого Кавказа и последующие (1925/37–1946/50 гг.) (см. [Карта..., 1971; 1973]). А–А' – профиль геометрического нивелирования Зеленчук–Сухуми (см. рис. 12).

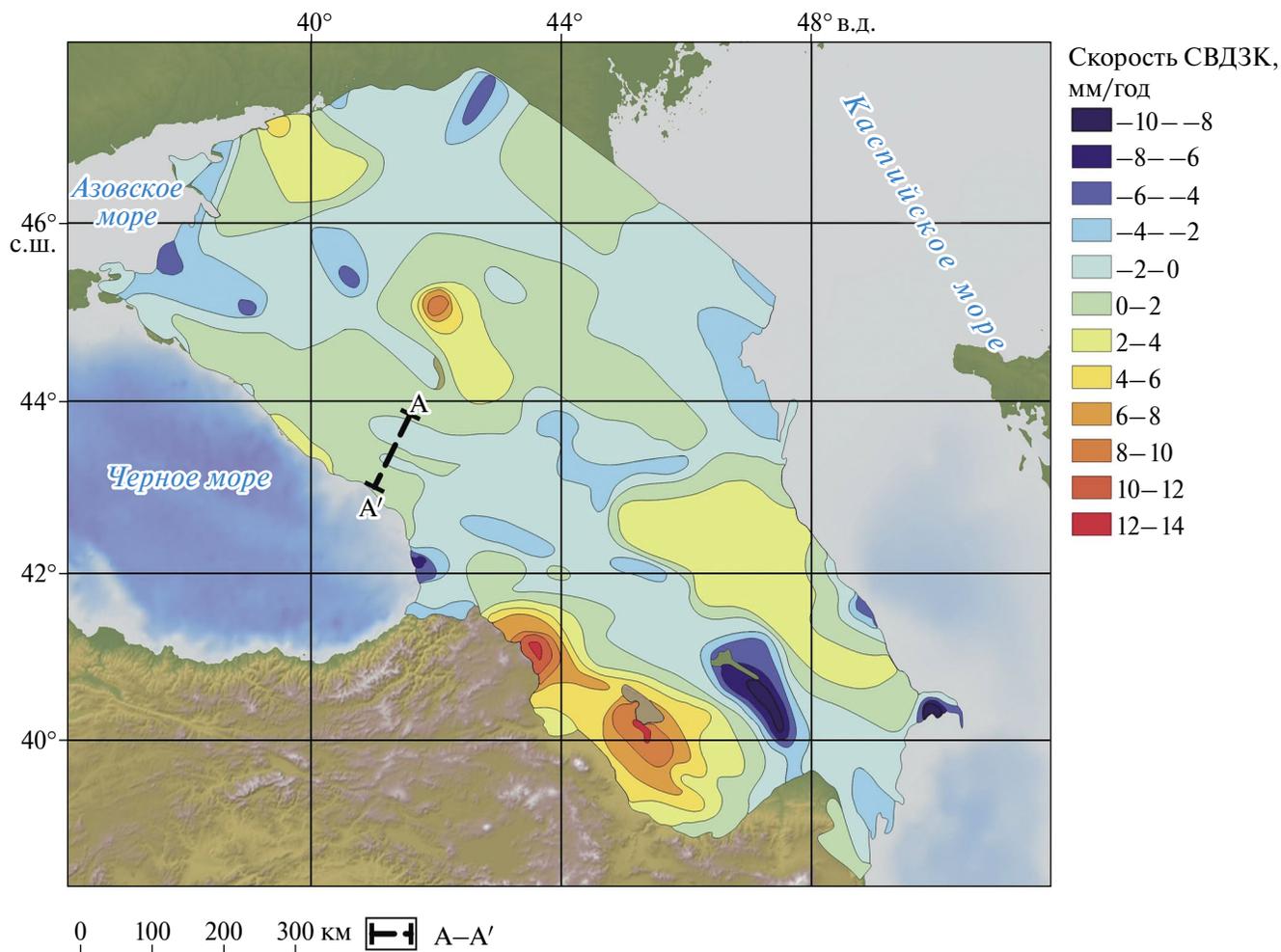


Рис. 10. Подъем Малого Кавказа, период затишья подъема Большого Кавказа (1946/50–1970/75 гг.) [Карта..., 1986]. А–А' – профиль геометрического нивелирования Зеленчук–Сухуми.

Венгрии, ГДР, Польши, Румынии, СССР (Европейская часть), Чехословакии” [Карта..., 1986] показана на рис. 10. Вертикальные движения были определены в результате цикла нивелирования, выполненного в цикле нивелирования 1970–1975 гг. Независимо от зарубежных территорий была составлена [Карта..., 1989]. На этих двух картах информация о вертикальных движениях Кавказа была одинаковой.

Третий результат определения вертикальных движений Кавказа отражен на “Карте вертикальных движений земной поверхности Прикаспийского региона” [Кафтан и др., 1995; Кузнецов и др., 1997]. Здесь вертикальные движения были определены в результате цикла нивелирования, выполненного в 1985–1992 гг. Скорости вертикальных движений были определены по двум последним циклам измерений (рис. 11). Средний интервал времени между циклами повторных измерений составил около 30 лет.

Точность определения скоростей вертикальных движений трех указанных карт однородна и изменяется в пределах 0.2–2.6 мм/год.

На территории Кавказа по данным нивелирования перед сильными землетрясениями выявлены аномальные подъемы земной поверхности [Кафтан, 1996]. К ним относятся три эпизода поднятий, произошедших в Кавказском регионе: два на территории Большого Кавказа (рис. 9, рис. 11) и одно на Малом Кавказе (рис. 10) вблизи эпицентра Спитакского землетрясения с  $M = 6.9$ , произошедшего 07.12.1988 г.

Можно видеть, что подъемы характерны для положительных форм рельефа, тогда как в межгорных впадинах наблюдаются опускания. Территория Апшеронского полуострова также испытывает опускания, которые объясняются добычей в этом районе углеводородов. На всех картах очевидны различия в охвате поднятиями территорий запада и востока Большого Кавказа,

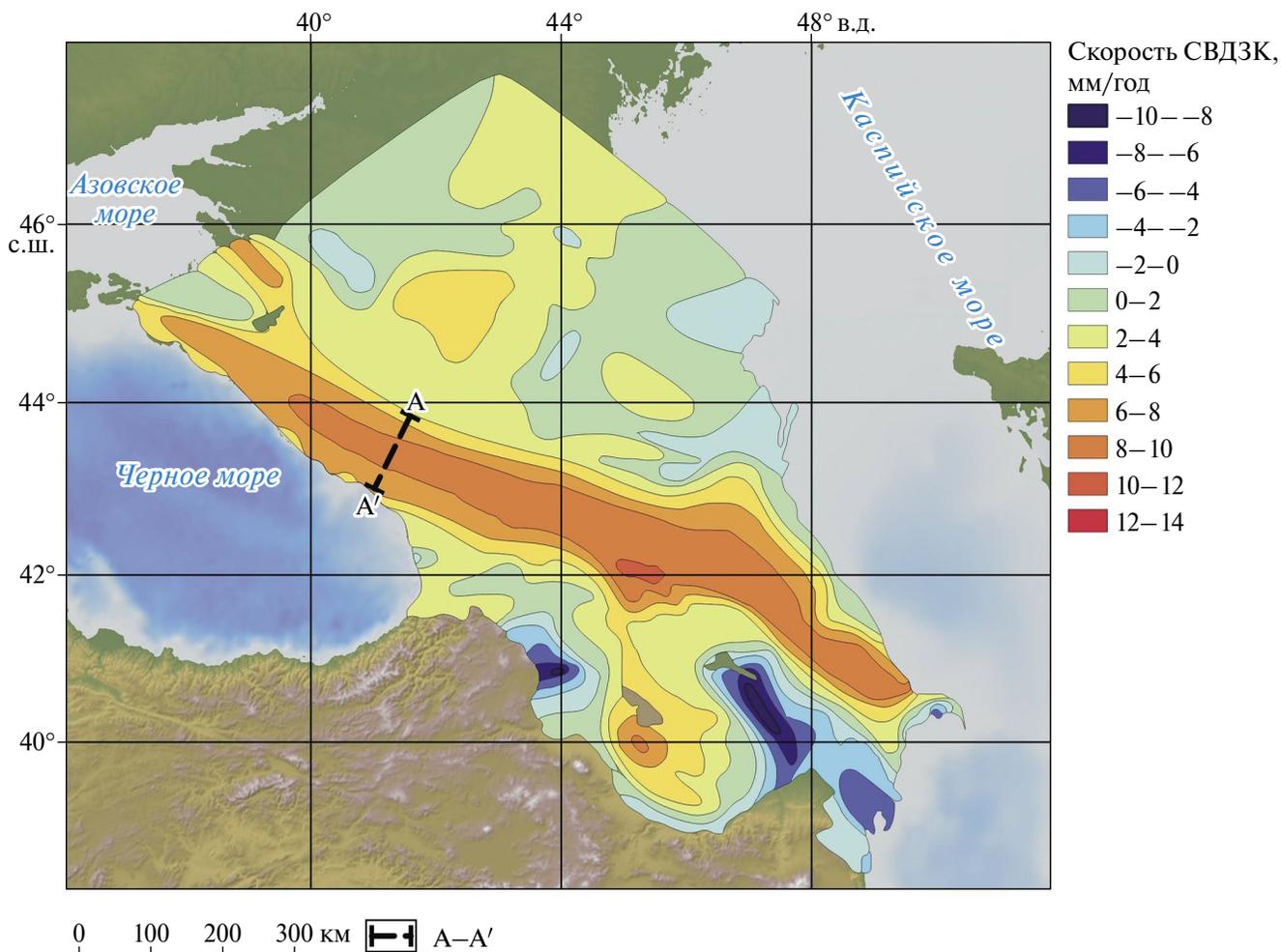


Рис. 11. Второй подъем Большого Кавказа (1970/75–1985/92 гг.) [Кафтан и др., 1995]. А–А' – профиль геометрического нивелирования Зеленчук–Сухуми.

что отмечается в различии геодинамики этих областей [Philip et al., 1989].

Кроме нивелировок государственного назначения, на Кавказе выполнялись и другие работы прикладного характера, не участвующие в составлении карт вертикальных движений земной коры. Обстоятельные исследования, например, представлены в работе [Сидоров, Кузьмин, 1989]. В работе приведены результаты исследования вертикальных движений в северо-восточной части региона, включая Терско-Каспийский прогиб. Был сделан вывод о существовании автоколебательного характера процессов деформирования в разломных зонах, а также приведена количественная модель взаимосвязи поднятий земной поверхности с процессом подготовки землетрясений.

В работе [Гурбанов и др., 2023] представлена попытка оценки вертикальных движений земной коры Большого Кавказа по данным

исследований Российско-Германского проекта WEGENR [McClusky et al., 2000] с целью оценки современных геотектонических концепций. При этом были использованы повторные ГНСС-измерения 1993 и 1994 гг. Этот период времени практически продолжает временной интервал исследований, отраженных на третьей карте (рис. 11). Эти независимые исследования с использованием качественно иного геодезического метода показали результаты, очень близкие к результатам точного нивелирования. При этом авторы выделяют зону Транскавказского поперечного поднятия, испытывающего подъем со скоростью порядка 1 см/год, как более подвижную.

В XXI столетии оценки вертикальных движений на Кавказе осуществлялись в рамках локальных и непродолжительных исследований. В работе [Милюков и др., 2015] оценены скорости вертикальных движений в Центральном

Кавказе на станциях Зеленчук (ZECK), Кисловодск (KISL), Владикавказ (VLKK), Терскол (TRSK). За периоды времени 2007–2013 гг. (KISL), 2005–2014 гг. (TRSK), 2008–2014 гг. (VLKK) получены скорости подъемов +3.6, +4.4, +2.5 мм/год соответственно. Наибольшую скорость подъема демонстрирует станция TRSK, ближе всех расположенная к оси Большого Кавказского хребта. Таким образом, в этот период подъем Большого Кавказа в его центральной части продолжался.

Д.А. Лилиенберг предполагал, что, хотя на картах отражена только вертикальная компонента, линейные продольные зоны попеременных поперечных поднятий и опусканий могут рассматриваться как результат циклических поперечных сжатий и растяжений при возвратно-наступательном механизме горизонтальных движений [Лилиенберг, 1980] (об этом будет сказано ниже по данным ГНСС-наблюдений). Для Кавказа автор связывал его с импульсным давлением выступа Аравийской плиты на Альпийский орогенный пояс. Это соответствует структуре тектонических нарушений и полям напряжений, приведенным выше.

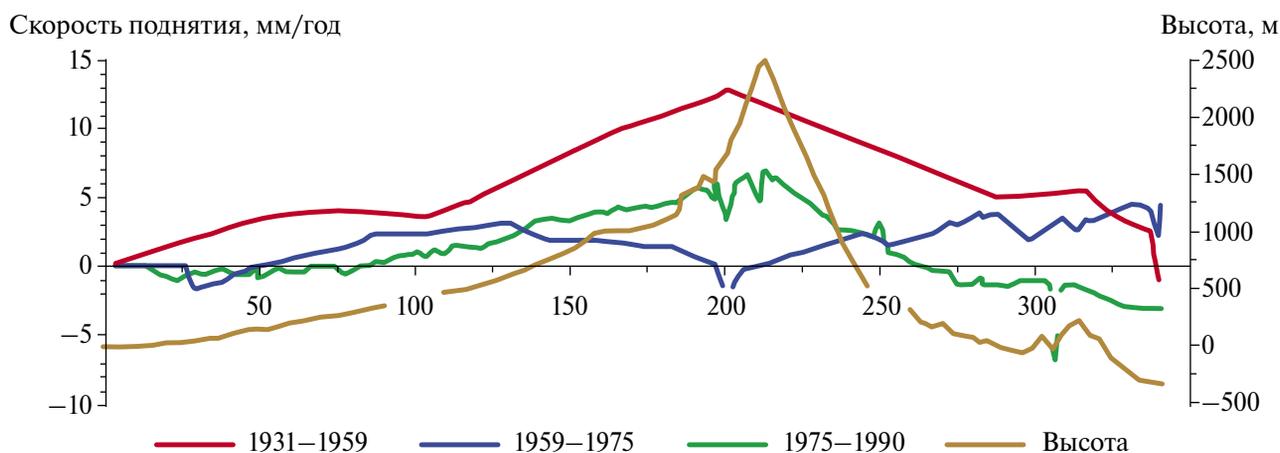
Для территории Северного Кавказа в 2005–2019 гг. по данным ГНСС были получены оценки вертикальных движений [Гурбанов и др., 2023]. Из-за малого территориального охвата региона, в целом детально сопоставить результаты с исследованиями прошлого столетия весьма сложно. Тем не менее, имеются основания говорить о максимальных скоростях движений до +4 мм вблизи центральной части Большого Кавказского хребта. Современные данные ГНСС-наблюдений позволяют предполагать продолжение

умеренного подъема земной коры в отдельных локальных частях региона в XXI столетии.

Таким образом, за рассматриваемый период Большой Кавказский хребет испытывал интенсивные поднятия дважды, прерывающиеся эпохой затишья. Для лучшего и детального представления об этом явлении приводится отдельная линия точного нивелирования Зеленчук–Сухуми, повторенная трижды и пересекающая Большой Кавказский хребет (рис. 12).

Интересным фактом, свидетельствующим о существовании связи между аномальными подъемами земной поверхности в разных регионах мира и сильными землетрясениями, является их расположение в пределах и в непосредственной близости (в высокоградиентных зонах перехода от опусканий к подъемам) от территорий аномальных поднятий [Mescherikov, 1968]. В то же время имеются области аномальных поднятий, за которыми землетрясений не последовало. Таким районом является Ставропольское поднятие, обособленное от подъема Большого Кавказа (рис. 11), расположенное на Скифской плите. Обращает на себя внимание тот факт, что в 1921 г. в пределах этого района произошло сильное землетрясение с  $M \sim 6.0$ . Эти обстоятельства заставляют считать указанный район сейсмически опасным.

Анализ имеющихся в нашем распоряжении данных позволил выявить как сходства, так и отличия протекания деформационных и сейсмических процессов на Кавказе по отношению к подобным случаям в других регионах мира. Косейсмический подъем земной коры в связи с мощным землетрясением 22.04.1991 г. в Коста Рике описан в работе [Plafker, Ward, 1992].



**Рис. 12.** Скорости вертикальных движений по линии нивелирования Зеленчук–Сухуми. Жирная коричневая линия — рельеф; красная, синяя и зеленая линии — графики изменения скоростей вертикальных движений для разных интервалов времени.

Косейсмические подъемы в результате мегаземлетрясений в зонах субдукции Аляски (1964) и Чили (1960) рассмотрены в статье [Plafker, 1972]. Несколько событий аномальных подъемов зарегистрировано на Японском архипелаге. В работе [Fujii, Xia, 1993] с использованием авторского метода обработки повторного нивелирования показано, что в регионе Токай происходит согласованное взаимное перемещение подъема и опускания земной коры. Подъемы земной коры рассматриваются как среднесрочные предвестники сильного сейсмического события в публикации [Seno, 2004]. Автор показывает, что подъемы земной коры в районе происходят примерно за десятилетие до сильных землетрясений. Причиной тому является процесс субдукции Филиппинской тектонической плиты под Евразийскую плиту со скоростью 4–5 см в год.

Регион Тохоку, где произошло сильнейшее землетрясение последнего столетия, также подвергнут изучению вертикальных движений земной коры. Авторами показано, что с 1966 по 1995 гг. существует устойчивый межсейсмический наклон района в сторону Японского желоба и подъем в его юго-западной части [El-Fiky et al., 1997]. Такая аномалия согласуется с геодинамической моделью процесса субдукции. Вблизи исследуемой области произошло два сильных землетрясения: 1983 г. Nihonkai-chubu (M7.7) и 1978 г. Miyagi-oki (M7.4). Один случай аномального подъема произошел на западном побережье Канады в районе о-ва Ванкувер [Dragert, Lisovski, 1989], два случая произошли в начале и во второй половине нашего столетия в Южной Калифорнии [Castle, Simpson, 1988].

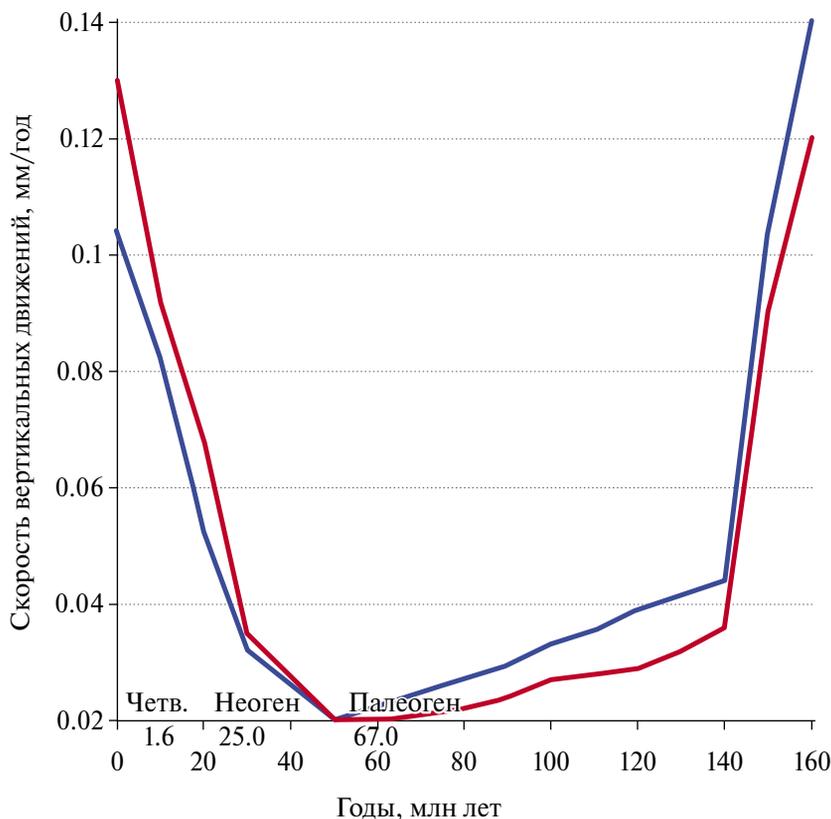
Основным отличием является то, что территории охвата аномальными деформациями земной поверхности Кавказа значительно больше, например, территорий аномальных деформаций в Северном Китае [Wu et al., 1996]. В сейсмоактивных регионах Китая нивелирование повторяется с интервалами 1–5 лет. Это в 5–10 раз чаще, чем в странах бывшего СССР и Восточной Европы. В то время как в Китае каждое поднятие связано только с одним сильным землетрясением [Wu et al., 1996], на Кавказе поднятия сопровождались несколькими землетрясениями. При этом необходимо подчеркнуть, что в некоторых регионах бывшего СССР, например, в Туркменистане повторные нивелирные наблюдения проводились с меньшим временным интервалом – от 1 раза в год по протяженным (50–100 км) до 1 раза в месяц по локальным (5–10 км) профилям [Кузьмин, 2021].

Безусловно, частые повторные измерения и более плотная сеть обеспечивают большую детальность описания вертикальных деформаций. Возможно, что общее поднятие Большого Кавказского хребта [Карта..., 1971; 1973] сформировано более локальными экстремумами, отвечающими за подготовку конкретного землетрясения и при генерализации информации, отображенной на мелкомасштабной карте, они оказались выраженными в виде общего регионального поднятия. В научной литературе имеются случаи, когда одно общее поднятие состоит из двух локальных, например: Палмдейлское [Castle, Simpson, 1988] в Южной Калифорнии или Спитакское, у которого второй локальный экстремум расположен вблизи озера Севан [Karapetyan et al., 2020]. Известны случаи миграции поднятий [Fujii, Xia, 1993], периодичности их образования и релаксации напряжений, приводящей к коллапсу поднятия [Castle, Simpson, 1988].

На рис. 13 приведены графики изменения скоростей вертикальных движений южного и северного склонов Большого Кавказа по данным В.Н. Шолпо в течение всего альпийского цикла [Шолпо, 1978]. Видно, что, начиная с позднего палеогена, скорость воздымания Большого Кавказа увеличивается, приблизительно, с 0.025 до 0.1 мм/год. Если согласиться с гипотезой об унаследованности современных движений, то этот график подтверждает зарегистрированный по результатам нивелирования подъем Кавказа. Абсолютные значения скоростей по геологическим данным за интервал 20 млн лет отличаются на 2–2.5 порядка от результатов ГНСС-измерений. Это соответствует коэффициенту пересчета, учитывающего масштабный временной эффект между геологическими и геодезическими данными [Гзовский, 1975; Татаринев, 2006].

### МОДЕЛЬ ДЕФОРМИРОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ КАВКАЗА НА СОВРЕМЕННОМ ЭТАПЕ

Геодинамическую модель Большого Кавказа на новейшем этапе наиболее емко сформулировал Ю.Г. Леонов: “Большой Кавказ – это резко очерченный линейный край Евразийской литосферной плиты – упор, в который упираются и у которого расплющиваются, выжимаемые к северу структуры и комплексы пород Альпийского пояса” [Большой..., 2007]. Современную геодинамику земной коры можно конкретизировать как продолжение ее новейшей



**Рис. 13.** Скорость вертикальных движений по геологическим данным в течение альпийского цикла по работе [Шолпо, 1978]. Синий цвет – южный склон Большого Кавказа, красный – северный склон Большого Кавказа.

тектонической эволюции. С учетом исследований [Philip, Gvishiani et al., 1989; Расцветаев, 2002; Шевченко и др., 2016; Лукк, 2019; и др.] ее можно представить следующим образом.

1. Безусловно, главным источником как новейших, так и современных движений является перемещение Аравийской литосферной плиты как результат альпийского горообразования планетарного характера. В настоящей статье не обсуждаются энергетические источники и причины этого процесса, но необходимо отметить, что убедительной окончательной гипотезы нет. Многие авторы отмечают также встречное, менее интенсивное, надвигание южного сектора Восточно-Европейской платформы [Большой..., 2007]. Как итог этого процесса – укорочение земной коры в меридиональном направлении и расширение в субширотном, в т.ч. подтвержденные результатами ГНСС-наблюдений.

2. Северный выступ Аравийской плиты упирается в консолидированный прочный слой океанической литосферы, меняет направление движения: под углом 90° на западное по Восточно-Анатолийскому разлому и северо-восточное – в Малый Кавказ. Непосредственно

с Большим Кавказом взаимодействует система сдвиговых разломов Малокавказской дуги (рис. 3) [Большой..., 2007]. В этой зоне произошло Спитакское землетрясение в Армении. Здесь очевидно подобие двух групп тектонических элементов: Малый Кавказ–межгорные впадины–Большой Кавказ и Памир–межгорные впадины–Южный Тянь-Шань [Большой..., 2007]. Линейность Большого Кавказа и Южного Тянь-Шаня на фоне дугообразных форм Малого Кавказа и Памира свидетельствует (см. работу [Большой..., 2007]) о жесткости консолидированных упоров пород Большого Кавказа и Южного Тянь-Шаня. Вместе с тем, под сомнение ставится утверждение некоторых авторов о существовании зоны субдукции между Малым и Большим Кавказом. Этому противоречат длительные отрицательные вертикальные движения впадин бассейнов рек Куры и Риони. Напор консолидированной коры Малого Кавказа на жесткую литосферу Большого Кавказа должен был приводить к обратному результату.

3. В вертикальном разрезе давление Аравийской плиты вызывает подвиг коры Закавказской плиты под окраину Скифской. По данным

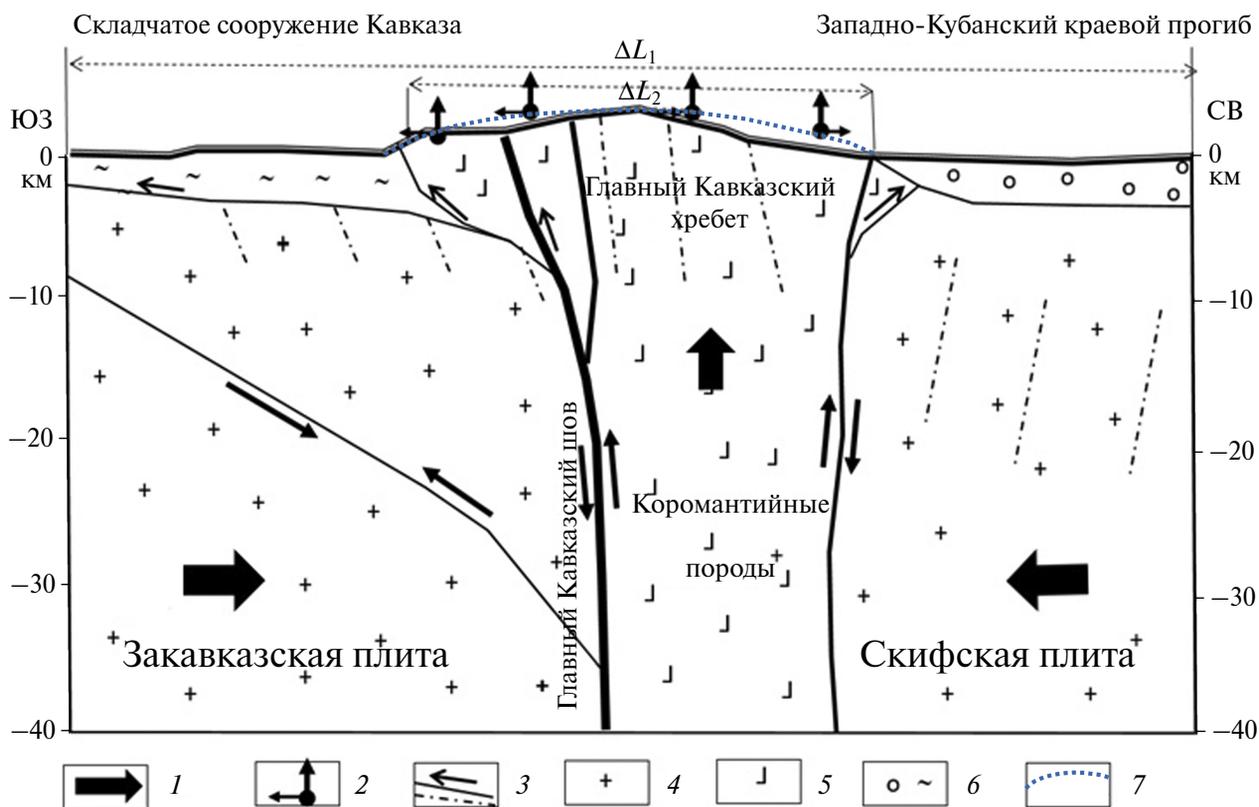
геофизики между ними находится “прослой” менее плотных и более подверженных деформированию пород. Это является причиной подъема Большого Кавказа. При этом в направлении с юга на север абсолютные значения скоростей СДЗК по ГНСС-данным – уменьшаются. Наибольшая скорость отмечена для территории, лежащей к югу от Главного Кавказского разлома. Причем отмеченные разнонаправленные подвиги на западе и востоке создают в центральной части Большого Кавказа, растягивающие усилия. Вероятно, с этим связано образование вулканических структур Эльбруса и Казбека.

4. На рис. 14 показана схема для позднеальпийского времени, которая иллюстрирует предварительную модель современных движений Большого Кавказа с учетом данных работы [Расцветаев, Маринин, 2008] и результатов геодезических наблюдений. В центре находится блок осевой зоны Кавказского хребта, который при давлении Закавказской плиты, выдавливается вверх, что приводит к длительному подъему Большого Кавказа. В верхней части разреза

при подъеме происходит разгрузка, приводящая к увеличению площади земной поверхности. Приблизительно такую же модель предложили авторы работы [Philip, Gvishiani et al., 1989]. Эта схема объясняет кинематику современных вертикальных и горизонтальных СДЗК.

В качестве подтверждения подобного механизма развития содвига Ю.Г. Леоновым перечисляются: линейная форма сооружений, субвертикальные системы тектонической делимости, развитие деформаций сплющивания, тектонического течения в латеральном (по простиранию зоны) и вертикальном направлениях с образованием горного рельефа, широкое развитие продольных сдвигов [Большой..., 2007].

5. Этот глобальный процесс накладывается на блоковое строение территории и приводит к формированию деформаций иерархии уровней и иерархии масштабов [Мячкин и др., 1982]. Собственно, этим и определяется динамика перестройки напряженного состояния и, связанная с этим, сейсмическая опасность. Резкие различия в скоростях и в направленности



**Рис. 14.** Модель современных движений Большого Кавказа с учетом работы [Расцветаев, Маринин, 2008] и результатов геодезических наблюдений: 1 – направления движения литосферных плит и подъема Большого Кавказа; 2 – направления движений пунктов ГНСС на земной поверхности; 3 – разломы и движения по ним; 4 – верхний слой консолидированной коры; 5 – коромантийная смесь; 6 – осадочные и вулканогенно-осадочные породы; 7 – контур земной поверхности.

современных вертикальных и горизонтальных СДЗК, приводят к образованию высокоградиентных участков с критически высоким уровнем кулоновских напряжений на их границах. Результаты моделирования [Ребецкий, 2023] показывают, что кулоновские напряжения в блоковой среде, большие значения соотношения напряжений  $\sigma_1/\sigma_2$  могут быть подвержены резким изменениям при высоких скоростях деформаций и приводить к сильным коровым землетрясениям [Морозов и др., 2018; Кафтан, Татарин, 2022]. Поэтому при оценке сейсмической опасности следует обращать особое внимание на высокоградиентные зоны вертикальных и горизонтальных СДЗК.

6. Глубокие землетрясения на Кавказе локализованы на территории в широкой полосе северо–северо-западного простирания, т.е. поперек, а не вдоль кавказских структур, что требует в дальнейшем объяснения. Кроме этого, за счет того, что западная часть Большого Кавказа оказывается в боковой части давления Аравийской плиты, сейсмичность на западе значительно меньше, чем на востоке.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Высокоточное нивелирование показало, что на протяжении 100 лет горные сооружения Кавказа испытывают подъем, а межгорные впадины – опускание. Периоды со скоростью подъема более 10 мм/год, чередуются с периодами малых скоростей. Это позволяет утверждать, что продолжается тенденция тектонической эволюции региона, свойственная ему, по крайней мере со среднего палеогена. Зоны современных поднятий пространственно согласуются с аномалиями региональных геофизических полей, геоморфологическими и структурными особенностями региона. Это указывает на глубинную тектоническую природу поднятий. Анализ публикаций показывает, что данное явление не является уникальным. Оно регистрируется в районах сейсмически активных границ глобальных тектонических плит, зонах континентальной коллизии и субдукции. Подъемы Большого и Малого Кавказа демонстрируют пространственную и временную связь с сильными землетрясениями, очаги которых находятся преимущественно в зонах высоких градиентов скоростей вертикальных движений. Землетрясения происходят после завершения периодов наиболее быстрых движений в течение первых десятилетий после них. Вероятно, в это время идет накопление упругой энергии.

Результаты точного нивелирования предоставляют важную информацию для физического понимания геодинамических механизмов и проверки современных тектонических концепций. Весьма полезным было бы проведение очередного цикла нивелирования на территории всего региона в рамках международного научного сотрудничества. Сгущение региональной сети непрерывных ГНСС-наблюдений, также должно способствовать решению этой важной научной задачи.

Модель деформирования Большого Кавказа на новейшем и современном этапах его тектонической эволюции позволяет также глубже понять геодинамические процессы, происходящие в зоне коллизии тектонических плит. Построение окончательной модели в настоящее время еще невозможно, но возможно формулирование кинематических условий современных движений, определяющих современное поле напряжений Кавказа.

Настоящее исследование планируется в ближайшее время развить и продолжить путем детального анализа и обобщения результатов наблюдений за горизонтальными движениями и деформациями земной коры Кавказа средствами ГНСС.

## ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда, проект № 23-17-00176 “Системная оценка сейсмической опасности центральной части Большого Кавказа (Осетинский сектор)”.

## БЛАГОДАРНОСТИ

В работе использовались данные и сервисы, предоставленные ЦКП “Аналитический центр геомагнитных данных” Геофизического центра РАН (<http://ckp.gcras.ru/>).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бачманов Д.М., Кожурин А.И., Трифонов В.Г.* База данных активных разломов Евразии // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 4. С. 711–736. DOI: 10.5800/GT-2017-8-4-0314
- Большой Кавказ в альпийскую эпоху / Ю.Г. Леонов (ред.). М.: ГЕОС. 2007. 368 с.
- Галаганов О.Н., Гусева Т.В., Розенберг Н.К., Передерин В.П.* Изучение движений земной коры геодезическими методами. Актуальность идей Г.А. Гамбурцева в геофизике XXI века. М.: Янус-К. 2013. С. 329–338.

- Гзовский М.В.* Основы тектонофизики. М.: Наука. 1975. 536 с.
- Годзиховская А.А.* Каталог землетрясений Кавказа с древнейших времен (-550 г.) по 2000 г. <http://zeus.wdcb.ru/wdcb/sep/caucasus>
- Гурбанов А.Г., Миллюков В.К., Газеев В.М., Лексин А.Б., Докучаев А.Я., Гурбанова О.А.* Оценка векторов скорости современных горизонтальных и вертикальных смещений литосферных блоков на территории большого Кавказа и их геодинамическая интерпретация (по данным ГНСС) // Вестник Владикавказского научного центра. 2023. № 1. С. 49–61. DOI: 10.46698/VNC.2023.26.26.001
- Инструкция по нивелированию I, II, III и IV классов. ГКИНП (ГНТА)–03-010-. 03.2004. М.: ЦНИИГАиК. 2004. 226 с.
- Кадыров Ф.А., Мамедов С.Г., Сафаров Р.Т.* Активная геодинамика Кавказа // Геофизический журнал. 2017. 39 (4). С. 98–101.
- Кадыров Ф.А., Сафаров Р.Т.* Деформация земной коры Азербайджана и прилегающих территорий по данным GPS-измерений // Известия национальной академии наук Азербайджана. Науки о Земле. 2013. № 1. С. 47–55.
- Карта современных вертикальных движений Восточной Европы, м-б 1:10 000 000. М.: ГУГК СССР. 1971.
- Карта современных вертикальных движений Восточной Европы, м-б 1:2 500 000. М.: ГУГК СССР. 1973.
- Карта современных вертикальных движений земной коры на территории Болгарии, Венгрии, ГДР, Польши, Румынии, СССР (Европейская часть), Чехословакии. Масштаб 1:25 000 000. М.: ГУГК. 1986.
- Карта современных вертикальных движений на территорию СССР, м-б 1:5 000 000. М.: ГУГК СССР. 1989.
- Кафтан В.И.* Карты современных движений земной коры: содержание и информативность // Физика Земли. 1996. Т. 32. № 1. С. 42–53.
- Кафтан В.И., Татаринев В.Н.* Регистрация медленных деформационных волн по данным ГНСС-наблюдений // Докл. РАН. Науки о Земле. 2022. Т. 505. № 1. С. 95–102. DOI: 10.31857/S268673972207009X
- Кафтан В.И., Кузнецов Ю.Г., Серебрякова Л.И., Верещетина А.В.* Карта скоростей вертикальных движений земной поверхности Прикаспийского региона // Геодезия и картография. 1995. № 12. С. 18–21.
- Копп М.Л.* Коллизионная структура Кавказского региона. Большой Кавказ в альпийскую эпоху. М.: ГЕОС. 2007. С. 285–314.
- Кочарян Г.Г.* Разломная зона как нелинейная механическая система // Физическая мезомеханика. 2010. Т. 13. Спец. выпуск. С. 5–17.
- Кузнецов Ю.Г., Кафтан В.И., Бебутова В.К., Серебрякова Л.И., Верещетина А.В.* Современные вертикальные движения земной поверхности Прикаспийского региона // Геодезия и картография. 1997. № 9. С. 29–34.
- Кузьмин Ю.О.* Геодинамическая эволюция Центральной Азии и современная геодинамика Копетдагского региона (Туркменистан) // Физика Земли. 2021. № 1. С. 144–153.
- Лилиенберг Д.А.* Общие и региональные закономерности современной геодинамики Кавказа. Современные тектонические движения земной коры. Киев: Наук. думка. 1980. С. 204–217.
- Лилиенберг Д.А., Кафтан В.И., Кузнецов Ю.А., Серебрякова А.Г.* Картографические модели вариаций современных тектонических движений морфоструктур Кавказа и Закавказья для различных эпох // Геоморфология. 1997. № 4. С. 63–75.
- Лукина Н.В.* Некоторые черты неотектонической структуры Большого Кавказа. Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода № 52. 1983. С. 29–41.
- Лукк А.А., Шевченко В.И.* Сейсмичность, тектоника и GPS-геодинамика Кавказа // Физика Земли. 2019. № 4. С. 99–123. DOI: 10.31857/S0002-33372019499-123
- Милановский Е.Е., Хаин В.Е.* Основные черты тектонического развития альпийского Средиземноморско-Индонезийского пояса. Орогенические пояса. М.: Наука. 1968. 247 с.
- Миллюков В.К., Миронов А.П., Рогожин Е.А., Стеблов Г.М.* Оценки скоростей современных движений Северного Кавказа по GPS-наблюдениям // Геотектоника. 2015. № 3. С. 56–65. DOI: 10.7868/S0016853X15030042
- Миллюков В.К., Миронов А.П., Стеблов Г.М., Овсяченко А.Н., Рогожин Е.А., Дробышев В.Н., Кусраев А.Г., Хубаев Х.М., Торчинов Х.З.* Спутниковый геодезический мониторинг зоны Владикавказского активного разлома: первые результаты // Физика Земли. 2017. № 4. С. 110–117. DOI: 10.7868/S0002333717040068
- Морозов В.Н., Кафтан В.И., Татаринев В.Н., Колесников И.Ю., Маневич А.И., Мельников А.Ю.* Моделирование напряженно-деформированного состояния и результаты GPS-мониторинга эпицентральной зоны землетрясения 24 августа 2014, М 6 (Нара, США) // Геотектоника. 2018. № 5. С. 90–102. DOI: 10.1134/S0016853X18040069
- Мячкин В.И., Осокина Д.М., Цветкова Н.Ю.* Тектонофизический анализ полей напряжений и проблемы физики очага землетрясений. Модели изменения напряженно-деформированного состояния массивов пород в приложении к прогнозу землетрясений. Апатиты: Кольск. фил. АН СССР. 1982. С. 3–24.
- Общая характеристика и история рельефа Кавказа. М.: Наука. 1977. 288 с.
- Осокина Д.Н.* Об иерархических свойствах тектонических напряжений. Поля напряжений и деформаций в земной коре. М.: Наука. 1987. 184 с.
- Прилепин М.Т., Баласанян С., Баранова С.М., Гусева Т.В., Мишин А.В., Надария М., Рогожин Е.А., Розенберг Н.К., Сквородкин Ю.П., Хамбургер М., Кинг Р., Рейлингер Р.* Изучение кинематики Кавказского региона с использованием GPS технологии // Физика Земли. 1997. № 6. С. 68–75.
- Расцветов Л.М.* Некоторые особенности позднеальпийской структуры орогенических областей юга СССР и тектонические напряжения новейшего времени. Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. М.: изд-во МГУ. 1973. С. 57–108.

- Расцветаев Л.М.* О некоторых актуальных проблемах структурной геологии и тектонофизики. *Тектонофизика сегодня*. М.: ОИФЗ РАН. 2002. С. 333–373.
- Расцветаев Л.М., Маринин А.В.* Соотношение поверхностной и глубинной структуры Северо-Западного Кавказа. *Материалы четырнадцатой международной конференции*. Петрозаводск: КНС РАН. 2008. С. 139–142.
- Ребецкий Ю.Л.* Современное напряженное состояние коры Кавказа по данным объединенного каталога механизмов очагов землетрясений // *Геодинамика и тектонофизика*. 2020. Т. 11. № 1. С. 17–29. DOI: 10.5800/GT-2020-11-1-0459
- Ребецкий Ю.Л.* Тектонофизическое районирование сейсмогенных разломов Восточной Анатолии и Караман-марашские землетрясения 06.02.2023 г. // *Физика Земли*. 2023. № 6. С. 37–65. DOI: 10.31857/S0002333723060170
- Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н., Лутиков А.И., Собисевич А.Л., Собисевич Л.Е., Горбатилов А.В.* Эндогенные опасности Большого Кавказа. М.: ИФЗ РАН. 2014. 256 с.
- Сафаров Р.Т., Вахабов У.Г.* Геодинамика, активные разломы и механизмы очагов землетрясений в зоне псевдосубдукционного взаимодействия континентальных микроплит Южного и Северного Кавказа (южный склон Большого Кавказа, Азербайджан) // *Геодинамика и тектонофизика*. 2018. Т. 9. № 4. С. 1099–1126. DOI: 10.5800/GT-2018-9-4-0385
- Сидоров В.А., Кузьмин Ю.О.* Современные движения земной коры осадочных бассейнов. М.: Наука. 1989. 189 с.
- Сим Л.А., Гордеев Н.А.* Сравнение результатов изучения тектонических напряжений Кавказа разными методами. *Тектоника и геодинамика земной коры и мантии: фундаментальные проблемы*. 2022. *Материалы LIII Тектонического совещания*. Т. 2 / К.Е. Дегтярев (отв. ред.). М.: ГЕОС. 2022. С. 175–178.
- Татаринов В.Н.* Геодинамическая безопасность на объектах ядерного топливного цикла // *Использование и охрана природных ресурсов в России*. Бюллетень № 1 (85). 2006. С. 46–51.
- Трифонов В.Г.* Неотектоника подвижных поясов. *Неотектоника подвижных поясов* / К.Е. Дегтярев (ред.). М.: ГЕОС. 2017. 180 с
- Трифонов В.Г., Соболева О.В., Трифонов Р.В., Востриков Г.А.* Современная геодинамика Альпийско-Гималайского коллизионного пояса. М.: ГЕОС. 2002. 225 с.
- Физические процессы в очагах землетрясений* / М.А. Садовский, В.И. Мячкин (ред.). М.: Наука. 1980. 287 с.
- Хаин В.Е., Ломизе М.Г.* Геотектоника с основами геодинамики. М.: Университет. Книжный дом. 2010. 560 с.
- Шевченко В.И., Гусева Т.В., Лукк А.А., Мишин А.В., Прилепин М.Т., Рейлинджер Р.Э., Хамбургер М.У., Шемпелев А.Г., Юнга С.Л.* Современная геодинамика Кавказа (по результатам GPS-измерений и сейсмологическим данным) // *Физика Земли*. 1999. № 9. С. 3–18.
- Шевченко В.И., Гусева Т.В., Лукк А.А., Прилепин М.Т., Стеблов Г.М., Милуков В.К., Миронов А.П., Курраев А.Г., Дробышев В.Н., Хубаев Х.М.* Неплейттектоническая GPS-геодинамика Большого Кавказа. *Материалы XLVIII Тектонического совещания*. Т. 2. М.: Геос. 2016. С. 295–299.
- Шолто В.Н.* Альпийская геодинамика Большого Кавказа. М.: Недра. 1978. 178 с.
- Adamia Sh., Zakariadze G., Chkhotua T., Sadradze N., Tsereteli N., Chabukiani A., Gventsadze A.* Geology of the Caucasus: A Review // *Turkish Journal of Earth Sciences*. 2011. V. 20. P. 489–544. DOI: 10.3906/yer-1005-11
- Ahadov B., Jin S.* Present-day kinematics in the Eastern Mediterranean and Caucasus from dense GPS observations // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2017. V. 268. P. 54–64. DOI: 10.1016/J.PEPI.2017.05.003
- Castle R.O., Simpson R.W.* An early-20th-century uplift in Southern California: associations with seismicity. *Proc. of China-United States Symposium on Crustal Deformation and Earthquakes*. Beijing: Seismological Press. 1988. P. 44–51.
- Dragert H., Lisowski M.* Crustal Deformation Measurements on Vancouver Island, British Columbia: 1976 to 1988 / Vyskocil P., Reigber C., Cross P.A. (eds.). *Global and Regional Geodynamics*. International Association of Geodesy Symposia. NY: Springer. 1990. V. 101. DOI: 10.1007/978-1-4615-7109-4\_28
- El-Fiky G., Kato T., Fujii Y.* Distribution of vertical crustal movement rates in the Tohoku district, Japan, predicted by least-squares collocation // *Journal of Geodesy*. 1997. V. 71. P. 432–442. DOI: 10.1007/s001900050111
- Fujii Y., Xia Sh.* Estimation of distribution of the rates of vertical crustal movements in the Tokai District with the aid of least squares prediction // *Journal of Physics of the Earth*. 1993. V. 41. P. 239–256. DOI: 10.4294/jpe1952.41.239
- Ibarra D.E., Dai J., Gao, Y. et al.* High-elevation Tibetan Plateau before India–Eurasia collision recorded by triple oxygen isotopes // *Nature Geoscience*. 2023. V. 16. P. 810–815. DOI: 10.1038/s41561-023-01243-x
- Ismail-Zadeh A., Adamia S., Chabukiani A., Chelidze T., Cloetingh S., Floyd M., Gorshkov A., Gvishiani A., Ismail-Zadeh T., Kaban M.K., Kadirov F., Karapetyan J., Kangarli T., Kiria J., Koulakov I., Mosar J., Mumladze T., Müller B., Sadradze N., Safarov R., Schilling F., Soloviev A.* Geodynamics, seismicity, and seismic hazards of the Caucasus // *Earth-Science Reviews*. 2020. V. 207. P. 103222. DOI: 10.1016/j.earscirev.2020.103222
- Kaban M., Gvishiani A., Sidorov R., Oshchenko A., Krasno-perov R.* Structure and Density of Sedimentary Basins in the Southern Part of the East-European Platform and Surrounding Area // *Applied Sciences*. 2021. V. 11. № 2. DOI: 10.3390/app11020512
- Kaftan V.* Anomalous land uplifts and seismicity in Caucasus. XXI General Assembly of the EGS. *Annales Geophysicae*. 1996. Suppl. I to V. 11. P. 251.
- Karapetyan J., Sargsyan R., Kazaryan K., Dzeranov B., Dzeboev B., Karapetyan R.* Current state of exploration and actual problems of tectonics, seismology and seismotectonics of Armenia // *Russian Journal of Earth Sciences*. 2020. V. 20. № 2. DOI: 10.2205/2020ES000709

- Loskutov A.A., Shoulmin M.V., Kaftan V.I.* Physical correlation of repeated geodetic measurements // *Journal of Geodynamics*. 1988. V. 10. P. 139–146.
- McClusky S., Balassanian S., Barka A., Demir C., Ergintav S., Georgiev I., Gürkan O., Hamburger M., Hurst K., Kahle H., Kastens K., Kekelidze G., King R., Kotzev V., Lenk O., Mahmoud S., Mishin A., Nadariya M., Ouzounis A., Paradissis D., Peter Y., Prilepin M., Reilinger R., Sanlı I., Seeger H., Tealeb A., Toksöz M.N., Veis G.* Global positioning system constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus // *Journal of Geophysical Research*. 2000. V. 105. № B3. P. 5695–5719. DOI: 10.1029/1999JB000351
- Mescherikov J.A.* Recent crustal movements in seismic regions: Geodetic and geomorphic data // *Tectonophysics*. 1968. V. 6. № 1. P. 29–39.
- Meschersky I.N., Korokina T.P.* Some evidence of recent vertical movements of the Earth's surface in the USSR. Pap. of the XVI-th Gen. Ass. IAG IUGG. Grenoble. Aug. 1975. Moscow. 11 p.
- Philip H., Cisternas A., Gvishiani A., Gorshkov A.* The Caucasus: an actual example of the initial stages of continental collision // *Tectonophysics*. 1989. V. 161. № 1–2. P. 1–21. DOI: 10.1016/0040-1951(89)90297-7
- Plafker G., Ward S.N.* Backarc thrust faulting and tectonic uplift along the Caribbean Sea Coast during the April 22, 1991 Costa Rica earthquake // *Tectonics*. 1992. V. 11. № 4. P. 709–718. <https://doi.org/10.1029/92TC00609>
- Plafker G.* Alaskan earthquake of 1964 and Chilean earthquake of 1960: Implications for arc tectonics // *Journal of Geophysical Research*. 1972. V. 77. № 5. P. 901–925. DOI: 10.1029/JB077i005p00901
- Reilinger R., McClusky S., Souter B., Hamburger M., Prilepin M., Mishin A., Guseva T., Balassanian S.* Preliminary estimates of plate convergence in the Caucasus collision zone from global positioning system measurements // *Geophysical Research Letters*. 1997. V. 24. № 14. P. 1815–1818. DOI: 10.1029/97GL01672
- Reilinger R., McClusky S., Vernant P., Lawrence S., Ergintav S., Cakmak R., Ozener H., Kadirov F., Guliev I., Stepanyan R., Nadariya M., Hahubia G., Mahmoud S., Sakr K., Ar-Rajehi A., Paradissis D., Al-Aydrus A., Prilepin M., Guseva T., Evren E., Dmitrova A., Filikov S.V., Gomez F., Al-Ghazzi R., Karam G.* GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2006. V. 111. № B5. DOI: 10.1029/2005JB004051
- Seno T.* Intermediate-term precursors of great subduction zone earthquakes: An application for predicting the Tokai earthquake // *Earth Planets Space*. 2004. V. 56. P. 621–633.
- Tan O., Taymaz T.* Active tectonics of the Caucasus: Earthquake source mechanisms and rupture histories obtained from inversion of teleseismic body waveforms / Dilek Y., Pavlides S. (eds.). *Postcollisional tectonics and magmatism in the Mediterranean region and Asia* // *Geological Society of America*. 2006. V. 409. P. 531–578. DOI: 10.1130/2006.2409(25)
- Tibaldi A., Tsereteli N., Varazanashvili O., Babayev G., Barth A., Mumladze T., Bonali F.L., Russo E., Kadirov F., Yetirmishli G., Kazimova S.* Active stress field and fault kinematics of the Greater Caucasus // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2020. V. 188. P. 104108. DOI: 10.1016/j.jseae.2019.104108
- Trabant C., Hutko A.R., Bahavar M., Karstens R., Ahern T., Aster R.* Data Products at the IRIS DMC: Stepping Stones for Research and Other Applications // *Seismological Research Letters*. 2012. V. 83. № 5. P. 846–854. DOI: 10.1785/0220120032
- Wu Y., Han J., Yu P.* Features of crustal deformation field of long- and medium-term seismic risk area // *Journal of Earthquake Prediction Research*. 1996. V. 5. P. 277–285.
- Zelenin E.A., Bachmanov D.M., Garipova S.T., Trifonov V.G., Kozhurin A.I.* The Active Faults of Eurasia Database (AFEAD): the ontology and design behind the continental-scale dataset // *Earth System Science Data*. 2022. V. 14. № 10. P. 4489–4503. DOI: 10.5194/essd-14-4489-2022

## Neotectonic Evolution of the Caucasus: Recent Vertical Movements and Mechanism of Crustal Deformation

**V. N. Tatarinov<sup>a,b,\*</sup>, V. I. Kaftan<sup>a</sup>, A. I. Manevich<sup>a,c</sup>, B. A. Dzeboev<sup>a,d</sup>, B. V. Dzeranov<sup>a,d</sup>,  
A. M. Avdonina<sup>a</sup>, I. V. Losev<sup>a,c</sup>, and A. A. Korol'kova<sup>a</sup>**

<sup>a</sup>*Geophysical Center, Russian Academy of Sciences, Moscow, 119296 Russia*

<sup>b</sup>*Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Science, Moscow, 123242 Russia*

<sup>c</sup>*National University of Science and Technology "MISIS," Moscow, 119049 Russia*

<sup>d</sup>*Geophysical Institute, Vladikavkaz Scientific Center, Russian Academy of Sciences, Vladikavkaz, 362002 Russia*

\*e-mail: v.tatarinov@gcras.ru

Received February 14, 2024

revised March 18, 2024

accepted March 22, 2024

**Abstract** – It is generally recognized that the formation of the fold-and-thrust tectonic structures of mobile belts on continents is associated with crushing and narrowing of the Earth's crust as a result of collision of lithospheric plates. The deformation of the Caucasian lithosphere in the neotectonic time is generally consistent with these ideas. However, the block differentiation of the Caucasian lithosphere introduces specific features in the directivity of modern vertical and horizontal movements. In this paper, we analyze vertical movements of the Caucasus estimated by means of high-precision leveling over more than a century and consider their spatial correlation with tectonics, seismicity, stress-strain state, and geophysical fields. A clear relationship indicating the deep tectonic nature of the long-term uplifting of the Caucasus crust is revealed.

Due to the differentiation of the Arabian plate movement, the territory of the Caucasus is divided into provinces that differ from each other in the pattern of modern movements, in the orientation of faults, and in the stress-strain state. The seismic regime in these provinces also has differences in the number of seismic events and focal mechanisms of the earthquakes. We propose a model of the deformation mechanism of the Greater Caucasus, which takes into account the long-term trend of the Caucasus uplifting in the conditions of general shortening of the Earth's crust. The results of the analysis are used as a basis for discussion of a probable mechanism of tectonic evolution of the Greater Caucasus in the neotectonic time, which can be used in the assessment of seismic hazard in the North Caucasus.

*Keywords:* Caucasus, vertical movements, Earth's crust, tectonic evolution, geometric leveling, uplifting, deformations, seismic hazard

## ПОДХОД К ИНТЕРПРЕТАЦИИ ЕСТЕСТВЕННЫХ ИНДИКАТОРОВ СОСТОЯНИЯ КОСМИЧЕСКОЙ ПОГОДЫ ДЛЯ ОЦЕНКИ ЭФФЕКТОВ ЕЕ ВОЗДЕЙСТВИЯ НА ВЫСОКОШИРОТНЫЕ ЭНЕРГОСИСТЕМЫ

© 2024 г. А. В. Воробьев<sup>1,2,\*</sup>, А. Н. Лапин<sup>2</sup>, А. А. Соловьев<sup>1,3</sup>, Г. Р. Воробьева<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Геофизический центр РАН, г. Москва, Россия

<sup>2</sup>Уфимский университет науки и технологий, г. Уфа, Россия

<sup>3</sup>Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

\*E-mail: geomagnet@list.ru

Поступила в редакцию 14.02.2024 г.

После доработки 04.03.2024 г.

Принята к публикации 05.03.2024 г.

Динамичное освоение и развитие Арктической зоны РФ неразрывно связано с необходимостью минимизации техносферных рисков, сопряженных в том числе и с эффектами воздействия космической погоды на системы энергетического оборудования, эксплуатируемые внутри границ аврорального овала. При этом сопутствующий мониторинг параметров космической погоды и вариаций геомагнитного поля в Арктике осуществляется лишь посредством небольшой группы спутников и нескольких десятков магнитных станций, расположенных главным образом на территории США, Канады, северной и центральной Европы. Очевидно, что сложившаяся ситуация практически исключает возможность оперативного диагностирования уровня геоиндуцированных токов (ГИТ) для большей части Арктической зоны РФ, где фактически единственным доступным индикатором состояния космической погоды остаются полярные сияния.

В работе предлагается подход к интерпретации проявления сияний для оценки эффектов воздействия космической погоды на объекты и системы высокоширотной инфраструктуры. Так, на примере подстанции “Выходной” магистральной электрической сети “Северный транзит” показано, что при регистрации полярных сияний на севере, в зените и на юге наиболее вероятный (усредненный по 30 мин) уровень ГИТ составляет 0.08, 0.23 и 0.68 А соответственно. При этом вероятность того, что среднеполучасовой уровень ГИТ превысит 2 А (в случае сияний на севере, в зените и на юге) составляет ~6, ~10 и ~15 % соответственно. В заключение рассматриваются пути модернизации и границы применимости предложенного подхода.

*Ключевые слова:* геоиндуцированные токи, полярные сияния, геомагнитные вариации, космическая погода, высокоширотная инфраструктура, статистический анализ.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0002333724040071>, EDN: FWPOQI

### ВВЕДЕНИЕ

Как известно, наивысшие риски снижения уровня техносферной безопасности, связанные с эффектами воздействия космической погоды на объекты высокоширотной инфраструктуры (сбои систем коротковолновой радиосвязи и железнодорожной автоматики, возникновение дополнительных погрешностей магнитных инклинометров, отказы систем энергетического оборудования, снижение долговечности магистральных трубопроводов вследствие увеличения скорости их коррозии и пр. [Соколова и др., 2019; Птицына и др., 2008; Vorobev et al., 2022; Гвишиани и др., 2017; Soloviev et al., 2022;

Пилипенко, 2021]), определяются в области аврорального овала – пояса интенсивной светимости, создаваемой вторжением в атмосферу электронов из околоземного пространства.

Так, например, магнитная буря 13.03.1989 г. явилась причиной выхода из строя силовых трансформаторов и каскадного отключения (блэкаута) линий электропередачи (ЛЭП) более чем на 9 часов в провинции Квебек (Канада) [Kataoka, Ngwira, 2016]. В объединенной энергосистеме северо-запада России в ноябре 2001 г. вследствие геомагнитной активности (ГМА) дважды имело место одностороннее отключение воздушной ЛЭП (330 кВ)

Оленегорск–Мончегорск со стороны подстанции “Оленегорск”, в результате чего были отключены потребители суммарной мощностью более 70 МВт [Пуляев, 2015; Данилов, 2015]. В октябре 2003 г. аналогичная причина привела к перерыву электроснабжения на 20–50 мин в энергосистеме в Мальме на юге Швеции, а также к “ложному срабатыванию” реле на подстанции “Оленегорск” в самом начале магнитной бури [Radasky et al., 2019]. Из отчета “Zurich Insurance Group” следует, что только в США в результате сбоев электрооборудования в периоды магнитных бурь с 2005 по 2015 гг. страховые выплаты превысили \$ 1.9 млрд [Dobbins, Schriiver, 2015]. В работах [Зеленый, Петрукович, 2015; Канониди и др., 2002; Pilipenko et al., 2023] отмечается, что токовые наводки практически после каждой сильной магнитной бури являются причиной синхронных аномалий в работах сигнальной автоматики северных веток Октябрьской и Северной железных дорог.

Усугубляет проблему и то, что в периоды экстремальной ГМА вследствие смещения аврорального овала в область более низких широт указанные риски становятся актуальными и для энергосистем, эксплуатируемых на средних широтах.

Установленные в работах [Воробьев и др., 2019; Vorobev et al., 2022] взаимосвязи между геомагнитными вариациями (ГМВ) и уровнем ГИТ позволяют осуществлять диагностирование токовых наводок при наличии соответствующих источников геомагнитных данных и с зависящим от их параметров и числа качеством. Так, например, согласно работе [Vorobev et al., 2022] усредненный по 15 мин уровень ГИТ на станции “Vukhodnoy” (VKH) можно оценить из выражения (1) со среднеквадратической ошибкой  $\sim 0.122 \text{ A}^2$ :

$$|J_{\text{VKH}}| = \beta_0 + \beta_1 \left| \frac{dY_{\text{LOZ}}}{dt} \right| + \beta_2 \left| \frac{dY_{\text{IVA}}}{dt} \right| + \beta_3 \left| \frac{dY_{\text{KEV}}}{dt} \right| + \beta_4 \text{IE}, \quad (1)$$

где:  $dY_{\text{LOZ}}/dt$ ,  $dY_{\text{IVA}}/dt$ ,  $dY_{\text{KEV}}/dt$  – переменность восточной составляющей ГМВ, регистрируемых станциями Lovozero (LOZ), Ivalo (IVA) и Kevo (KEV) соответственно; IE – значение IE-индекса;  $\beta_0, \beta_1, \dots, \beta_4$  – регрессионные коэффициенты.

Несмотря на неплохую расчетную точность данного метода, остаются не вполне ясными границы его применимости, в рамках которых представленная зависимость сохраняет

линейный характер. Кроме этого, подход практически малоприменим для регионов, не имеющих плотного покрытия надежными источниками геомагнитных данных, например, п-ов Таймыр, Гыданский п-ов, северные районы Республики Саха (Якутия) и пр.

Наряду с этим определенное представление об актуальном уровне ГИТ возможно получить, опираясь и на спутниковые данные о параметрах солнечного ветра, регистрируемых аппаратами ACE и DSCOVR на квазипериодических орбитах Лиссажу вблизи первой точки Лагранжа (L1) [Wintoft et al., 2015]. Однако в силу разных причин (например, отсутствия спутниковых данных, стабильного Интернет-соединения и др.) эффективность такого подхода при всех его потенциальных преимуществах может оказаться ниже ожидаемой.

Резюмируя, можно заключить, что существующий мониторинг параметров космической погоды и вариаций геомагнитного поля в Арктике ограничивается лишь небольшой группой спутников и несколькими десятками магнитных станций, расположенных преимущественно на территории США, Канады, северной и центральной Европы. Очевидно, что сложившаяся таким образом ситуация практически исключает возможность оперативного и достоверного диагностирования уровня ГИТ для большей части Арктической зоны РФ (АЗРФ), где фактически единственным доступным индикатором состояния космической погоды по-прежнему остаются полярные сияния.

## ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И ИХ ПРЕДВАРИТЕЛЬНАЯ ОБРАБОТКА

В работе в качестве основного источника данных о наличии/отсутствии полярных сияний используется обсерватория “Ловозеро” (LOZ), входящая в состав Полярного геофизического института (ПГИ) и являющаяся практически единственной станцией на территории РФ, непрерывно и в течение долгого времени ведущей наблюдения и регистрацию полярных сияний, вариаций магнитного поля и прочих геофизических эффектов высоких широт, обусловленных процессами в магнитосфере, ионосфере и атмосфере Земли. Данные о сияниях в окрестности обсерватории LOZ (рис. 1) анализировались более чем за 10-летний период (с 10.10.2011 по 31.12.2021 гг.), соответствующий наиболее качественным результатам синхронных наблюдений небосвода и уровня ГИТ в субрегионе, ограниченном  $67.97^\circ \text{ N}$ ,  $35.02^\circ \text{ E}$  (с. Ловозеро, Мурманская область, Россия) и  $68.83^\circ \text{ N}$ ,  $33.08^\circ \text{ E}$

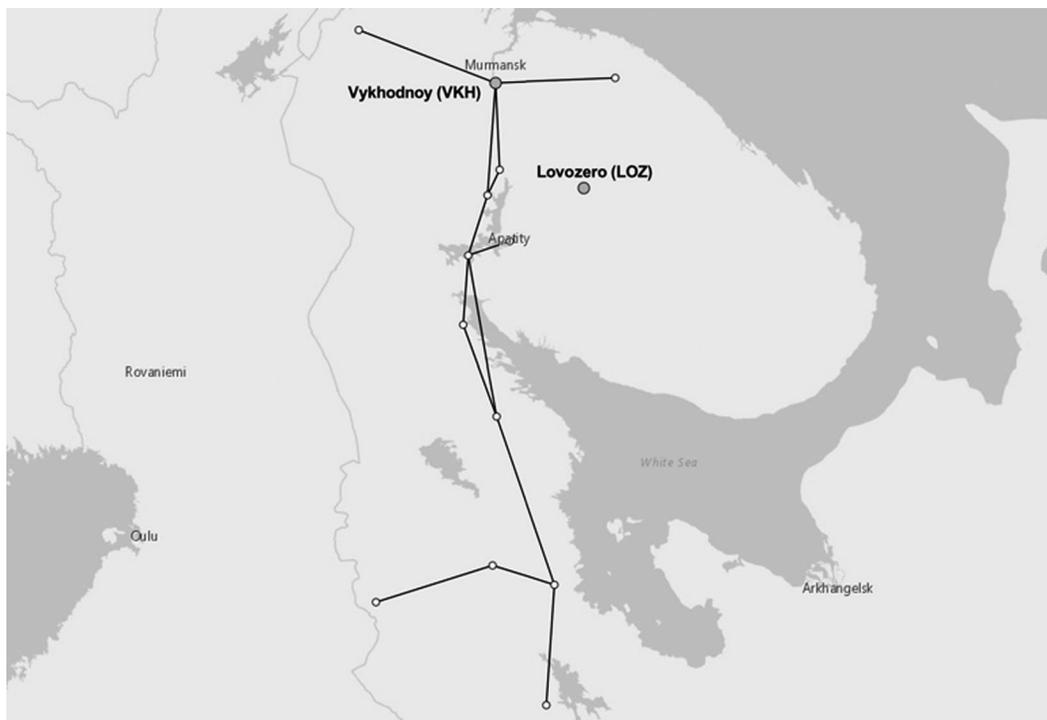


Рис. 1. География магистральной электрической сети “Северный транзит” (сплошная черная линия), обсерватории “Ловозеро” (LOZ) и трансформаторной подстанции “Выходной” (VKH).

(трансформаторная подстанция “Выходной” (VKH), Мурманская область, Россия).

Так, с 2009 г. результаты оптических наблюдений полярных сияний открыто публикуются ПГИ в виде квартальных наборов аскаплов (рис. 2) [Ягодкина и др., 2019], доступных по адресу: [http://pgia.ru/lang/ru/archive\\_pgi](http://pgia.ru/lang/ru/archive_pgi). Однако, как показывает опыт, устоявшийся с 1970-х годов формат представления данных практически неприемлем в задачах интеллектуального анализа больших объемов такого рода информации [Воробьев и др., 2023a]. В этой связи, на основе специально разработанных алгоритмов [Воробьев и др., 2023б], оригинальные аскапловы были конвертированы в соответствующие им электронные таблицы, которые, в свою очередь, синхронизировались со значениями ГИТ, регистрируемыми на станции VKH. Это стало возможным во многом благодаря тому, что в 2011 г. Кольским научным центром РАН (КНЦ РАН) совместно с ПГИ и при содействии Федеральной сетевой компании Единой энергетической системы (ФСК ЕЭС) была создана региональная система мониторинга токов в нейтральных трансформаторов, накопившая значительный массив информации о влиянии ГМА на магистральную электрическую сеть протяженностью свыше 800 км [Varannik et al., 2012]. В результате в 2022 г.

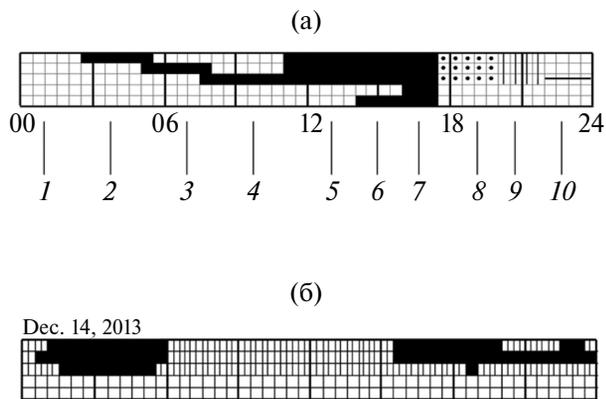
была опубликована база данных измерений ГИТ в нейтральных автотрансформаторов на трех подстанциях (“Выходной”, “Лоухи”, “Кондопога”) 330 кВ магистральной электрической сети “Северный транзит” за период 2011–2022 гг. (Св-во РФ о государственной регистрации базы данных № 2022623220 “Геоиндуктированные токи в магистральной электрической сети “Северный транзит”, <http://gic.en51.ru>) [Селиванов и др., 2023].

Таким образом, в результате оцифровки 1921 аскаплота за 2011–2021 гг. имеем 92 208 эпизодов 30-минутных синхронных наблюдений небосвода в окрестности обсерватории LOZ и уровня ГИТ на станции VKH, представленных в виде таблицы.

$$J_{\text{VKH}n} = \frac{1}{N} \sum_{m=n}^{n+\Delta t_1/\Delta t_2} |J'_{\text{VKH}}|_m, \quad (2)$$

где:  $\Delta t_1$  – шаг дискретизации оптических наблюдений полярных сияний (аскаплов)  $\Delta t_1 = 30$  мин;  $\Delta t_2$  – шаг дискретизации данных по ГИТ  $\Delta t_2 = 0.5$  с;  $J'_{\text{VKH}}$  – оригинальные данные ГИТ, публикуемые ПГИ.

На рис. 3 в качестве примера приведена временная диаграмма синхронной регистрации ГИТ на подстанции VKH и полярных сияний обсерваторией LOZ по состоянию на 14.12.2013 г.



**Рис. 2.** Формат представления данных в виде аскаплота: 1 – сияние не наблюдается; 2 – сияние в северной области; 3 – сияние в зените; 4 – сияние на юге; 5 – сияние в зените, северной и южной областях; 6 – умеренное сияние в зените, кроме этого, свечение присутствует в северной и южной областях; 7 – сильное сияние в зените, кроме этого, свечение присутствует в северной и южной областях; 8 – частичная облачность; 9 – сплошная облачность; 10 – регистрация не проводилась (а); пример аскаплота обсерватории LOZ за 14.12.2013 г. [PGI Geophysical data, 2013] (б).

Как следует из рисунка, периоды наличия/отсутствия сияний соответствуют временным интервалам возникновения значимых вариаций ГИТ. При этом существование сияний в южной части небосвода коррелирует с появлением экстремальных значений ГИТ.

### ИССЛЕДОВАНИЕ СТАТИСТИЧЕСКИХ ВЗАИМОСВЯЗЕЙ МЕЖДУ НАБЛЮДЕНИЕМ ПОЛЯРНЫХ СИЯНИЙ И УРОВНЕМ ГИТ

Как известно, тип и характер распределения случайной величины во многом определяются физическими механизмами изучаемого процесса.

Так, например, в результате наблюдения суммирующего воздействия многих случайных слабо взаимосвязанных величин, каждая из которых вносит малый вклад относительно общей суммы, формируется нормальное распределение; в замкнутой системе энергия ее компонентов распределяется по экспоненциальному закону или закону Лапласа (двойное экспоненциальное распределение); случайный мультипликативный набор из нескольких параметров приводит к логнормальному распределению и т.д. Целесообразно при этом учитывать и наличие тяжелых хвостов распределения, указывающих на то, что дисперсия случайной величины определяется преимущественно редкими интенсивными, а не частыми небольшими отклонениями.

Как следует из рис. 4, характер распределения значений  $J_{\text{ВКН}}$  при одновременном наблюдении сияний в различных областях небосвода наилучшим образом соответствует логнормальному закону (3) [Eckhard et al., 2001]. Это подтверждается результатами теста Колмогорова–Смирнова [Dimitrova, 2020], согласуется с полученными ранее результатами [Воробьев и др. 2019; 2021; Vorobev et al., 2022], а также не противоречит исследованиям, опубликованным ПГИ [Воробьев и др., 2018].

$$\text{PDF}(x,s) = \frac{1}{sx\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{\log^2 x}{2s^2}\right), \quad (3)$$

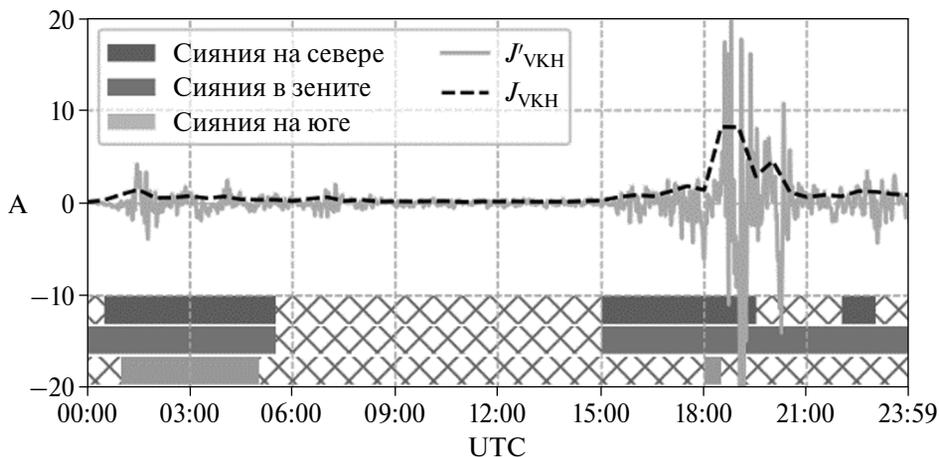
где  $s$  – параметры формы.

Анализ распределения значений ГИТ, представленный на рис. 4, показал, что наиболее вероятный уровень  $J_{\text{ВКН}}$  при наблюдении сияний на севере, в зените и на юге составляет 0.08 А, 0.23 А, и 0.68 А соответственно (рис. 5б), что объясняется расширением аврорального овала в периоды сильной ГМА и предоставляет возможность судить о вероятном уровне

Фрагмент данных синхронного наблюдения полярных сияний и ГИТ после предварительной обработки

№ п/п	UTC	$J_{\text{ВКН}}$ , А	Сияния на севере	Сияния в зените	Сияния на юге
...	...	...	...	...	...
12191	2013-12-14 18:00	1.415	1	1	2
12192	2013-12-14 18:30	8.226	1	1	1
12193	2013-12-14 19:00	8.179	1	1	2
12194	2013-12-14 19:30	2.878	1	1	2
...	...	...	...	...	...

Примечание:  $J_{\text{ВКН}}$  – значение ГИТ, определяемое в соответствии с выражением (2); 0 – сияния отсутствуют; 1 – сияния присутствуют; 2 – облачность.



**Рис. 3.** Сопоставление уровня ГИТ на станции VKH и области наблюдения полярных сияний в окрестности обсерватории LOZ по состоянию на 14.12.2013 г.

индуцированных в высокоширотных ЛЭП токов, как функции от области проявления полярных сияний. Таким образом, как следует из рис. 4, рис. 5, при наблюдении сияний на севере вероятность того, что среднечасовой уровень ГИТ превысит, например, 2 А, составляет ~6%, в то время как при наблюдении сияний в зените и на юге вероятность превышения ГИТ аналогичного уровня составляет ~10% и ~15% соответственно (рис. 5б). Вероятность же того, что  $J_{VKH}$  превысит 10 А в период сияний на юге составляет 0.15, против 0.06 и 0.04% при наблюдении сияний в зените и на севере соответственно.

Эти же физические механизмы ответственны за формирование геометрии хвоста распределения, связанного с частотой возникновения экстремальных ГИТ (рис. 4, рис. 5). Так, например, статистика значений ГИТ при сияниях на юге (рис. 4в) имеет минимальные значения асимметрии и эксцесса, что характеризует наиболее толстый хвост, а следовательно, максимальную частоту возникновения экстремальных ГИТ в эти периоды.

Наряду с этим в периоды наблюдения слабых диффузионных сияний на севере, либо их отсутствия, статистика ГИТ характеризуется наивысшими показателями асимметрии и эксцесса, что указывает на то, что значения  $J_{VKH}$  максимально сконцентрированы в области нижнего диапазона и имеют наименьшую неопределенность (рис. 5а).

Также анализ рис. 4, рис. 5 указывает и на то, что возникновение экстремальных ГИТ практически определяет наличие полярных сияний, однако наблюдение сияний не гарантирует

возникновения экстремальных значений ГИТ, т.е. не является достаточным условием для их появления.

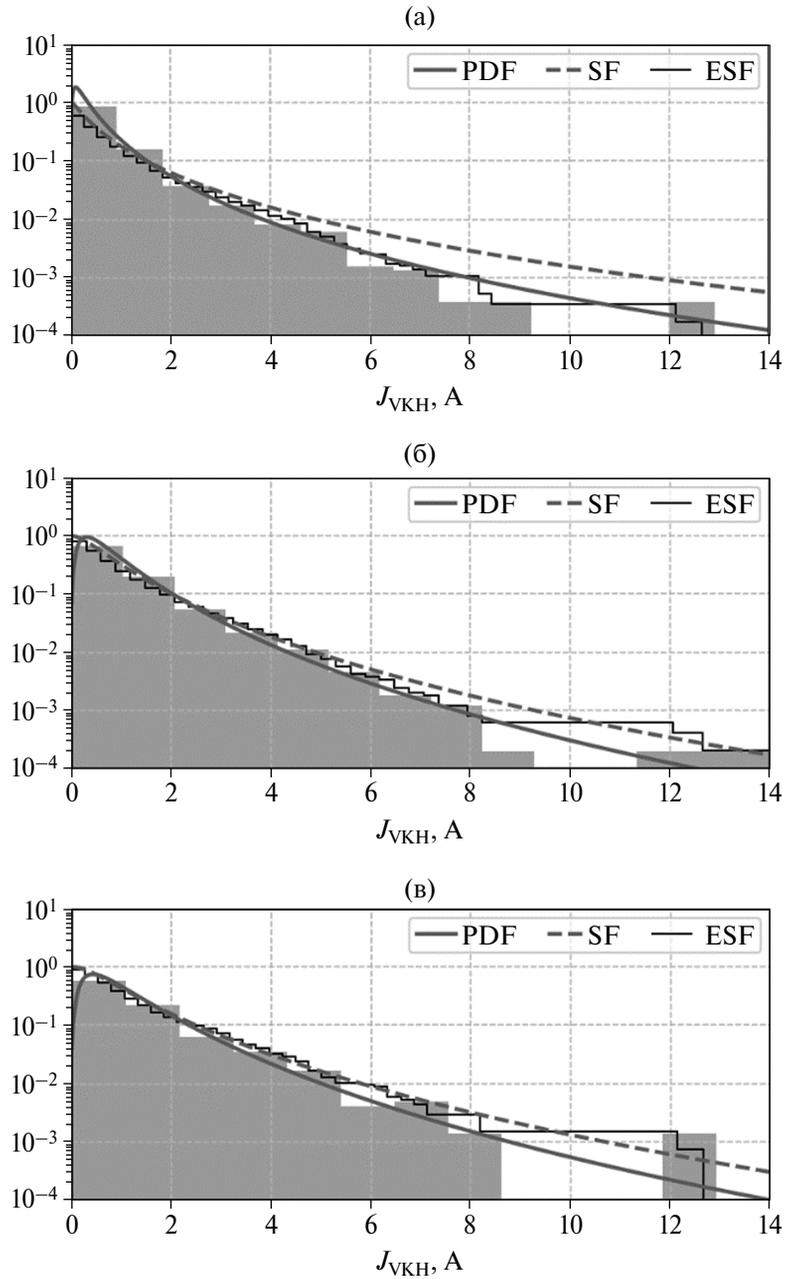
Корреляционный анализ значений  $J_{VKH}$  с областью проявления сияний, в свою очередь, также обнаруживает явную связь между токовыми наводками в высокоширотных энергосистемах и областью наблюдения полярных сияний. При этом в периоды наблюдения сияний в зените коэффициент ранговой корреляции Спирмена определяется на уровне ~0.7, что в 2 раза выше относительно случаев возникновения сияний на севере или юге. Такой результат может указывать на то, что ГИТ нелинейно связаны с уровнем ГМА и сильно зависят от расположения объекта воздействия относительно границ аврорального овала.

### СИНТЕЗ И ВЕРИФИКАЦИЯ ВЕРОЯТНОСТНОЙ МОДЕЛИ ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ ГИТ

Рассмотрим базовый подход к диагностированию уровня ГИТ по данным наблюдений полярных сияний на основе теоремы Байеса:

$$P(A|B) = \frac{P(B|A)P(A)}{P(B)}, \quad (4)$$

где:  $P(A)$  – априорная вероятность гипотезы  $A$  или априорное распределение;  $P(A|B)$  – вероятность гипотезы  $A$  при наступлении события  $B$  (апостериорная вероятность);  $P(B|A)$  – вероятность наступления события  $B$  при истинности гипотезы  $A$ ;  $P(B)$  – полная вероятность наступления события  $B$ , определяемая в соответствии с выражением (5).



**Рис. 4.** Статистика ГИТ при наблюдении сияний на севере (а), в зените (б) и на юге (в). Серая сплошная и пунктирные линии соответствуют функциям плотности вероятности (PDF) и выживаемости (SF) логнормального закона распределения соответственно. Черная сплошная линия – эмпирическая функция выживаемости (ESF).

$$P(B) = \sum_{i=1}^N P(B|A_i)P(A_i), \quad (5)$$

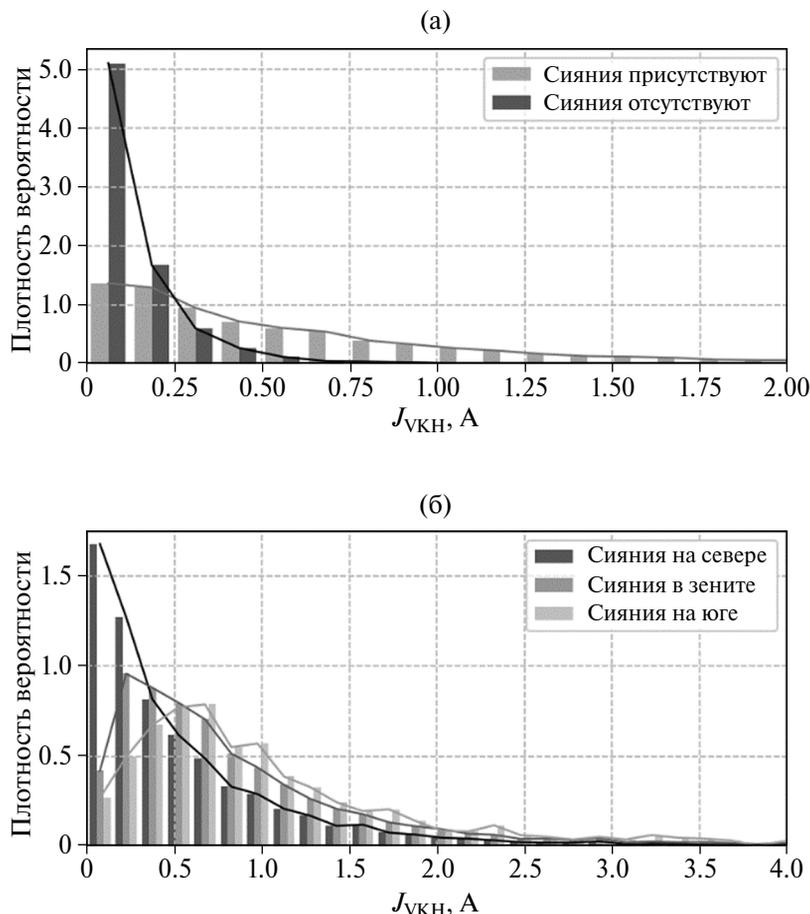
где вероятности под знаком суммы известны или допускают экспериментальную оценку.

Тогда, в контексте решаемой задачи имеем:

$$P(A|B) = \frac{P(B|A)P(A)}{P(B|A)P(A) + P(B|\sim A)P(\sim A)}, \quad (6)$$

где:  $P(A|B)$  – вероятность того, что при наблюдении сияний в заданной области  $J_{VKH} \geq J_0$ , где  $J_0 = \text{const}$  – некоторое заданное значение ГИТ;  $P(B|A)$  – вероятность наблюдения сияний в заданной области при  $J_{VKH} \geq J_0$ ;  $P(A)$  и  $P(\sim A)$  – вероятности того, что  $J_{VKH} \geq J_0$  и  $J_{VKH} < J_0$  соответственно;  $P(B|\sim A)$  – вероятность наблюдения сияний в заданной области при  $J_{VKH} < J_0$ .

Таким образом, апостериорная вероятность того, что при наблюдении сияний на севере



**Рис. 5.** Гистограмма распределения плотности вероятности значений ГИТ при наличии/отсутствии полярных сияний (а) и при их дифференциации по областям небосвода (б). Ширина интервалов гистограммы в данном случае определяется согласно правилу:  $h_n = 3.49sn^{-1/3}$ , где  $n$  – размер выборки,  $s$  – среднеквадратическое отклонение [Scott, 1979] и соответствует  $\sim 0.15$  А.

уровень ГИТ на станции VKH превысит 2 А, составляет 5.78%, в то время как вероятность превышения данного значения при существовании сияний в зените и на юге составляет 10.04 и 14.93% соответственно (рис. 6). В отсутствие же сияний вероятность достижения  $J_{VKH}$  аналогичного уровня не превышает 0.26%, а вероятность превышения 3 А уже практически равна нулю.

Как следует из рис. 6, зависимость вероятности превышения ГИТ уровня  $J_0$  имеет выраженный экспоненциальный характер, зависит от области проявления (относительно объекта воздействия) сияний, и достаточно хорошо (с невязкой, не превышающей  $10^{-8}$  измеряемой величины) может быть аппроксимирована выражением вида:

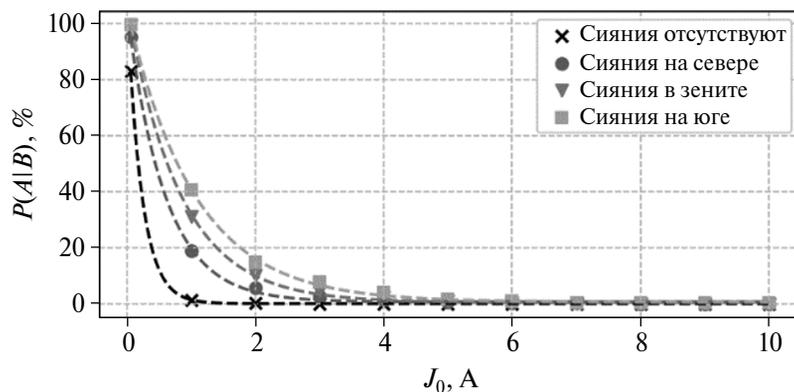
$$P(A|B) \approx P(J_0) = a \cdot \exp(bJ_0) + c, \quad (4)$$

где  $a = 102.87$  для случаев отсутствия сияний,  $a = 102.68, 104.69, 103.60$  для случаев

наблюдения сияний на севере, в зените и на юге соответственно; аналогично:  $b = -4.34, -1.69, -1.21, -0.95$  и  $c = 0.04, 0.68, 0.53, 0.62$  для случаев отсутствия сияний и их наблюдения на севере, в зените и на юге соответственно.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные результаты, по-видимому, указывают на то, что наличие сияний является необходимым, но недостаточным условием существования экстремальных ГИТ. При этом явно прослеживается взаимосвязь между областью наблюдения сияний и значением индуцируемых токов в высокоширотных энергосистемах заданного субрегиона, что при определенных условиях допустимо использовать в качестве естественного индикатора, характеризующего вероятный уровень ГИТ.



**Рис. 6.** Апостериорная вероятность превышения ГИТ на станции ВКН уровня  $J_0$  при одновременном наблюдении сияний в различных областях небосвода. Маркерами отмечены расчетные (эмпирические) значения; пунктирной линией – аппроксимация эмпирических значений выражением (4).

Предварительные исследования также обнаруживают корреляцию уровня ГИТ с интенсивностью свечения и структурой сияний (рис. 7). Так, например, по данным синхронной регистрации состояния небосвода и ГИТ по состоянию на 21.12.2016 г. для периодов отсутствия сияний (12:48 UT) среднeminутный уровень ГИТ составлял 0.1 А, для диффузионных сияний (17:07 UT) – 0.7 А, а для интенсивных сияний типа “дуга” (15:35 UT) и “вихрь” (15:43 UT) – 1.34 А и 13.06 А соответственно.

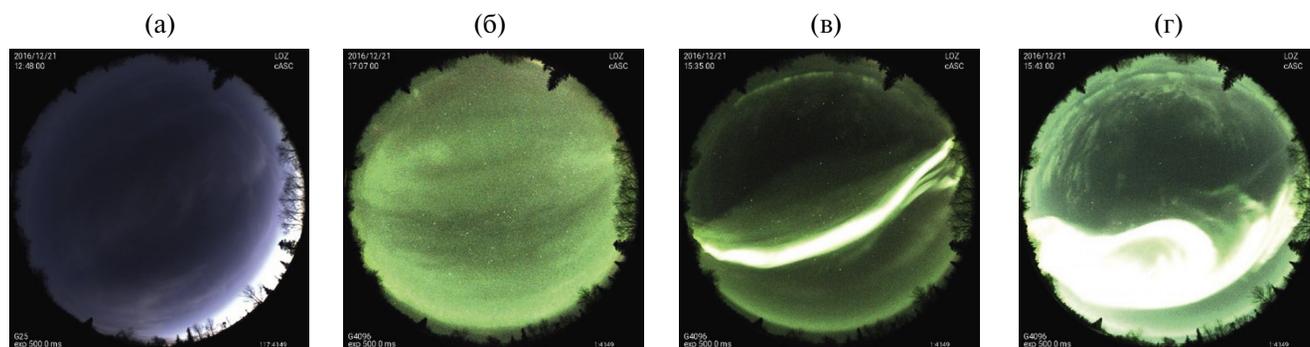
Таким образом, естественно предположить, что оперативная идентификация интенсивности свечения и типа сияний (например, “диффузионные”, “дуга” или “вихрь”) способна значительно повысить эффективность применения естественных индикаторов состояния космической погоды для оценки эффектов ее воздействия на объекты высокоширотной инфраструктуры.

В заключение необходимо отметить, что поскольку в работе использовались преимущественно статистические методы, числовые значения

некоторых полученных здесь результатов являются оценочными и в случае иных экспериментальных данных могут варьироваться, однако соотношения между ними сохраняются.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Несмотря на то, что наивысшие риски снижения уровня техносферной безопасности, связанные с эффектами воздействия космической погоды на энергосистемы, определяются в области аврорального овала, существующие системы мониторинга, призванные оперативно диагностировать экстремальные ГИТ в энергосистемах АЗРФ находятся в зачаточном состоянии и практически малоэффективны. Вследствие этого фактически единственным повсеместно доступным индикатором состояния космической погоды остаются полярные сияния, анализ свойств которых способен снизить общий уровень ситуационной неосведомленности о вероятном уровне токовых наводок.



**Рис. 7.** Состояние небосвода, зарегистрированное All-sky-камерой [Sigernes, 2014] обсерватории LOZ в различное время суток 21.12.2016 г.: (а) – сияния отсутствуют; (б) – диффузионные сияния; (в) – сияния типа “дуга”; (г) – сияния типа “вихрь”.

Проанализировав 1921 аскаплот более чем за 10-летний период наблюдений, включающий 92 208 эпизода 30-минутных наблюдений небосвода в окрестности станции LOZ было показано, что наиболее вероятный уровень ГИТ на станции VKH при регистрации сияний на севере, в зените и на юге составляет 0.08, 0.23, и 0.68 А соответственно. При этом апостериорная вероятность того, что во время сияний на севере  $J_{VKH}$  превысит 2 А составляет 5.78%, в то время как вероятность превышения данного значения при сияниях в зените и на юге составляет 10.04 и 14.93% соответственно. В отсутствие же сияний вероятность достижения  $J_{VKH}$  аналогичного уровня не превышает 0.26%, а вероятность превышения 3 А практически равна нулю.

Также показано, что вероятность превышения ГИТ некоторого определенного значения имеет экспоненциальный характер, явно зависит от области проявления сияний, и может быть аппроксимирована выражением вида  $P(A|B) \approx P(J_0) = a \cdot \exp(bJ_0) + c$ , где  $P(A|B)$  – вероятность превышения ГИТ определенного значения  $J_0$  при наблюдении сияний в заданной области;  $a$ ,  $b$  и  $c$  – коэффициенты, определяемые эмпирическим образом.

Повысить общую эффективность предложенного подхода возможно путем дополнительной идентификации интенсивности свечения и формы наблюдаемых сияний. При этом естественным ограничением применимости предложенного подхода является то, что наземная регистрация сияний на ночном небосводе в высоких широтах возможна лишь до 7 месяцев в год при условии благоприятной метеорологической обстановки.

## БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность Полярному геофизическому институту (ПГИ) за предоставленные данные о наблюдении полярных сияний обсерваторией “Ловозеро”, а также ПГИ и Центру физико-технических проблем энергетики Севера КНЦ РАН, за данные по геоиндуцированным токам, регистрируемым на станции “Выходной”.

Кроме этого, авторы благодарят рецензентов за ряд конструктивных замечаний и предложений, позволивших существенно улучшить качество работы.

## ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено при поддержке Российского научного фонда (проект № 21-77-30010).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Воробьев А.В., Лапин А.Н., Воробьева Г.Р.* Программное обеспечение для автоматизированного распознавания и оцифровки архивных данных оптических наблюдений полярных сияний // Информатика и автоматизация. 2023. № 22(5). С. 1177–1206. <https://doi.org/10.15622/ia.22.5.8>
- Воробьев А.В., Пилипенко В.А.* Подход к восстановлению геомагнитных данных на базе концепции цифровых двойников // Солнечно-земная физика. 2021. Т. 7. № 2. С. 53–62. DOI: 10.12737/szf-72202105
- Воробьев А.В., Пилипенко В.А., Сахаров Я.А., Селиванов В.Н.* Статистические взаимосвязи вариаций геомагнитного поля, аврорального электроджета и геоиндуцированных токов // Солнечно-земная физика. 2019. Т. 5. № 1. С. 48–58. DOI: 10.12737/szf-51201905
- Воробьев А.В., Соловьев А.А., Пилипенко В.А., Воробьева Г.Р., Гайнетдинова А.А., Лапин А.Н., Белуховский В.Б., Ролдугин А.В.* Локальная диагностика наличия полярных сияний на основе интеллектуального анализа геомагнитных данных // Солнечно-земная физика. 2023. № 2. С. 26–34. DOI: <https://doi.org/10.12737/szf-92202303>
- Воробьев В.Г., Сахаров Я.А., Ягодкина О.И. и др.* Геоиндуцированные токи и их связь с положением западной электроструи и границами авроральных высыпаний. Труды Кольского научного центра РАН. 2018. Т. 5. Вып. 4. С. 16–28.
- Гишиани А.Д., Лукьянова Р.Ю.* Оценка влияния геомагнитных возмущений на траекторию наклонно-направленного бурения глубоких скважин в Арктическом регионе. Фундаментальный базис инновационных технологий нефтяной и газовой промышленности. Материалы Всероссийской научной конференции, посвященной 30-летию ИПНГ РАН. 2017. С. 46.
- Данилов Г.А.* Повышение качества функционирования линий электропередачи. Монография. Москва–Берлин. 2015.
- Зеленый Л.М., Петрукович А.А.* Арктика. Космическая погода // Природа. 2015. № 9. С. 31–39.
- Канониди Х.Д., Ораевский В.Н., Белов А.В., Гайдаш С.П., Лобков В.Л.* Сбой в работе железнодорожной автоматики во время геомагнитных бурь. Проблемы прогнозирования чрезвычайных ситуаций: сборник материалов научно-практической конференции. 2002. С. 41–42.
- Пилипенко В.А.* Воздействие космической погоды на наземные технологические системы // Солнечно-земная физика. 2021. Т. 7. № 3. С. 72–110. DOI: 10.12737/szf-73202106

- Птицына Н.Г., Тясто М.И., Касинский В.В., Ляхов Н.Н. Влияние космической погоды на технические системы: сбои железнодорожной аппаратуры во время геомагнитных бурь // Солнечно-земная физика. 2008. № 12–2 (125). С. 360.
- Пуляев В.И., Усачёв Ю.В. Магнитная буря – причина отключения ВЛ 330 кВ // Энергетик. 2002. № 7. С. 18.
- Селиванов В.Н., Аксенович Т.В., Билин В.А., Колобов В.В., Сахаров Я.А. База данных геоиндуцированных токов в магистральной электрической сети “Северный транзит” // Солнечно-земная физика. 2023. Т. 9. № 3. С. 100–110. DOI: 10.12737/szf-93202311
- Соколова О.Н., Сахаров Я.А., Грицутенко С.С., Коровкин Н.В. Алгоритм анализа устойчивости энергосистем к геомагнитным бурям // Изв. РАН. Энергетика. 2019. С. 33–52. DOI: 10.1134/S0002331019050145
- Ягодкина О.И., Воробьев В.Г., Шекунова Е.С. Наблюдения полярных сияний над Кольским полуостровом. Труды Кольского научного центра РАН. 2019. Т. 10. № 8–5. С. 43–55. DOI: 10.25702/KSC.2307-5252.2019.10.8
- Barannik M.B., Danilin A.N., Kat'kalov Yu.V. et al. A system for recording geomagnetically induced currents in neutrals of power autotransformers // Instruments and Experimental Techniques. 2012. V. 55. № 1. P. 110–115. DOI: 10.1134/S0020441211060121
- Dimitrova D.S., Kaishev V.K., Tan S. Computing the Kolmogorov-Smirnov distribution when the underlying CDF is purely discrete, mixed, or continuous // Journal of Statistical Software. 2020. № 95(10). P. 1–42. DOI: 10.18637/jss.v095.i10
- Dobbins R.W., Schriiver K. Electrical Claims and Space Weather Measuring the visible effects of an invisible force June 2015 [Электронный ресурс], режим доступа: <https://static1.squarespace.com/static/57bc8a4a414fb50147550a88/t/57d84e4d1b631b96124f3c69/1473793614089/2015+Zurich-Electrical+Claims+and+Space+Weather.pdf>
- Eckhard L., Werner A. S., Markus A. Log-normal distributions across the sciences: keys and clues: on the charms of statistics, and how mechanical models resembling gambling machines offer a link to a handy way to characterize log-normal distributions, which can provide deeper insight into variability and probability—normal or log-normal: that is the question // BioScience. 2001. V. 51. № 5. P. 341–352. DOI: 10.1641/0006-3568(2001)051[0341:LNDATS]2.0.CO;2
- Kataoka R., Ngwira C. Extreme geomagnetically induced currents // Prog. in Earth and Planet. Sci. № 3. 2016. P. 23.
- PGI Geophysical data. January, February, March 2013 / V. Vorobjev (ed.). Murmansk. Apatity: PGI KSC RAS. 2013.
- Pilipenko V.A., Chernikov A.A., Soloviev A.A., Yagova N.V., Sakharov Ya.A., Kostarev D.V., Kozyreva O.V., Vorobev A.V., Belov A.V. Influence of space weather on the reliability of the transport system functioning at high latitudes // Russian Journal of Earth Sciences. 2023. V. 23. P. ES2008. DOI: 10.2205/2023ES000824
- Radasky W., Emin Z., Adams R. et al. CIGRE TB 780: Understanding of geomagnetic storm environment for high voltage power grids. Technical report. 2019.
- Scott D.W. On optimal and data-based histograms // Biometrika. 1979. V. 66. P. 605–610.
- Sigernes F., Holmen S.E., Biles D. et al. Auroral all-sky camera calibration // Geosci. Instrum. Method. Data Syst. 2014. № 3. P. 241–245. DOI: <https://doi.org/10.5194/gi-3-241-2014>
- Soloviev A.A., Sidorov R.V., Oshchenko A.A. [et al.] On the need for accurate monitoring of the geomagnetic field during directional drilling in the Russian Arctic // Izv. Phys. Solid Earth. 2022. № 58. P. 420–434. DOI: 10.1134/S1069351322020124
- Vorobev A., Soloviev A., Pilipenko V., Vorobeva G., Sakharov Y. An approach to diagnostics of geomagnetically induced currents based on ground magnetometers data // Applied Sciences. 2022. № 12. P. 1522. DOI: 10.3390/app12031522
- Wintoft P., Wik M., Viljanen A. Solar wind driven empirical forecast models of the time derivative of the groundmagnetic field // J. Space Weather Space Clim. 2015. № 5. P. A7. DOI: 10.1051/swsc/2015008

## An Approach to Interpreting Natural Indicators of the State of Space Weather to Assess the Effects of its Impact on High-Latitude Power Systems

A. V. Vorobev<sup>a,b,\*</sup>, A. N. Lapin<sup>b</sup>, A. A. Soloviev<sup>a,c</sup>, G. R. Vorobeva<sup>b</sup>

<sup>a</sup>Geophysical Center of the RAS, Moscow, Russia

<sup>b</sup>Ufa University of Science and Technology, Ufa, Russia

<sup>c</sup>Schmidt Institute of Physics of the Earth of the RAS, Moscow, Russia

\*e-mail: [geomagnet@list.ru](mailto:geomagnet@list.ru)

Received February 14, 2024

revised March 04, 2024

accepted March 05, 2024

**Abstract** – The dynamic exploration and development of the Arctic zone of the Russian Federation is inextricably connected with the need to minimize technospheric risks, including those associated with the space weather effects on power equipment systems operated within the boundaries of the auroral oval. At the same time,

accompanying monitoring of space weather parameters and geomagnetic field variations in the Arctic is carried out only through a group of satellites and several dozen magnetic stations located mainly in the United States, Canada, northern and central Europe. Obviously, the current situation practically excludes the possibility of promptly diagnostics of the level of geinduced currents (GIC) for most of the Arctic zone of the Russian Federation, where in fact the only available indicator of the state of space weather is auroras. In the paper the authors propose an approach to interpreting the manifestation of auroras to assess the effects of space weather on objects and systems of high-latitude infrastructure. Thus, using the example of the “Vykhodnoy” substation of the “Severny Transit” main electrical network, it is shown that when recording auroras in the north, zenith and south, the most probable (averaged over 30 min) GIC level is 0.08, 0.23 and 0.68 A accordingly. In this case, the probability that the average half-hour GIC level will exceed 2 A (in the case of auroras in the north, zenith and south) is  $\sim 6\%$ ,  $\sim 10\%$  and  $\sim 15\%$ , respectively. In conclusion, ways of modernization and the limits of applicability of the proposed approach are considered.

*Keywords:* geinduced currents, auroras, geomagnetic variations, space weather, high-latitude infrastructure, statistical analysis

УДК 551.510.53+550.38+551.21

## О ГЕОМАГНИТНЫХ И ИОНОСФЕРНЫХ ВАРИАЦИЯХ ПОСЛЕ СИЛЬНОГО ИЗВЕРЖЕНИЯ ВУЛКАНА ШИВЕЛУЧ 2023 г.

© 2024 г. С. А. Рябова<sup>1,2, \*</sup>, С. Л. Шалимов<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Институт динамики геосфер имени академика М.А. Садовского РАН, г. Москва, Россия

<sup>2</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

\*E-mail: ryabovasa@mail.ru

Поступила в редакцию 30.11.2023 г.

После доработки 24.01.2024 г.

Принята в печать 25.01.2024 г.

Наземные магнитометры и станции вертикального зондирования ионосферы использованы для регистрации специфических вариаций геомагнитного поля, обусловленных возмущением токовых систем нижней ионосферы, и электронной концентрации верхней ионосферы после сильного вулканического извержения на Камчатке (Россия) 10.04.2023 г. Анализ результатов измерений двух серий эксплозий показал, что воздействие на нижнюю ионосферу осуществляется как посредством сейсмических волн Релея (являющихся источником акустических волн, распространяющихся в ионосферу), так и атмосферных внутренних гравитационных волн, генерируемых эксплозиями. На расстояниях от источника до тысячи километров обнаружена повторяемость картины ионосферных возмущений после каждой из шести вулканических эксплозий. На больших расстояниях в ионосфере четко регистрируются сигналы от акустических волн, обусловленных волнами Релея, а выделение сигналов от атмосферных внутренних волн затруднено из-за влияния возмущений от других внешних источников.

*Ключевые слова:* эксплозия, сейсмическая волна Релея, геомагнитное поле, критическая частота F2-слоя ионосферы, вейвлет-анализ, акустико-гравитационные волны.

**DOI:** <https://doi.org/10.31857/S0002333724040089>, **EDN:** FWMEVW

### ВВЕДЕНИЕ

Исследования воздействия наземных источников высокой энергии, таких как землетрясения, вулканы, тайфуны, цунами, на среду обитания человека, а также внешние геосферы необходимы для определения механизмов этих воздействий с целью минимизации негативных последствий таких воздействий. Во внешних геосферах, таких как атмосфера и ионосфера, реакция на упомянутые источники в настоящее время изучается, в основном, с помощью различных спутниковых систем. Так, по измерениям вариаций полного электронного содержания (ПЭС) (см., например, работы [Куницын и др., 2011; Dautermann et al., 2009]) определяется отклик ионосферы на высокоэнергетические литосферные источники. Между тем, традиционное вертикальное зондирование ионосферы с помощью наземных ионозондов также остается достаточно информативным инструментом исследования. Например, авторы работы [Miyuama et al., 2012] изучали реакцию

ионосферы после 43 землетрясений  $M \geq 8$  с использованием ионограмм станций вертикального зондирования и обнаружили необычные ионограммы (по-видимому, связанные с приходом сейсмических волн Рэлея) для 8 событий из 43. При этом станции с аномальными ионограммами располагались на расстоянии до 6000 км от эпицентра. Следует отметить, что по мере удаления от эпицентра возрастает вероятность вмешательства внешних факторов, которые также могут стать причиной аномальных сигналов. Одним из основных таких факторов являются геомагнитные возмущения, на фоне которых обычно пытаются найти отклик ионосферы на сейсмические события. Поэтому необходимы специальные исследования, чтобы разделить вклады от разных источников. Это замечание касается не только верхней, но и нижней ионосферы, вариации токов в которой часто изучают с помощью магнитометров [Куницын, Шалимов, 2011; Рябова, Шалимов, 2022;

Рябова и др., 2023; Спивак, Рябова, 2020; Спивак и др., 2020; Черногор, 2019; Нао et al., 2013].

В нашей работе с помощью наземных магнитометров и станций вертикального зондирования ионосферы мы анализируем и интерпретируем специфические вариации геомагнитного поля, а также критической частоты слоя F2 ионосферы, приуроченные к сильному вулканическому извержению на Камчатке (Россия) 10.04.2023 г. Особое внимание уделено влиянию геомагнитной возмущенности на регистрацию и происхождение сигналов.

### АКТИВНОСТЬ ВУЛКАНА ШИВЕЛУЧ 10.04.2023 г.

Вулкан Шивелуч ( $56.65^{\circ}$  N  $161.36^{\circ}$  E), один из крупнейших современных андезитовых вулканов Камчатки, расположен на пересечении Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг, на расстоянии 50 км от поселка Ключи Усть-Камчатского района и 450 км от г. Петропавловск-Камчатский [<http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/volc?name=Sheveluch>]. Вулканический массив Шивелуч, занимающий площадь более 1000 км<sup>2</sup> в северной части Центрально-Камчатской депрессии, можно подразделить на Старый Шивелуч, Байдарный отрог, Молодой Шивелуч [Горбач, Портнягин, 2011; Ozerov et al., 2020].

Современная активность вулкана, связанная с эруптивным центром Молодой Шивелуч, характеризуется чередованием мощных плинианских извержений, слабых выбросов пеплово-газовых облаков и эпизодов активного роста экструзивного купола [Гирина, 2006; Shevchenko, 2015]. Масштабы и частота этих извержений делают этот вулкан наиболее активным эксплозивным центром Камчатки [Жаринов и др., 2022].

Самое сильное с 1964 г. извержение вулкана Шивелуч (пелейского типа с индексом эксплозивности VEI-5) произошло 10.04.2023 г. Следует отметить, что поступательный рост активности вулкана Шивелуч наблюдался с 28 марта в виде постоянного выброса горячей лавы на вершину купола, продолжающейся его экструзии, фумарольной активности и пепловых выбросов, с 30 марта по 6 апреля на спутниковых снимках была обнаружена термальная аномалия [<https://volcano.si.edu/showreport.cfm?wvar=GVP.WVAR20230405-300270>].

Согласно данным Института вулканологии и сейсмологии Дальневосточного отделения Российской академии наук (ИВС ДВО РАН) вулкан значительно активизировался в  $\sim 00:54$  LT

11.04.2023 г. ( $\sim 12:54$  UT 10.04.2023 г.) [<https://iz.ru/1496490/2023-04-11/na-kamchatke-slyshny-raskaty-ot-izverzheniia-vulkana-shiveluch>]. По сейсмическим данным Камчатской вулканической станции 10.04.2023 г. с 12:54 до 21:10 UT регистрировались сейсмические события, сопровождавшие пароксизмальную фазу извержения вулкана [<http://volkstat.ru/>]. На снимке со спутника Himawari-9 в 13:20 UT было обнаружено пепловое облако высотой 10 км над уровнем моря и размером  $35 \times 20$  км, дальняя кромка которого находилась на северо-востоке (азимут  $15^{\circ}$ ) от вулкана [[http://d33.infospace.ru/jr\\_d33/materials/2023v20n2/283-291/1683110898.webm](http://d33.infospace.ru/jr_d33/materials/2023v20n2/283-291/1683110898.webm)]. Эруптивное облако развернулось и стало перемещаться на запад–северо-запад от вулкана. Наряду с непрерывным выносом пепла из кратера вулкана и образованием расширяющегося эруптивного облака, время от времени происходили мощные эксплозии. По сейсмическим данным Камчатской вулканической станции и спутника Himawari-9 [<https://satelliteliaisonblog.com/2023/04/12/april-10-volcanic-eruption-in-russia/>] значительные импульсы активности произошли примерно в 14:00 (площадь облака 110 км<sup>2</sup>) и 15:20 UT (площадь облака 826 км<sup>2</sup>).

В 17:44 UT извержение вулкана достигло пика пароксизмальной стадии, на вулкане был зафиксирован пепловый выброс (площадь облака 975 км<sup>2</sup>), высота которого составила до 20 км над уровнем моря. Большое облако пепла протянулось на 340 км к северо–северо-западу и на 240 км к западу–юго-западу от вулкана. В близлежащих населенных пунктах Усть-Камчатского района (Ключи, Майское и Козыревск) начались пеплопады. В 18:46 и 19:14 UT произошли очередные мощные эксплозии пепла, высота которых, согласно спутниковым данным Himawari-9 [[http://d33.infospace.ru/jr\\_d33/materials/2023v20n2/283-291/1681247449.webm](http://d33.infospace.ru/jr_d33/materials/2023v20n2/283-291/1681247449.webm); <https://satelliteliaisonblog.com/2023/04/12/april-10-volcanic-eruption-in-russia/>] и “Арктика-М” № 1 [[http://d33.infospace.ru/jr\\_d33/materials/2023v20n2/283-291/1682090840.webm](http://d33.infospace.ru/jr_d33/materials/2023v20n2/283-291/1682090840.webm)] и по сейсмическим данным Камчатской вулканической станции [<http://volkstat.ru/>] превысила 13–19 км над уровнем моря. В 19:29 UT вулкану Шивелуч присвоен наивысший (красный) код авиационной опасности.

В течение всего извержения мощный циклон, во власти которого находился весь полуостров Камчатка, вытягивал эруптивное облако на запад, поворачивал его на юг, растягивал на север

и направлял на восток от вулкана [Гирина и др., 2023; Малкин и др., 2023].

Эксплозивные события сопровождались выносом большого количества диоксида серы ( $\text{SO}_2$ ). На картах, построенных по данным приборов IASI KA MetOp-B и CriS KA NOAA-20, в районе распространения пеплового облака наблюдалось повышенное содержание диоксида серы ( $\text{SO}_2$ ) [<https://www.meteorf.gov.ru/press/news/32412/>]. В частности, по спутниковым снимкам, полученным в 1:43 UT 11.04.2023 г., было определено в шлейфе содержание диоксида серы около 0.2 Мт.

Анализ радиолокационных изображений со спутников от 15 апреля показал, что основное извержение произошло в результате обрушения лавового купола вулкана в южном направлении и образования на его месте кальдеры размером  $2 \times 2.6$  км. Первоначально процесс обрушения был вызван прорывом купола в его основании и последовавшим за ним извержением в юго-восточном направлении [<https://www.volcanodiscovery.com/shiveluch/news/209281/Shiveluch-volcano-Kamchatka-dramatic-morphological-changes-to-dome-area.html>].

## ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДЫ

При анализе последствий рассматриваемых вулканических событий привлекались данные, полученные в результате инструментальных наблюдений, выполненных в ряде “активных” на период извержения вулкана обсерваторий международной сети INTERMAGNET [<https://www.intermagnet.org/index-eng.php>] (таблица). Использовались цифровые ряды данных с одноминутной дискретизацией.

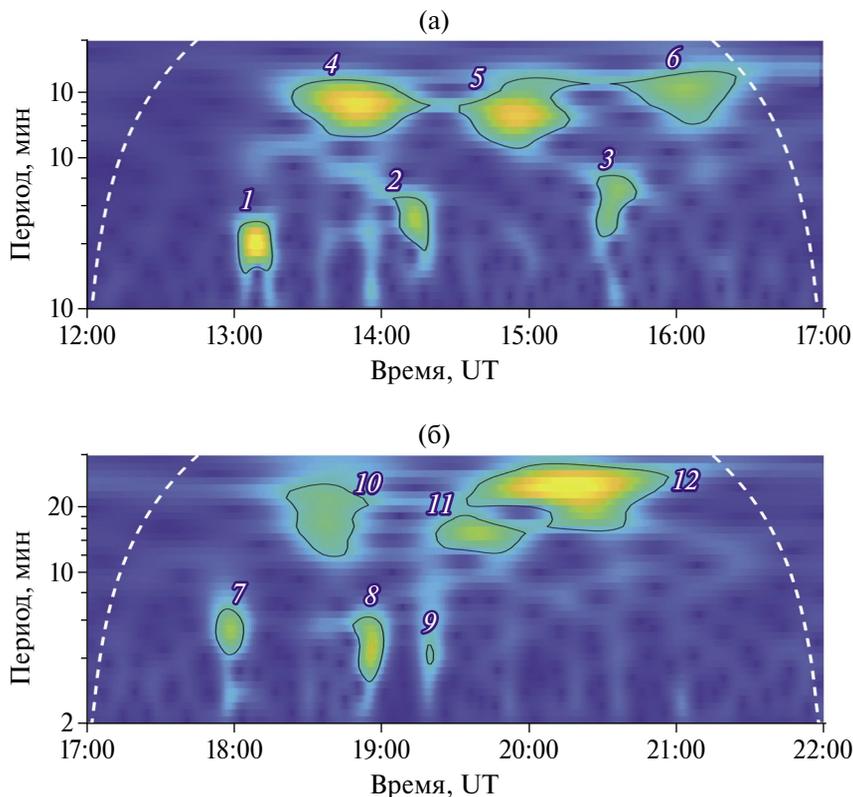
При анализе влияния вулканических извержений на ионосферу в настоящей работе привлекались в виде ионограмм результаты высотного-частотного зондирования на японской станции мониторинга ионосферы Вакканай ( $45.16^\circ$  с.ш.;  $141.75^\circ$  в.д., 1865 км от вулкана Шивелуч), размещенные в свободном доступе на сайте Японского национального института информационных и коммуникационных технологий [<https://wdc.nict.go.jp/IONO/HP2009/ISDJ/index-E.html>]. Кроме того, использовались данные, полученные на ионосферной станции Эрексон, расположенной на острове Шемья ( $52.73^\circ$  с.ш.;  $185.92^\circ$  в.д., 1628 км от вулкана Шивелуч).

При выполнении настоящих исследований нами выполнялось определение критической частоты  $f_0F2$  путем ручной обработки ионограмм с интерпретацией по методике URSI [Руководство ..., 1977]. Следует отметить, что при автоматическом определении параметров ионосферы по ионограммам могут возникать ошибки, причем, что касается критической частоты F2-слоя, то в ряде исследований (см., например, работу [Jiang et al., 2013]) продемонстрировано, что неточность в определении значений может достигать 1–5 МГц. В результате ручной обработки формировались цифровые ряды данных временной вариации критической частоты F2-слоя  $f_0F2$  с дискретизацией 15 мин для ст. Вакканай и цифровой ряд данных временной вариации критической частоты F2-слоя  $f_0F2$  с дискретизацией 7.5 мин для ст. Эрексон.

На первом этапе выполнения настоящих исследований была проанализирована сейсмическая активность (землетрясения) и геомагнитная обстановка в период, включающий время извержения вулкана Шивелуч.

### Пункты геомагнитных наблюдений

Название	Код	Координаты		Расстояние до вулкана Шивелуч, км
		Широта, град.	Долгота, град.	
Магадан	MGD	60.051 с.ш.	150.728 в.д.	725
Мемамбецу	MMB	43.91 с.ш.	144.19 в.д.	1859
Паратунка	PET	52.97 с.ш.	158.25 в.д.	455
Хабаровск	KHB	47.61 с.ш.	134.69 в.д.	2061
Шмидт	CPS	68.878 с.ш.	179.37 з.д.	1660
Шумагин	SHU	55.35 с.ш.	199.54 в.д.	2347



**Рис. 1.** Скалограммы геомагнитных вариаций на ст. Паратунка в период шести эпизодов повышенной активности вулкана Шивелуч с 12:00 по 17:00 UT 10.04.2023 г. (а) и с 17:00 UT по 22:00 10.04.2023 г. (б); здесь и далее: белые пунктирные линии – конус влияния, номера аномалий приведены в поле рисунков.

Анализ данных каталога землетрясений Геологической службы США [<https://www.earthquake.usgs.gov>] показал, что в период с 00:00 UT 10.04.2023 г. по 01:00 UT 11.04.2023 г. не было зарегистрировано ни одного землетрясения магнитудой  $\geq 6.0$ . Наблюдалось всего два землетрясения магнитудой  $> 5.2$  и шесть магнитудой  $\geq 5.0$  и  $< 5.5$ . Все события зарегистрированы на значительном расстоянии от вулкана Шивелуч и пунктов наблюдений (более 6000 км). Непосредственно вблизи вулкана (482 км) было зарегистрировано землетрясение магнитудой 4.0. Удаленные и достаточно слабые землетрясения не могут вызывать значительные вариации в магнитном поле Земли и в полном электронном содержании. В используемых нами данных отклик на землетрясения также не отражался.

Анализ временных вариаций планетарных индексов  $K_p$  и  $a_p$  [<http://www.isgi.unistra.fr>] и локального (Паратунка) индекса  $K(PEF)$  [<http://www.ikir.ru>] показал, что в период до и после извержений вулкана 10.04.2023 г. магнитное поле было умеренно возмущено ( $K_p = 3+$ ,  $a_p = 18$  нТл,  $K(PEF) = 3$ ). Кроме того, был проведен сравнительный анализ вариаций  $B_z$ -компоненты

межпланетного магнитного поля [<https://www.swpc.noaa.gov/products/>] и компонент магнитного поля, зарегистрированных на станциях (табл. 1), расположенных на расстояниях от  $\sim 450$  км (Паратунка) до 2350 км (Шумагин) от места извержения вулкана. В ходе визуально-сопоставительного анализа и оценки вейвлет-когерентности [Grinsted et al., 2004; Maraun, Kurths, 2004] нами было получено, что в период извержения вулкана Шивелуч записи геомагнитных вариаций искажены вариациями магнитного поля, вызванными источниками солнечного происхождения, за исключением восточной горизонтальной компоненты магнитного поля. Такой вывод вполне соответствует данным, полученным при измерениях в низких широтах [Kelley, 1989].

В качестве основного метода исследования геомагнитных вариаций и вариаций критической частоты слоя F2 ионосферы был выбран вейвлет-анализ, показавший, в частности, свою эффективность при анализе геомагнитных вариаций [Adhikari et al., 2017; Riabova, 2022]. Вейвлет-анализ позволяет выявить временные свойства изучаемого сигнала, а также позволяет получить информацию о том, в какой момент

времени появились те или иные компоненты сигнала [Meurer, 1993]. В настоящей работе использовалось непрерывное вейвлет-преобразование [Torrence, Compo, 1998], а в качестве базисного вейвлета использовался вейвлет Морле [Grossmann, Morlet, 1984]. Представление результатов вейвлет-преобразования оформлено в виде скалограмм (локальный спектр энергии) с учетом “краевых” эффектов (конус влияния) [Riabova, 2018].

### ГЕОМАГНИТНЫЙ ОТКЛИК

С целью поиска геомагнитных вариаций, связанных с сейсмическими событиями, и получения информации об их частотном составе в настоящей работе выполнялся спектральный анализ на основе вейвлет-преобразования. Данные настоящей работы свидетельствуют о том, что извержение вулкана Шивелуч 10.04.2023 г. сопровождалось аномальными геомагнитными вариациями.

Данные в виде скалограмм восточной горизонтальной  $B_y$  составляющей геомагнитного поля на ближайшей ст. Паратунка (455 км от вулкана Шивелуч) после извержений 10.04.2023 г., представленные за период  $\sim 1$  ч до и  $\sim 4$  ч после первого начала вулканической активности (рис. 1а) и за  $\sim 1$  ч до и  $\sim 4$  ч после повторной (более мощной) активизации Шивелуча (рис. 1б), свидетельствуют о сложном характере вызванных геомагнитных вариаций. Как видно из рис. 1, скалограммы геомагнитных вариаций характеризуются рядом спектральных гармоник. Первая аномалия 1 с периодом  $\sim 3$ –5 мин появляется спустя  $\sim 8$  мин после начала активности вулкана, а примерно через 7–8 мин после значительных импульсов активности, произошедших приблизительно

в 14:00 и 15:20 UT, наблюдаются аномалии 2 и 3 с периодами  $\sim 3.5$ –6 мин и  $\sim 4$ –8 мин соответственно. Спустя примерно 40 мин после начала первой активности вулкана Шивелуч возникают колебания 4 с периодом  $\sim 12$ –23 мин. В скалограмме, представленной на рис. 1, присутствуют еще две аномалии 5 и 6 с периодами  $\sim 10$ –24 мин и  $\sim 14$ –25 мин, возникающие примерно через 30–40 мин после значительных импульсов активности, наблюдавшихся примерно в 14:00 и 15:20 UT. После повторной (более мощной) вулканической активности также в скалограмме идентифицируются шесть аномалий. Как видно из рис. 1, аномалия 7 с периодом  $\sim 4$ –7 мин появляется спустя  $\sim 8$  мин после начала повторной активности вулкана Шивелуч, а примерно через 7–8 мин после поверхностных событий примерно в 18:46 и 19:14 UT, возможно сопровождавших пепловые выбросы, наблюдаются аномалии 8 и 9 с периодами  $\sim 3$ –6 мин и  $\sim 3.5$ –4.5 мин соответственно. Спустя примерно 30–40 мин после начала повторной активности вулкана возникают колебания 10 с периодом  $\sim 12$ –26 мин. Кроме того, поверхностные события примерно в 18:46 и 19:14 UT также вызывают аномалии в геомагнитном поле (аномалия 11 с периодом  $\sim 12$ –20 мин и аномалия 12 с периодом  $\sim 15$ –33 мин), которые возникают примерно через 30–40 мин после соответствующего события.

Практически такая же картина наблюдается в скалограмме (рис. 2), вычисленной по данным более удаленной ст. Магадан (725 км от вулкана Шивелуч). В геомагнитных вариациях на ст. Магадан возникают аномалии через  $\sim 9$ –10 мин после шести эпизодов повышенной активности вулкана Шивелуч в 12:54, 14:00, 15:20, 17:44, 18:46, 19:14 UT. Соответствующие аномалии имеют следующие периоды: аномалия 1 –  $\sim 3.5$ –6 мин, аномалия 2 – 2.5–4.5 мин, аномалия 3 –  $\sim 3.5$ –6 мин,

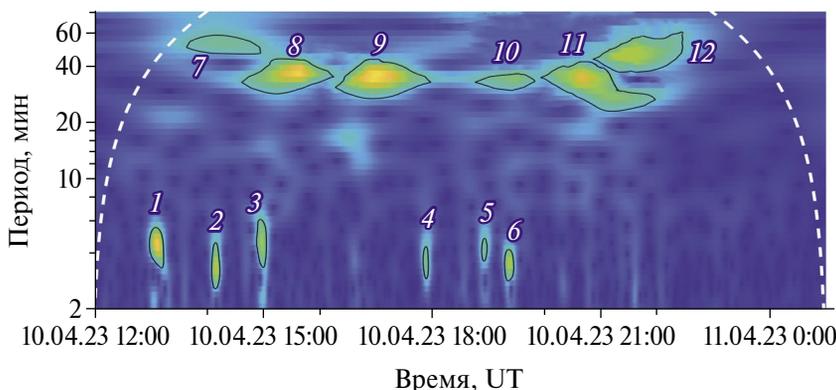


Рис. 2. Скалограммы геомагнитных вариаций на ст. Магадан в период шести эпизодов повышенной активности вулкана Шивелуч с 12:00 UT 10.04.2023 г. по 1:00 UT 11.04.2023 г.

аномалия 4 –  $\sim 3$ –5 мин, аномалия 5 –  $\sim 3.5$ –5 мин, аномалия 6 –  $\sim 3$ –4 мин. Также в скалограмме, представленной на рис. 2, присутствуют аномалии, возникающие примерно через 40–50 мин после шести эпизодов повышенной активности вулкана Шивелуч 10.04.2023 г. Соответствующие аномалии имеют следующие периоды: аномалия 7 –  $\sim 38$ –50 мин, аномалия 8 –  $\sim 27$ –39 мин, аномалия 9 –  $\sim 25$ –40 мин, аномалия 10 –  $\sim 29$ –37 мин, аномалия 11 –  $\sim 20$ –39 мин, аномалия 12 –  $\sim 36$ –52 мин.

Скалограммы восточной горизонтальной  $B_y$  составляющей геомагнитного поля на ст. Шмидт (1660 км от вулкана Шивелуч) и на ст. Мемамбетцу (1859 км от вулкана Шивелуч), приведенные соответственно на рис. 3 и рис. 4, демонстрируют визуальное совпадение картин аномалий в геомагнитном поле. На обеих станциях выделяются восемь аномалий. В геомагнитных вариациях на ст. Шмидт (рис. 3) возникают аномалии через  $\sim 13$ –15 мин после шести эпизодов

повышенной активности вулкана Шивелуч в 12:54, 14:00, 15:20, 17:44, 18:46, 19:14 UT. Соответствующие аномалии имеют следующие периоды: аномалия 1 –  $\sim 4$ –6 мин, аномалия 2 –  $\sim 3$ –5.5 мин, аномалия 3 –  $\sim 4$ –11 мин, аномалия 4 –  $\sim 3$ –5 мин, аномалия 5 –  $\sim 2.5$ –6.5 мин, аномалия 6 –  $\sim 6$ –8 мин. Возникают также продолжительные низкочастотные вариации: аномалия 7 с периодом  $\sim 35$ –95 мин наблюдается с 14:38 по 17:53 UT 10.04.2023 г., аномалия 8 с периодом  $\sim 45$ –120 мин наблюдается с 19:18 UT 10.04.2023 г. по 1:41 UT 11.04.2023 г. На ст. Мемамбетцу также наблюдались короткопериодные и длиннопериодные колебания после извержения вулкана Шивелуч (рис. 4). Короткопериодные аномалии с периодами  $\sim 3$ –5 мин (1),  $\sim 4$ –5.5 мин (2),  $\sim 3$ –6 мин (3),  $\sim 6$ –10 мин (4),  $\sim 9$ –15 мин (5),  $\sim 3.5$ –7 мин (6) возникают через  $\sim 13$ –15 мин после шести эпизодов повышенной активности вулкана Шивелуч. Длиннопериодная аномалия 7 с периодом  $\sim 85$ –145 мин

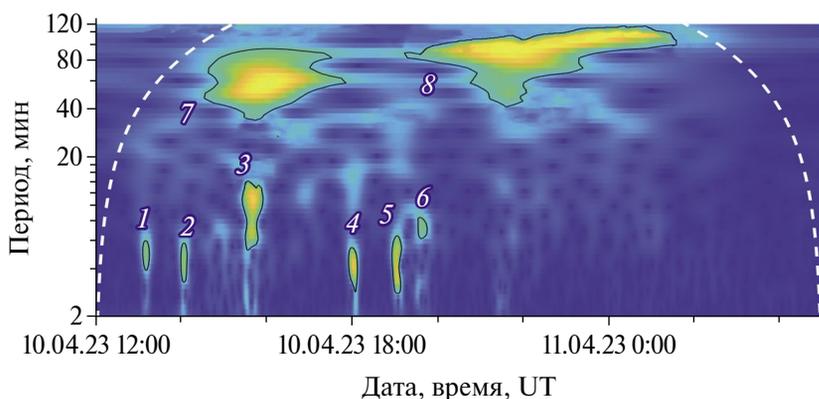


Рис. 3. Скалограммы геомагнитных вариаций на ст. Шмидт в период шести эпизодов повышенной активности вулкана Шивелуч с 12:00 UT 10.04.2023 г. по 5:00 UT 11.04.2023 г.

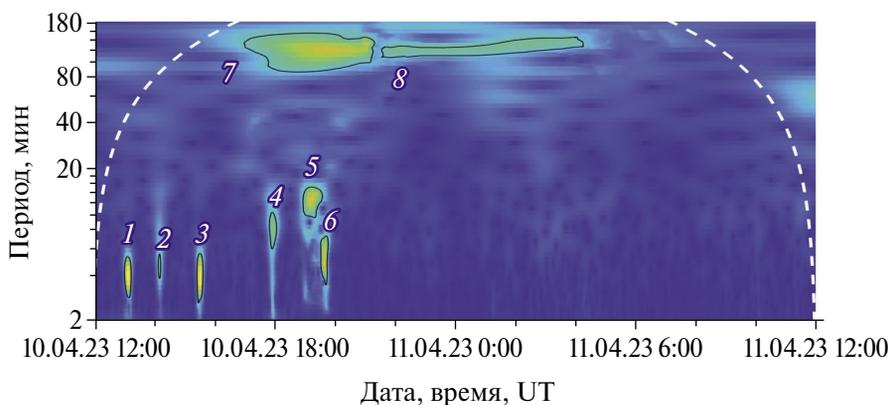


Рис. 4. Скалограммы геомагнитных вариаций на ст. Мемамбетцу в период шести эпизодов повышенной активности вулкана Шивелуч с 12:00 UT 10.04.2023 г. по 12:00 UT 11.04.2023 г.

наблюдается с 14:52 по 17:53 UT 10.04.2023 г., аномалия 8 с периодом ~105–140 мин наблюдается с 20:32 UT 10.04.2023 г. по 4:48 UT 11.04.2023 г.

При выполнении настоящих исследований рассматривается геомагнитный эффект на более удаленных от вулкана Шивелуч станциях: Хабаровск (2061 км) и Шумагин (2347 км). Анализ скалограмм, вычисленных по данным вариаций восточной горизонтальной  $B_y$ , составляющей геомагнитного поля, показал, что на таком расстоянии наблюдаются только короткопериодные геомагнитные аномалии. Скалограммы  $B_y$ , составляющей геомагнитного поля на ст. Хабаровск и на ст. Шумагин после извержений Шивелуч 10.04.2023 г. представлены на рис. 5 и рис. 6 за период ~1 ч до и ~4 ч после первого начала вулканической активности Шивелуча (рис. 5а, 5б) и за ~1 ч до и ~4 ч после повторной (более мощной) активизации вулкана (рис. 6а, 6б). На ст. Хабаровск аномалии возникают через ~16–18 мин после шести эпизодов повышенной активности вулкана и имеют периоды: аномалия 1 – ~3–6.5 мин, аномалия 2 – 2.5–5 мин, аномалия 3 – ~3–7 мин, аномалия 4 – ~3–5 мин, аномалия 5 – ~4–7 мин,

аномалия 6 – ~4–6 мин. На ст. Шумагин аномалии возникают через ~17–19 мин после шести эпизодов повышенной активности вулкана и имеют периоды: аномалия 1 – ~4–7 мин, аномалия 2 – 4.5–10 мин, аномалия 3 – ~5.5–10 мин, аномалия 4 – ~2.5–5.5 мин, аномалия 5 – ~3–6.5 мин, аномалия 6 – ~3–4.5 мин.

### ВАРИАЦИИ КРИТИЧЕСКОЙ ЧАСТОТЫ F2-СЛОЯ ИОНОСФЕРЫ

С целью поиска ионосферного отклика на активность вулкана Шивелуч 10.04.2023 г. были обработаны и проанализированы с помощью спектрального анализа на основе вейвлет-преобразования ионограммы, полученные в ходе высотно-частотного зондирования на станциях Вакканай и Эрексон.

Скалограммы критической частоты  $f_0F2$  на ионосферной станции Эрексон представлены на рис. 7а. Как видно из рис. 7а, примерно в 13:18 UT, т.е. приблизительно через 24 мин после начала вулканической активности Шивелуча наблюдаются аномалии в вариации критической частоты F2-слоя с периодами от менее 15 мин до 20 мин. Следующие активизации

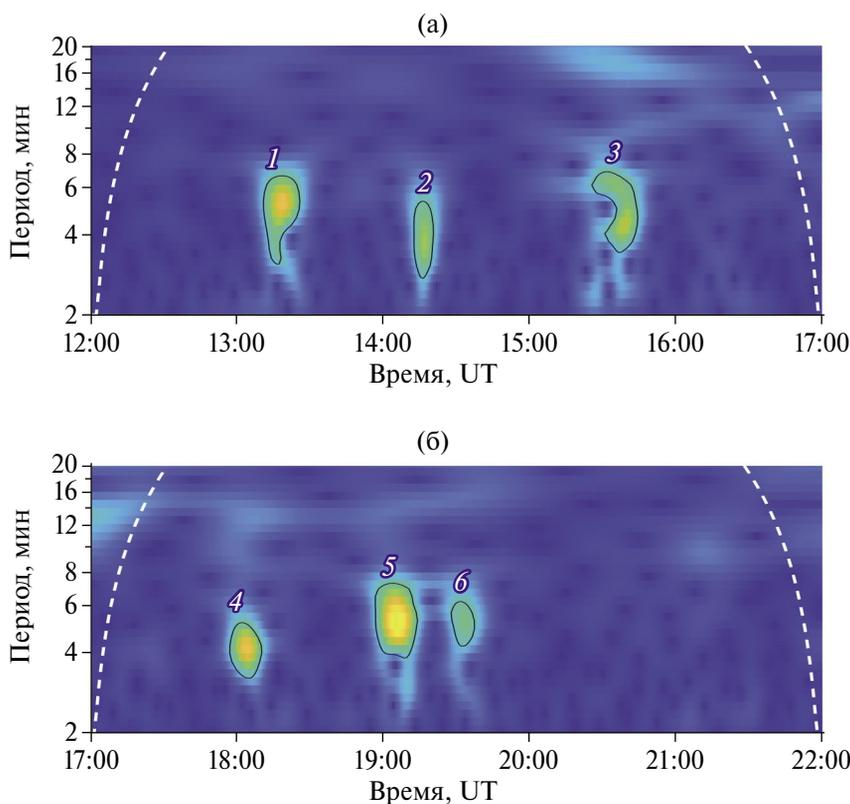
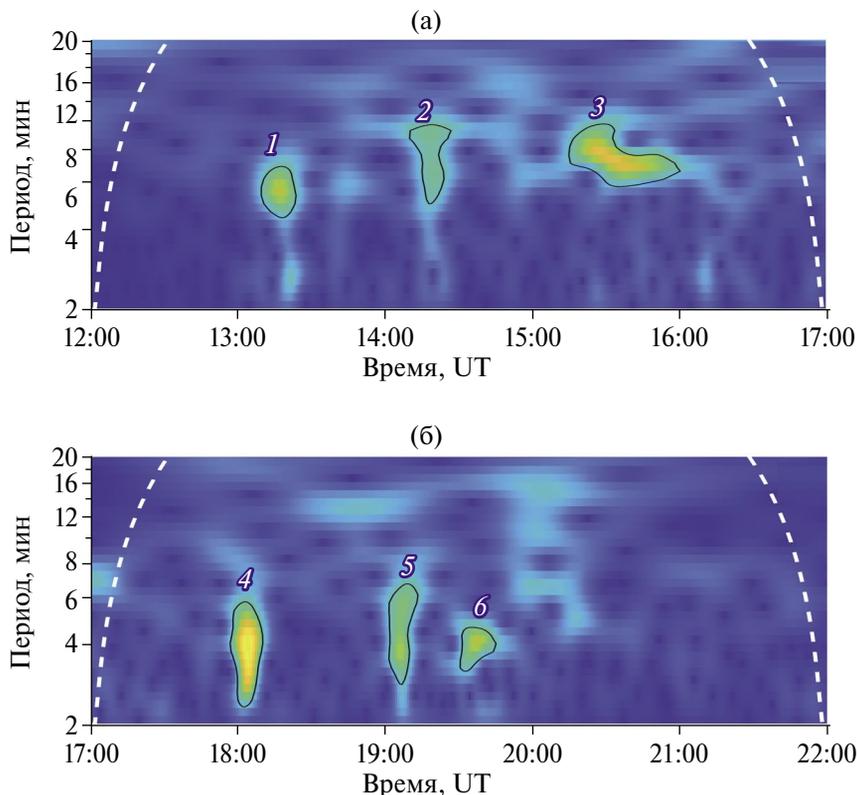


Рис. 5. Скалограммы геомагнитных вариаций на ст. Хабаровск в период шести эпизодов повышенной активности вулкана Шивелуч с 12:00 по 17:00 UT 10.04.2023 г. (а) и с 17:00 по 22:00 UT 10.04.2023 г. (б).



**Рис. 6.** Скалограммы геомагнитных вариаций на ст. Шумагин в период шести эпизодов повышенной активности вулкана Шивелуч с 12:00 по 17:00 UT 10.04.2023 г. (а) и с 17:00 по 22:00 UT 10.04.2023 г. (б).

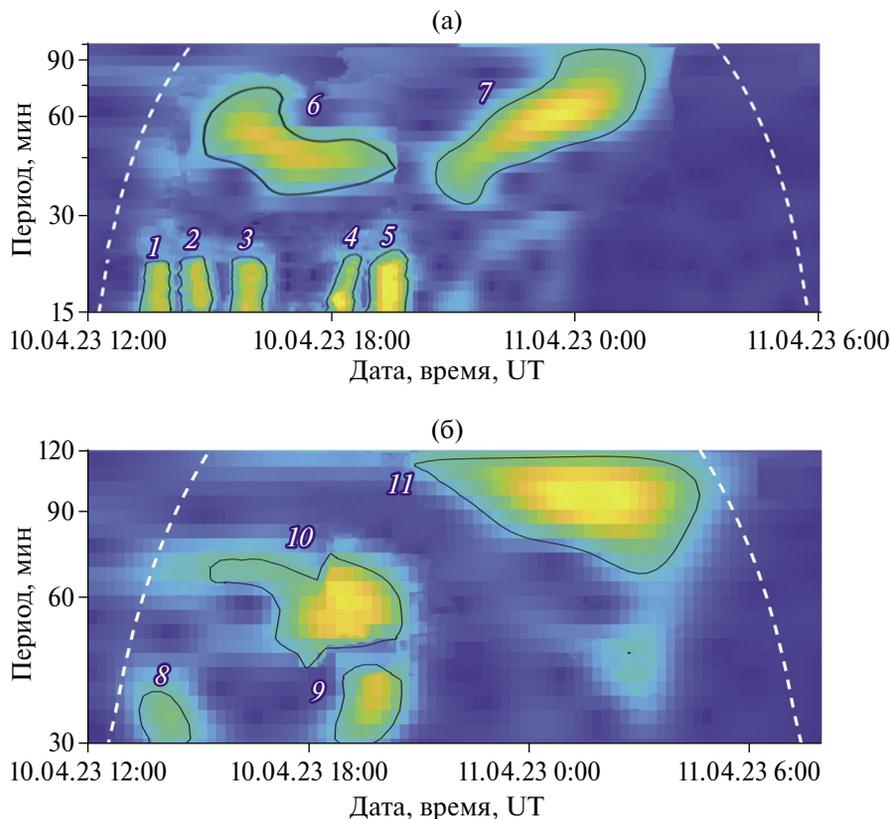
вулкана Шивелуч проявляются в скалограмме с теми же периодами, аномалии в вариациях  $f_0F_2$  возникают через  $\sim 24$ – $25$  мин после соответствующего эпизода активности. Только при шестой активизации, которая близка по времени к пятой, невозможно выделить соответствующую аномалию в скалограмме. Примерно через 2 ч после начала активности вулкана Шивелуч (около 15:00 UT) регистрируется аномалия с большим периодом  $\sim 40$ – $70$  мин. Еще одна аномалия с периодом  $\sim 35$ – $95$  мин наблюдается приблизительно в 20:20 UT (примерно через два с половиной часа после повторной активности вулкана Шивелуч).

На более удаленной станции Вакканай ситуация с вариациями критической частоты F2-слоя ионосферы несколько проще: наблюдаются четыре аномалии. Данные рис. 76 свидетельствуют о том, что в период приблизительно с 13:20 UT (приблизительно через 26 мин после начала активности вулкана Шивелуч) до 15:00 UT было зарегистрировано возникновение вариации (8) критической частоты F2-слоя ионосферы с периодом  $\sim 30$ – $40$  мин. Повторная активизация также проявляется в скалограмме в 18:20 UT (приблизительно через 26 мин после начала повторной

активности вулкана Шивелуч) вариацией (9) критической частоты F2-слоя ионосферы с периодом  $\sim 30$ – $40$  мин. Возникают также две более длиннопериодные аномалии: 10 с периодом  $\sim 45$ – $75$  мин около 15:00 UT (приблизительно через 2 ч после начала активности вулкана Шивелуч) и 11 с периодом  $\sim 60$ – $120$  мин около 21:00 UT (приблизительно через 3 ч после начала повторной активности вулкана Шивелуч).

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Извержения вулканов, сопровождаемые пепловыми выбросами, свидетельствуют об импульсном выделении энергии. В этом случае вулкан можно уподобить точечному импульсному источнику (как и землетрясение или взрыв), в результате действия которого можно ожидать генерации атмосферных акустико-гравитационных волн (АГВ), и рассматривать такое извержение как моделирование точечного литосферного источника. Кроме того, сейсмические события, как известно, являются источником сейсмических поверхностных волн Релея, которые, в свою очередь, способны генерировать акустические волны, распространяющиеся на



**Рис. 7.** Скалограммы вариаций критической частоты F2-слоя ионосферы по данным зондирования на ст. Эрексон в период шести эпизодов повышенной активности вулкана Шивелуч с 12:00 UT 10.04.2023 г. по 6:00 UT 11.04.2023 г. (а) и на ст. Вакканай в период шести эпизодов повышенной активности вулкана Шивелуч с 12:00 UT 10.04.2023 г. по 8:00 UT 11.04.2023 г. (б).

ионосферные высоты (см., например, [Шалимов, 2018]).

Рассмотрим сначала появление сигналов в нижней ионосфере, отклик на которые может быть зарегистрирован магнитометрами (см., например, работу [Куницын, Шалимов, 2011]), фиксирующими вариации ионосферных токов. Как было отмечено при описании геомагнитных откликов (см. также рис. 1–рис. 6), их можно разделить на две группы: первая группа сигналов после активизации источника регистрируется магнитометрами заметно быстрее второй, причем сигналы первой группы имеют периоды существенно меньше, чем у второй группы. Активизация вулкана имела место в 12:54, 14:00, 15:20, 17:44, 18:46, и 19:14 UT. При этом систематическая регистрация сигналов первой группы в подионосферных точках с периодами в основном в акустическом диапазоне происходила на всех шести рассматриваемых станциях в полном соответствии с предположением о приходе сейсмической волны Релея (скорость волны  $\sim 3$  км/с) на станцию с учетом существенно различных расстояний от источника.

Вторая группа регистрируемых сигналов имеет в основном периоды в диапазоне атмосферных внутренних волн. Эти волны с периодами  $\sim 10$ – $20$  и  $\sim 25$ – $35$  мин появляются через 30–40 и 40–50 мин на ближайших к источнику ст. Паратунка и Магадан соответственно. Источником волн в данном случае могут быть пепловые эксплозии. Этим же волнам соответствуют скорости распространения сигналов в диапазоне 150–300 м/с. Наконец, можно оценить предполагаемые периоды сигналов, если считать их обусловленными внутренними волнами. Действительно, используя для оценок формулу  $T = T_g L / h$ , где:  $T_g$  – период Брента–Вяйсяля;  $L$ ,  $h$  – расстояние от источника и высота регистрации сигнала; и подставляя  $L = 450$  км,  $h = 110$  км, находим  $T \approx 20.5$  мин для сигналов на ст. Паратунка и  $T \approx 33$  мин – на ст. Магадан при  $L = 725$  км, что соответствует периодам, показанным на скалограммах (см. рис. 1 и рис. 2).

На дальних станциях (Шмидт, Мемамбецу, Хабаровск, Шумагин) трудно ожидать прямого распространения ВГВ непосредственно от вулкана в нижнюю ионосферу. Однако на первых

двух из дальних станций были зарегистрированы возмущения ионосферных токов с периодами 40–120 и 80–140 мин соответственно, принадлежащие диапазону ВГВ, которые, как можно оценить, могли распространяться со скоростями 200–300 м/с от вулкана. Применяя приведенную выше оценочную формулу для периода ВГВ, в данном случае нетрудно видеть, что получаемые периоды  $\sim 75$  мин и  $\sim 85$  мин (соответственно для станций Шмидт и Мемамбецу) близки к зарегистрированным. Поэтому можно было бы думать, что ВГВ генерировались непосредственно в моменты активизаций вулкана. Следует, однако, отметить, что над полуостровом Камчатка в это время был активен циклон [Гирина и др., 2023; Малкин и др., 2023], который также мог стать источником этих длиннопериодных возмущений (см., например, работу [Ясюкевич и др., 2013]). Однако разделить вклады вулканических извержений и циклона не представляется возможным.

Наблюдаемые посредством ионосферного зондирования вариации критической частоты слоя F2, как и в случае вариаций токовых систем в нижней ионосфере, можно разделить на две группы: коротко- и длиннопериодные. Отметим, что акустические (короткопериодные) сигналы на высотах верхней ионосферы (вблизи максимума слоя F) имеют характерные периоды в диапазоне 13–15 мин. Поэтому можно считать, что все аномалии в этом спектральном диапазоне (см. рис. 7а) обусловлены приходом сейсмической волны Релея на станцию после соответствующих активизаций вулкана. Как уже отмечено в разделе “Геомагнитный отклик”, зарегистрированные нами сигналы свидетельствуют о приходе сейсмических волн Релея с периодами около 5 мин. Акустические волны, генерируемые волной Релея с такими периодами, на высотах F-слоя ионосферы попадут в диапазон 13–15 мин.

В свою очередь, длиннопериодные аномальные возмущения, наблюдаемые на ст. Эрексон ( $\sim 40$ – $70$  и  $\sim 35$ – $95$  мин) и ст. Вакканай (40–75 и 60–120 мин) могут быть обусловлены ВГВ, генерируемыми вулканом или циклоном (как и в рассмотренном выше случае геомагнитных вариаций).

Наконец, остановимся еще на двух аномальных возмущениях с периодами 30–40 мин, наблюдаемых в вариациях критической частоты слоя F только на ст. Вакканай. В обоих случаях сигналы возникают после эксплозий и приблизительно через 26 мин после них. При этом зарегистрированные возмущения были достаточно

продолжительными по времени (длительностью приблизительно 1 ч). Время их появления соответствует распространению после эксплозий волны Релея, которая генерирует акустические волны. Однако 15-минутный режим зондирования на рассматриваемой станции не позволил выделить приход в ионосферу акустического сигнала (с периодом 13–15 мин на высотах слоя F), так что результат применения вейвлет-анализа показал только 30–40 минутный сигнал.

Таким образом, на основе данных наземных магнитометров и ионосферного зондирования проанализированы возмущения в нижней ионосфере и в области максимума ионосферного F2-слоя в период извержения вулкана Шивелуч в апреле 2023 г. В качестве характеристик отклика ионосферы на это событие изучены наземные вариации магнитного поля и критической частоты  $f_0F2$  слоя F ионосферы. Анализ результатов измерений показал, что воздействие на ионосферу осуществляется посредством сейсмических волн Релея (являющихся источником акустических волн, распространяющихся в ионосферу) и атмосферных внутренних гравитационных волн, генерируемых вулканической активностью. Этот вывод основан на повторяемости картины ионосферных возмущений после каждой из шести вулканических эксплозий.

## ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Экспериментальные исследования выполнены в рамках государственного задания ИДГ РАН № 1220329000185-5 “Проявление процессов природного и техногенного происхождения в геофизических полях”, интерпретация результатов выполнена в рамках государственного задания ИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Гирина О.А., Демянчук Ю.В., Мельников Д.В., Ушаков С.В., Овсянников А.А., Соколенко А.В. Пароксизмальная фаза извержения вулкана Молодой Шивелуч, Камчатка, 27 февраля 2005 г. (предварительное сообщение) // Вулканология и сейсмология. 2006. № 1. С. 16–23.
- Гирина О.А., Лупян Е.А., Хорват А., Мельников Д.В., Маневич А.Г., Нурждаев А.А., Бриль А.А., Озеров А.Ю., Крамарева Л.С., Сорокин А.А. Анализ развития пароксизмального извержения вулкана Шивелуч 10–13 апреля 2023 года на основе данных различных спутниковых систем // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2023. Т. 20. № 2. С. 283–291.

- Горбач Н.В., Портнягин М.В. Геологическое строение и петрология лавового комплекса вулкана Молодой Шивелуч, Камчатка // *Петрология*. 2011. Т. 19. № 2. С. 140–172.
- Жаринов Н.А., Демянчук Ю.В., Борисов И.А. О продолжении нового эруптивного цикла вулкана Шивелуч в 2001–2021 гг., Камчатка // *Вулканология и сейсмология*. 2022. № 3. С. 3–11.
- Куницын В.Е., Нестеров И.А., Шалимов С.Л. Мегаземлетрясение в Японии 11 марта 2011 г.: регистрация ионосферных возмущений по данным GPS // *Письма в ЖЭТФ*. 2011. Т. 94. № 8. С. 657–661.
- Куницын В.Е., Шалимов С.Л. Ультранизкочастотные вариации магнитного поля при распространении в ионосфере акустико-гравитационных волн // *Вестник МГУ. Сер. 3. Физика. Астрономия*. 2011. № 5. С. 75–78.
- Малкин Е.И., Чернева В.И., Махлай Д.О., Чернева Н.В., Акбашев Р.Р., Санников Д.В. Дистанционные методы наблюдений за извержениями вулканов Шивелуч и Безымянный // *Вестник КРАУНЦ. Физико-математические науки*. 2023. Т. 43. № 2. С. 141–165.
- Руководство URSI по интерпретации и обработке ионограмм / П.В. Медникова (ред.). М.: Наука. 1977. 342 с.
- Рябова С.А., Ольшанская Е.В., Шалимов С.Л. Отклик нижней и верхней ионосферы на землетрясения в Турции 06.02.2023 г. // *Физика Земли*. 2023. № 6. С. 153–162. DOI: 10.31857/S0002333723060182
- Рябова С.А., Шалимов С.Л. О геомагнитных вариациях, наблюдаемых на поверхности Земли и приуроченных к сильным землетрясениям // *Физика Земли*. 2022. № 4. С. 30–45. DOI: 10.31857/S0002333722040081
- Спивак А.А., Рыбнов Ю.С., Рябова С.А., Соловьев С.П., Харламов В.А. Акустический, магнитный и электрические эффекты извержения вулкана Стромболи (Италия) в июле–августе 2019 г. // *Физика Земли*. 2020. № 5. С. 117–130. DOI: 10.31857/S0002333720050129
- Спивак А.А., Рябова С.А. Магнитный и электрические эффекты эксплозивной стадии извержения вулкана Стромболи (03.07.2019 г., Италия) // *Докл. РАН. Науки о Земле*. 2020. Т. 493. № 1. С. 54–57. DOI: 10.31857/S2686739720070191
- Черногор Л.Ф. Геомагнитные возмущения, сопровождавшие великое японское землетрясение 11 марта 2011 г. // *Геомагнетизм и аэрономия*. 2019. Т. 59. № 1. С. 69–82.
- Шалимов С.Л. Атмосферные волны в плазме ионосферы. М.: ИФЗ РАН. 2018. 390 с.
- Ясюкевич Ю.В., Едемский И.К., Перевалова Н.П., Полякова А.С. Отклик ионосферы на гелио- и геофизические возмущающие факторы по данным GPS. Иркутск: ИГУ. 2013. 160 с.
- Adhikari B., Khatiwada R., Chapagain N.P. Analysis of geomagnetic storms using wavelet transforms // *Journal of Nepal Physical Society*. 2017. V. 4. № 1. P. 119–124.
- Dautermann T., Calais E., Mattioli G.S. Global Positioning System detection and energy estimation of the ionospheric wave caused by the 13 July 2003 explosion of the Soufriere Hills Volcano, Montserrat // *Journal of Geophysical Research. Solid Earth*. 2009. V. 114. № B02. DOI: 10.1029/2008JB005722
- Grinsted A., Moor J.C., Jevrejeva S. Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical timeseries // *Nonlinear Processes in Geophysics*. 2004. V. 11. P. 561–566.
- Grossmann A., Morlet J. Decomposition of Hardy functions into square integrable wavelets of constant shape // *SIAM Journal on Mathematical Analysis*. 1984. V. 15. № 4. P. 723–736.
- Hao Y.Q., Xiao Z., Zhang D.H. Teleseismic magnetic effects (TMDs) of 2011 Tohoku earthquake // *Journal of Geophysical Research. Space Physics*. 2013. V. 118. № 6. P. 3914–3923. DOI: 10.1002/jgra.50326
- Jiang C., Yang G., Zhao Z., Zhang Y., Zhu P., Sun H. An automatic scaling technique for obtaining F2 parameters and F1 critical frequency from vertical incidence ionograms // *Radio Science*. 2013. V. 48. P. 739–751.
- Kelley M.C. The Earth's ionosphere: Plasma physics and electrodynamics. San Diego, California: Academic Press, Inc. 1989. 487 p.
- Maraun D., Kurths J. Cross wavelet analysis: significance testing and pitfalls // *Nonlinear Processes in Geophysics*. 2004. V. 11. P. 505–514.
- Maruyama T., Tsugawa T., Kato H., Ishii M., Nishioka M. Rayleigh wave signature in ionograms induced by strong earthquakes // *Journal of Geophysical Research. Space Physics*. 2012. V. 117. №3 A8. DOI: 10.1029/2012JA017952
- Meyer Y. Wavelets: Algorithms and applications. Philadelphia: Society for Industrial and Applied Mathematics. 1993. 134 p.
- Ozerov A.Yu., Girina O.A., Zharinov N.A., Belousov A.B., Demyanchuk Yu.V. Eruptions in the northern group of volcanoes, in Kamchatka, during the early 21st century // *Journal of Volcanology and Seismology*. 2020. V. 14. P. 1–17. DOI: 10.1134/S0742046320010054
- Riabova S. Application of wavelet analysis to the analysis of geomagnetic field variations // *Journal of Physics Conference Series*. 2018. V. 1141. DOI: 10.1088/1742-6596/1141/1/012146
- Riabova S.A. Study of the multifractality of geomagnetic variations at the Belsk Observatory // *Doklady Earth Sciences*. 2022. V. 507. № 2. P. 299–303. DOI: 10.1134/S1028334X22700489
- Shevchenko A.V., Dvigalo V.N., Svirid I.Yu. Airborne photogrammetry and geomorphological analysis of the 2001–2012 exogenous dome growth at Molodoy Shiveluch Volcano, Kamchatka // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2015. V. 304. P. 94–107. DOI: 10.1016/j.jvolgeores.2015.08.013
- Torrence C., Compo G.P. A practical guide to wavelet analysis // *Bulletin of the American Meteorological Society*. 1998. V. 79. P. 605–618.

## On Geomagnetic and Ionospheric Variations after the Strong Eruption of Shiveluch Volcano 2023

S. A. Riabova<sup>a,b, \*</sup> and S. L. Shalimov<sup>b</sup>

<sup>a</sup>*Sadovsky Institute of Geosphere Dynamics, Russian Academy of Sciences, Moscow, 119334 Russia*

<sup>b</sup>*Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123242 Russia*

*\*e-mail: ryabovasa@mail.ru*

Received November 30, 2023

revised January 24, 2024

accepted January 25, 2024

**Abstract** – Ground-based magnetometers and vertical ionospheric sounding stations were used to record specific variations in the geomagnetic field caused by disturbances in the current systems of the lower ionosphere and the electron density of the upper ionosphere after a strong volcanic eruption in Kamchatka (Russia) on April 10, 2023. Analysis of the measurement results of two series of explosions showed that the impact on the lower ionosphere is carried out through both seismic Rayleigh waves (which are a source of acoustic waves propagating into the ionosphere), and atmospheric internal gravity waves generated by explosions. At distances from the source of up to a thousand kilometers, a repeatability of the pattern of ionospheric disturbances was discovered after each of the six volcanic explosions. At larger distances in the ionosphere, signals from acoustic waves caused by Rayleigh waves are clearly recorded, and isolating signals from atmospheric internal waves is difficult due to the influence of disturbances from other external sources.

*Keywords:* geomagnetic field, critical frequency of the ionospheric F2 layer, variation, explosion, cyclone, wavelet analysis

УДК 550.384

## МАГНИТНАЯ СТРАТИГРАФИЯ НИЖНЕДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ОСТРОВА ЗАПАДНЫЙ ШПИЦБЕРГЕН (СВИТА ФРЕНКЕЛЬРИДЖЕН)

© 2024 г. А. Г. Иосифиди<sup>1,2, \*</sup>, Н. В. Сальная<sup>2, \*\*</sup>

<sup>1</sup>Санкт-Петербургский филиал Института земного магнетизма,  
ионосферы и распространения радиоволн РАН, г. Санкт-Петербург, Россия

<sup>2</sup>Геологический институт РАН, г. Москва, Россия

\*E-mail: iosag@mail.ru

\*\*E-mail: natasavi@inbox.ru

Поступила в редакцию 22.10.2023 г.

После доработки 31.01.2024 г.

Принята к публикации 07.02.2024 г.

В работе представлены результаты исследования коллекции палеомагнитных образцов горных пород нижнедевонского возраста (свита Френкельриджен), собранных на северо-западе острова Западный Шпицберген. Основным носителем естественной остаточной намагниченности изученных пород является гематит. По данным компонентного анализа выделены доскладчатые, биполярные компоненты естественной остаточной намагниченности, для которых тест обращения положительный. Проведено сравнение последовательности магнитозон геомагнитного поля изученного разреза с имеющимися мировыми данными по нижнему девону.

*Ключевые слова:* палеомагнетизм, магнитная стратиграфия, девонские отложения, палеомагнитный полюс, остров Западный Шпицберген, Восточно-Европейская платформа.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0002333724040094>, EDN: FWLSKE

### ВВЕДЕНИЕ

Существующие варианты общей магнито-стратиграфической шкалы фанерозоя [Храмов, Шкатова, 2000; Becker et al., 2020] имеют значимые различия для нижнедевонской эпохи. В обоих вариантах фиксируется зона прямой полярности в начале лохковского яруса. По работе [Храмов, Шкатова, 2000] выделяется еще 5 зон прямой полярности, а по работе [Becker et al., 2020] – две короткие зоны прямой полярности. Такое различие требует проведения дополнительных исследований для уточнения магнитной зональности геомагнитного поля в нижнедевонское время. Одной из причин сложившейся ситуации является неполнота разрезов девонских отложений, изученных на разных континентах. Зачастую наличие перерывов в осадочных толщах девона не позволяет получить полные временные ряды палеомагнитных данных. Поэтому необходим поиск разрезов большой мощности и их палеомагнитное изучение. Одними из перспективных объектов являются девонские отложения острова Западный Шпицберген [Буров, Семевский, 1976; Мурашов, Мокин, 1976;

Стратиграфический словарь..., 1990]. Общая мощность девонских отложений острова Западный Шпицберген достигает 8 км. Палеомагнитные исследования девонских отложений острова Западный Шпицберген были начаты в палеомагнитной лаборатории ВНИГРИ под руководством А.Н. Храмова в 80-х годах прошлого века. Полевые работы проводились совместно с геологами Шпицбергенской партии Полярной морской геологоразведочной экспедиции, Санкт-Петербург.

Корреляция геологических разрезов и реконструкция палеогеографического положения древних бассейнов седиментации палеомагнитным методом имеет значение как для расшифровки истории их формирования, так и для разведки полезных ископаемых. Одним из перспективных районов на поиски полезных ископаемых является Баренцево-Карский бассейн. С севера он ограничен архипелагом Шпицберген, Землей Франца Иосифа, с востока – Северной Землей, а с юга – Восточно-Европейской платформой (ВЕП) и Печорской плитой.

Очевидно, что докайнозойская история развития этого обрамления в значительной степени определила историю и современное строение самого бассейна. Однако имеющиеся временные ряды данных неоднородны, и построить детальную магнитостратиграфическую шкалу и полную траекторию кажущейся миграции палеомагнитного полюса не удастся. В некоторых работах были сделаны попытки построения траектории кажущейся миграции палеомагнитного полюса в интервалах: поздняя пермь – мел [Torsvik et al., 2001] и нижний девон – триас [Иосифиди, Храмов, 2013]. Для построения полноценной траектории кажущейся миграции палеомагнитного полюса Шпицбергена необходимо получение новых палеомагнитных данных. Это позволит решать ряд тектонических задач как по взаимному положению относительно соседних тектонических плит, так и по относительному перемещению тектонических единиц самого Шпицбергена. Достоверность полученных палеомагнитных данных является важным условием палеомагнитных работ. Для оценки качества полученных данных используется ряд критериев, основанных на многочисленных исследованиях прошлых лет [Van der Voo, 1990]. Для магнитостратиграфических исследований достаточно детально эти критерии были рассмотрены в работе [Opdyke, Channell, 1996]. При разработке общей магнитостратиграфической шкалы фанерозоя А.Н. Храмов выделил основные восемь критериев [Храмов, Шкатова, 2000]. В построении Общей магнитостратиграфической шкалы фанерозоя использованы только те результаты, которые удовлетворяют, кроме первых двух, еще не менее чем трем критериям из перечисленных восьми [Храмов, Шкатова, 2000].

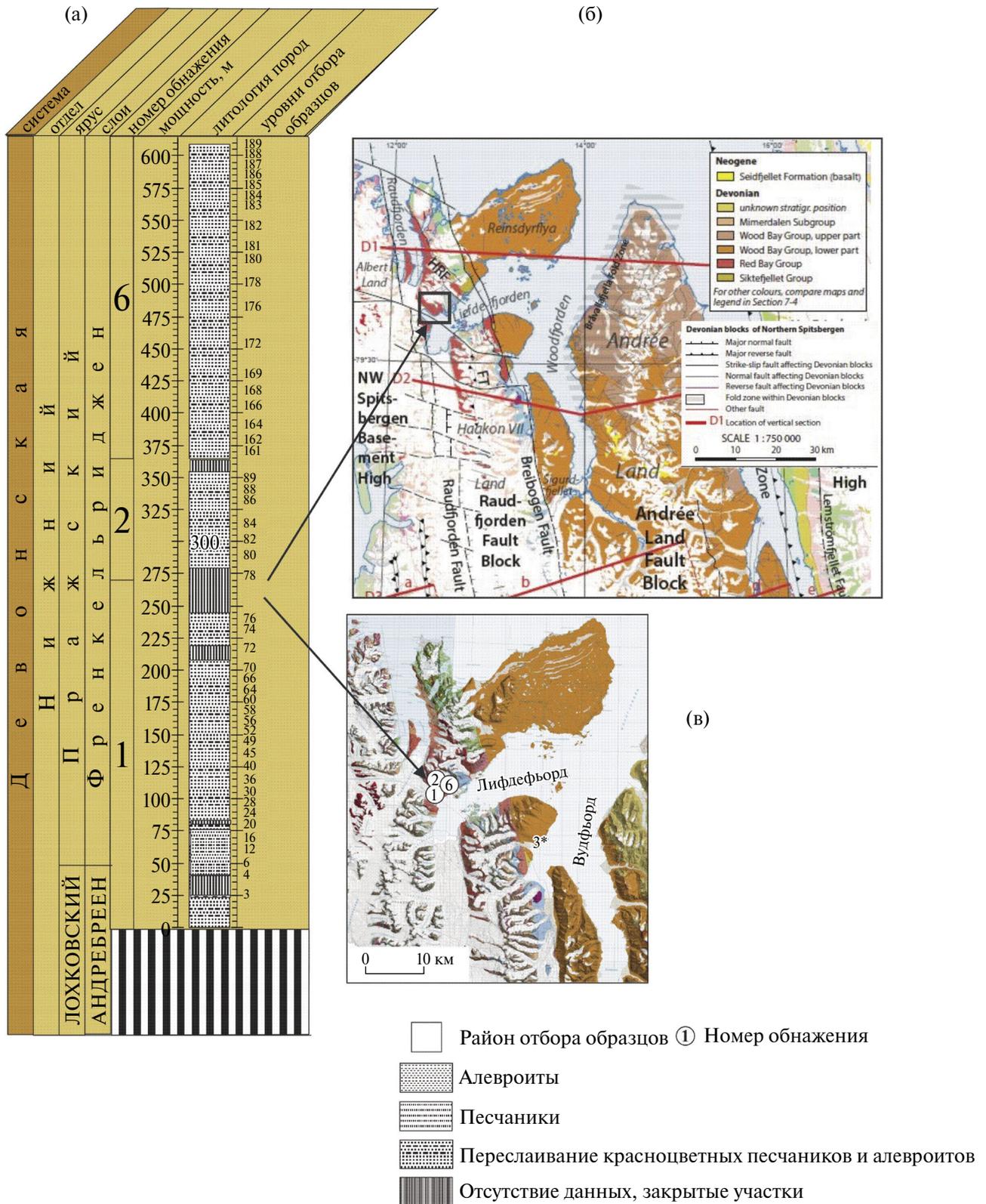
Результаты работ сотрудников палеомагнитной лаборатории ВНИГРИ по отложениям острова Западный Шпицберген частично опубликованы в работах [Гуревич, Слауцитайс, 1988; Погарская, Гуревич, 1988; Иосифиди и др., 2007; 2010; Иосифиди, Храмов, 2013; Иосифиди, 2015; Сальная, Иосифиди, 2019], но исследования продолжаются.

На севере острова Западный Шпицберген начинается девонский грабен, который прослеживается в субмеридиональном направлении на юг. С запада и востока грабен ограничен системами глубинных разломов, заложение этих нарушений относится к фазам каледонского тектогенеза, а, возможно, к еще более ранним периодам геологической истории, рис. 1. Полуграбен, в пределах которого находится Земля Андре, имел ширину более 50–60 км, а его

восточной границей была, возможно, Биллефьордская зона разломов. Размерность зерна в отложениях уменьшается с юго-востока на северо-запад. Основное питание бассейна осадконакопления шло с востока, где крутизна бортов грабена определяла грубообломочный характер новообразованных пород в основании тектонического уступа, тогда как на западе в результате этого накапливались более тонкозернистые отложения. Новообразованный бассейн имел первоначально более крупный размер (по длине 50–60 км), чем тот, что сохранился на сегодняшний день. Обнаружение тех же отложений к западу от Брейбогенского (Breibogen Fault) разлома свидетельствует, что бассейн простирался далеко на запад. Последние геофизические материалы указывают на наличие этих пород и на полуострове Нью Фрисланд (Ny Friesland) [Сироткин, Никитин, 2011]. Начальные фазы формирования рифтогенной структуры характеризовались флювиальными и озерными обстановками осадконакопления. В результате в условиях, вероятно, аридного климата формировалась красноцветная толща, а на рубеже нижнего и среднего девона в прибрежно-морских условиях – сероцветная. Отсутствие же в разрезе грабена значительных проявлений вулканитов подтверждает тезис о холодной литосфере под ним и об отсутствии магматических очагов в этой части коры. Блоковые движения по уже существующим разломам происходили и в девонский период. Эти процессы оказывали влияние на условия образования осадочных толщ – перерывов в осадконакоплении, распределение фаций, особенности литологического состава девонских отложений, условия их залегания, формирование структур [Буров, Семевский, 1976; Мурашов, Мокин, 1976; Сироткин, Никитин, 2011].

Основные фазы складчатости проявились в конце раннего – начале среднего девона и на рубеже среднего – позднего девона. В результате была сформирована современная блоковая структура грабена.

В девонских отложениях выделены все три отдела, которые разделены на шесть серий: Сиктафьеллет (Siktefjellet), Ред-Бей (Red Bay), Вуд-Бей (Wood Bay), Грей-Хук (Grey Hoek), Вейде-Бей (Wijde Bay) и Мимердален (Mimerdalen), в четырех из них выделены свиты. Серия Ред-Бей (нижний девон), по данным Л.Г. Мурашова и Ю.И. Мокина [Мурашов, Мокин, 1976], представлена шестью свитами – Вульфбергет (Wulffberget), Работдален (Rabotdalen), Принцесса Алиса (Prinsesse Alicefjellet), Андребреен



**Рис. 1.** Схема расположения обнажений девонских отложений и стратиграфическая колонка по изученному разрезу в районе северного берега Лифдэфьорда: (а) – литолого-стратиграфическая колонка, стратиграфические уровни отбора образцов в разрезе свиты Френкельридж; (б) – тектоническая карта (фрагмент) острова Западный Шпицберген [Geoscience ..., 2015; Dallmann et al., 2015]; (в) – место отбора образцов и номера обнажений на геологической карте [Dallmann et al., 2005].

(Andreebreen), Френкельриджен (Fraenkelryggen) и Бен-Невис (Ben Nevis).

Нижние горизонты серии Сиктафьеллет и конгломераты Ред-Бей (свиты Вульфбергет, Работдален, Принцесса Алиса) залегают с угловым несогласием и размывом на каледонском складчатом основании. На пострифтовой стадии в условия низкого рельефа формировались речные, лагунные, озерные и мелководные морские фации. На размытой поверхности свиты Принцессы Алисы без видимого углового несогласия залегают свита Андербреен (серо-зеленые полимиктовые песчаники с прослоями алевролитов и аргиллитов; мощность 200 м). На отложения свиты Андебреен согласно залегают свита Френкельриджен (красноцветные песчаники и алевролиты с прослоями зеленовато-серых песчаников и алевролитов; мощность 600 м; остатки панцирных рыб, пелеципод и флоры). Завершают разрез серии Ред-Бей свита Бен-Невис (серо-зеленые песчаники, в средней части пачка лилово-красных песчаников и алевролитов; мощность 900 м; остатки рыб, остракод и пелиципод).

В последних работах [Blomeier et al., 2003; Geoscience ..., 2015] в серию Ред-Бей включены только четыре верхние свиты – Принцесса Алиса, Андербреен, Френкельриджен и Бен-Невис.

В данной статье мы представляем новые палеомагнитные данные по разрезу нижнедевонских отложений серии Ред-Бей (свита Френкельриджен), расположенному на северном берегу Лифде-фьорда (Liefdefjorden), в северо-западной части острова Западный Шпицберген. Свита Френкельриджен имеет видимую мощность 600–700 м [Мурашов, Мокин, 1976; Стратиграфический ..., 1990; GeoscienceAtlas..., 2015], рис. 1.

Отложения свиты Френкельриджен соответствуют пражскому ярусу нижнего девона [Blomeier et al., 2003; Geoscience Atlas..., 2015]. Из отложений свиты, собрано большое количество остатков панцирных рыб, пелеципод и флоры. Из рыб определены *Cyanthaspids*, *Heterostraci*, *Cephalaspids*, *Osteostraci*, *Acantodii*, *Merestomate* [Мурашов, Мокин, 1976]. В свите в изобилии встречаются растительные остатки, а также *Pachythesa* и возможно, грибы *Prototaxites* (см. обобщение в работе [Davies et al., 2021]), а также обнаружены остатки телодонтов, включая лоховские таксоны *Boreania minima*, *Canonina grossi*, *N. elongata*, *Nikolivia gutta* и *Turinia pagei*, *Nikolivia*

*depressa* sp. nov. (см. обобщение в работе [Blom, Goujet, 2002]).

Отбор образцов производился от подошвы горы Птераспистопен вверх по склону. Фиксировались высотные отметки начала и завершения отбора по каждому профилю. Смещение на восток велось по горизонтали. В соответствии с описанием предыдущего разреза выбиралась точка начала отбора следующего профиля.

**Обнажение 1** находится на северном берегу Лифде-фьорда, в его начале, у подошвы горы Птераспистопен (Pteraspistoppen), по южному склону. Здесь в береговых обрывах вдоль морского пляжа, в отдельных коренных выходах, наблюдаются серые и серо-зеленые среднезернистые песчаники, слагающие самые верхи свиты Андебреен. Выше залегают свита Френкельриджен, представленная переслаиванием коричнево-красных, разнозернистых, часто косослоистых песчаников и алевролитов [Мурашов, Мокин, 1976; Стратиграфический..., 1990]. Контакт между свитами согласный, проводится по появлению в разрезе красноцветных пород. Породы отбирались с шагом 2–3 м (76 стратиграфических уровней, общая мощность изученного интервала 240 м). Элементы залегания: азимут 210°–293°, углы падения 20°–60°.

**Обнажение 2** находится на северном берегу Лифде-фьорд, в его начале, по восточному склону горы Птераспистопен (Mt. Pteraspistoppen). Здесь, после закрытого участка на высоте ~270 м, обнажаются породы свиты Френкельриджен. Породы представлены зелеными, серо-зелеными песчаниками, с редкими прослоями зелено-серых алевролитов. По разрезу отмечается наличие прослоев буровато-серых песчаников и алевролитов [Мурашов, Мокин, 1976; Стратиграфический..., 1990]. Породы отбирались с шагом 4–8 м (34 стратиграфических уровня, общая мощность изученного интервала 110 м). Элементы залегания: азимут падения 247°–297°, углы падения 23°–38°.

**Обнажение 6** является продолжением обнажения 2 и находится на северном берегу Лифде-фьорд, в его начале, по восточному склону горы Птераспистопен начиная с высоты 340 м. Породы представлены серо-зелеными, бурными песчаниками с прослоями алевролитов [Мурашов, Мокин, 1976; Стратиграфический..., 1990]. Породы отбирались с шагом 5–10 м (28 стратиграфических уровней, общая мощность изученного интервала разреза 246 м). Элементы залегания: азимут 267°–295°, углы падения 17°–39°.

### ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ

Лабораторные палеомагнитные измерения и обработка полученных результатов проводились по общепринятой методике [Палеомагнитология, 1982]. Ступенчатое терморазмагничивание образцов выполнялось с шагом 50–3°С до 695°С в немагнитной печи ММТD24 (Shaw Measurements, Великобритания), с последующим измерением намагниченности после каждого этапа чистки с помощью СКВИД-магнитометра (2G Enterprises, США). Изучение магнитной восприимчивости и ее анизотропии осуществлялось на каппа-мосте МФК1 (AGICO, Чехия).

Анализ полученных данных и представление результатов в графической форме выполнялись с использованием программ [Enkin, 1994; Chadima, Hrounda, 2006; Попов, 2023]. Анализ данных АМВ проводился с помощью программы Anisoft 5.1.03 (AGICO.cz).

#### Магнитные свойства пород

Значения скалярных магнитных характеристик: естественной остаточной намагниченности ( $J_n$ ) и объемной магнитной восприимчивости ( $K_m$ ) для изученных пород изменяются в небольших пределах (табл. 1). Средние значения  $J_n$  и  $K_m$  образцов 4.2 мА/м и  $3.4 \times 10^{-4}$  ед. СИ соответственно. Такие значения указывают на то, что минералы, содержащиеся в породе, относятся к слабомагнитным, по отношению к магнетиту и титаномагнетиту [Шолпо, 1986]. Распределения значений  $J_n$  и  $K_m$  отличаются от нормальных и имеют классический логнормальный характер, рис. 2. Естественная остаточная намагниченность изменяется по разрезу на порядок и имеет повышенные значения в нижней части разреза, что связано с уменьшением красноцветных отложений вверх по разрезу и появлением серозеленых песчаников, с редкими прослоями зелено-серых алевролитов. Магнитная восприимчивость напротив, слабо изменяется по разрезу и не повторяет тренд изменения  $J_n$ . Это связано с преобладанием в породах магнитного минерала гематита, магнитная восприимчивость которого сопоставима с парамагнитной составляющей  $K_m$  пород, рис. 3, табл. 1 [Шолпо, 1986]. Изменения величины  $J_n$  по нижней части разреза (25–250 м) в пределах 3–13 мА/м при среднем около 8 мА/м. Выше по разрезу идет постепенное снижение величины  $J_n$  до уровня 1.5 мА/м. Такие изменения  $J_n$  могут указывать на существенные изменения условий седиментации в отдельные отрезки геологического времени.

Границы толщ различной  $J_n$  являются плоскостями раздела, фиксирующими фациальные сдвиги в областях и/или изменения тектонической обстановки в областях сноса [Молоствовский, 1986]. Также различие  $J_n$  по разрезу может быть следствием вторичных преобразований горных пород, однако существенных различий в палеомагнитной записи верхней и нижней части разреза не наблюдается (см. раздел Обсуждение).

На выборочных образцах коллекции для изучения магнитных свойств был выполнен тест Лаури [Lowrie, 1990], проведено изучение зависимости намагниченности образца от приложенного поля (петля гистерезиса) и зависимости остаточной намагниченности насыщения образца от приложенного поля – кривые нормального намагничивания и обратного разрушающего поля ( $H_{cr}$ ). Гистерезисные параметры (намагниченность насыщения ( $J_s$ ), остаточная намагниченность насыщения ( $J_{rs}$ ), намагниченность насыщения ( $H_c$ )) были определены после корректировки за вклад диа- и парамагнетиков с помощью автоматической процедуры в программе MicroMag.

Для теста Лаури образцы последовательно намагничивались в трех перпендикулярных плоскостях с использованием импульсного

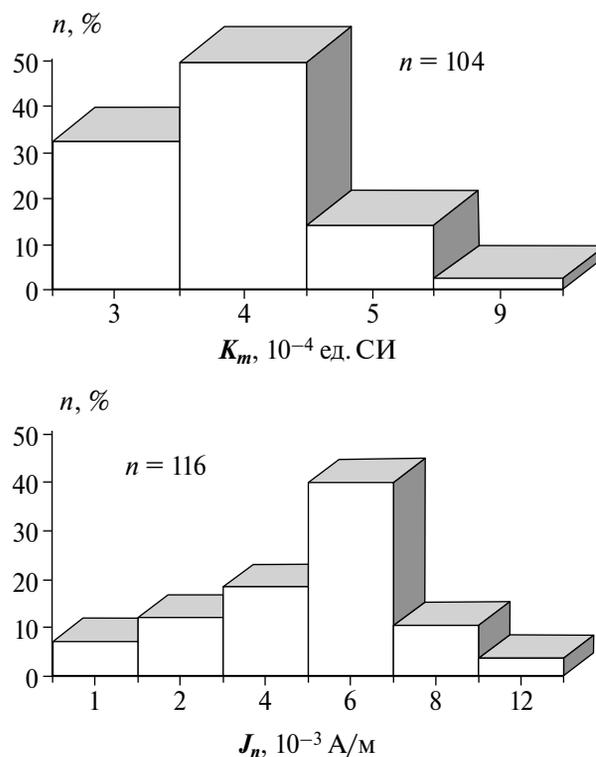


Рис. 2. Гистограммы распределения величин  $K_m$  и  $J_n$ .

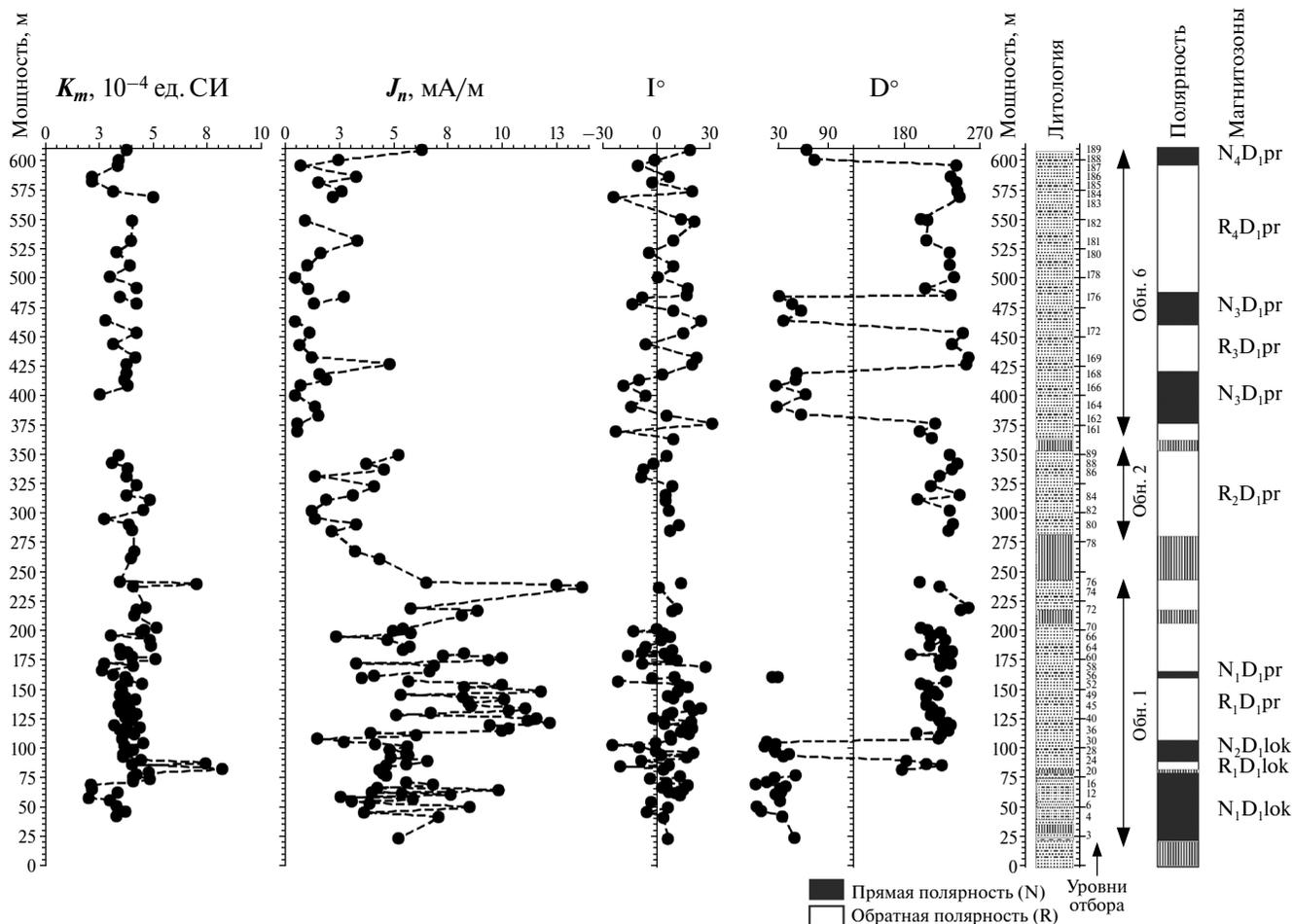


Рис. 3. Изменение величины  $K_m$  и  $J_n$  и компоненты D1 по разрезу. Слева направо: мощность разреза; изменение по разрезу магнитной восприимчивости, естественной остаточной намагниченности, наклона компоненты D1, склонения компоненты D1; литологическая колонка, уровни отбора образцов; полярность магнитозон; обозначение магнитозон.

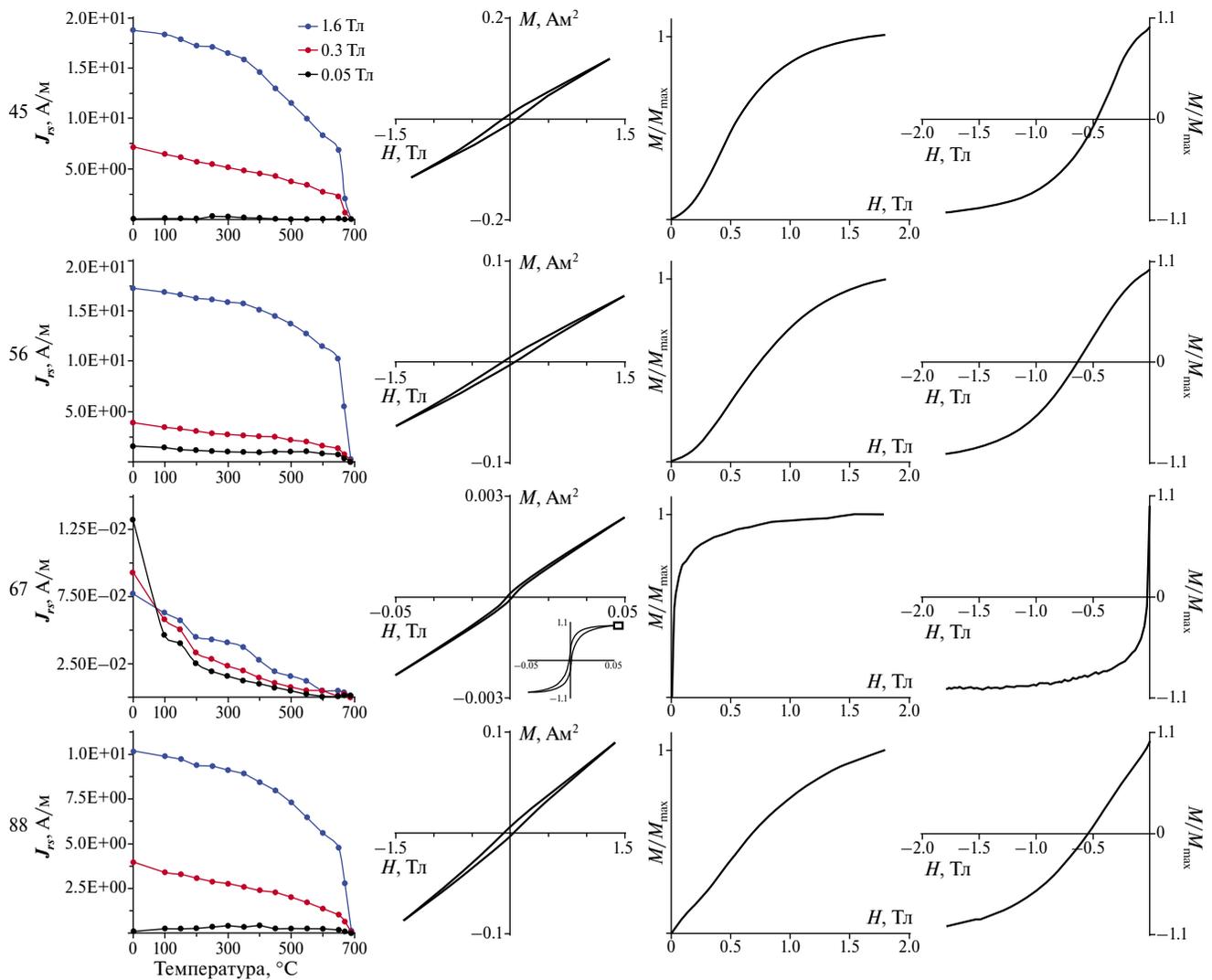
Таблица 1. Пределы изменения величин  $J_n$  и  $K_m$  изученных пород

Возраст пород	Число образцов	Диапазон изменения $J_n$ , мА/м	Средне-арифметическое $J_n$ , мА/м	Число образцов	Диапазон изменения $K_m$ , $10^{-4}$ ед. СИ	Средне-арифметическое $K_m$ , $10^{-4}$ ед. СИ
D1	116	0.4–11.3	4.2	104	1.9–8.2	3.4

намагничивающего устройства ASC IM-100 (ASC Scientific, США) в полях 1.6, 0.3 и 0.05 Тл. Последующее ступенчатое терморазмагничивание созданной изотермической намагниченности проводилось в установке TD-48 (ASC Scientific, США), а измерение образцов осуществлялось с помощью спин-магнитометра JR-6 (AGICO, Чехия). Лабораторные исследования петель гистерезиса и кривых нормального намагничивания были проведены в нарастающих полях от нуля до 1.5–1.8 Тл

(на некоторых образцах до 0.05 Тл) на установке РМС MicroMag 3900 серии VSM (США).

Результаты исследования по методу Лаури показали, что в большинстве изученных образцов четко выделяются две магнитные фазы, намагничивающиеся в полях 0.05–0.3 и 0.3–1.6 Тл, что может соответствовать гематиту с различным размером зерна (рис. 4, образцы 45, 56, 88), здесь вероятно, мелкозернистый гематит может намагничиваться в более низких полях. Наличие гематита или подобного



**Рис. 4.** Результаты экспериментов по методу Лаури [Lowrie, 1990] и гистерезисные характеристики для образцов нижнедевонских пород о. Западный Шпицберген. Слева направо: кривые терморазмагничивания жестких и мягких компонентов  $J_{rs}$ , образованных при намагничивании в полях 1.6 Тл по оси X, 0.3 Тл по оси Y и 0.05 Тл по оси Z для образцов 45, 56, 67, 88, соответственно; петли гистерезиса; кривые нормального намагничивания  $J_s$ ; кривые разрушающего поля  $H_{cr}$ .

по температурам деблокирования магнитного минерала косвенно подтверждается и при размагничивании  $J_n$ , где интервал выделения характеристической высокотемпературной компоненты составляет 400–680°C. В единичных случаях (рис. 4, образец 67), помимо магнитожестких минералов наблюдается и магнитомягкий минерал, предположительно титаномagnetитового ряда, намагничивающийся в полях до 0.05 Тл и имеющий температуры деблокирования изотермической намагниченности 550–600°C, что соответствует температурам деблокирования  $J_n$  для этого же образца. Форма петель гистерезиса и кривые намагничивания и обратного разрушающего поля

(рис. 4) подтверждают результаты теста Лаури о наличии в коллекции образцов с преимущественно одним магнитожестким минералом, гематитом, и, в единичных случаях, с несколькими минералами – крупнозернистым и мелкозернистым гематитом (намагничивающимся в полях до 0.3 Тл) и, предположительно, минералом титаномagnetитового ряда (рис. 4). На диаграмме Дэй [Day et al., 1977] большая часть образцов попадает в область 0.45–0.8  $J_{rs}/J_s$  и 1.3–2.3  $H_{cr}/H_c$  (рис. 5), что отвечает как однодоменным, так и многодоменным зернам гематита согласно работе [Özdemir, Dunlop, 2014].

Диаграмма Дэя

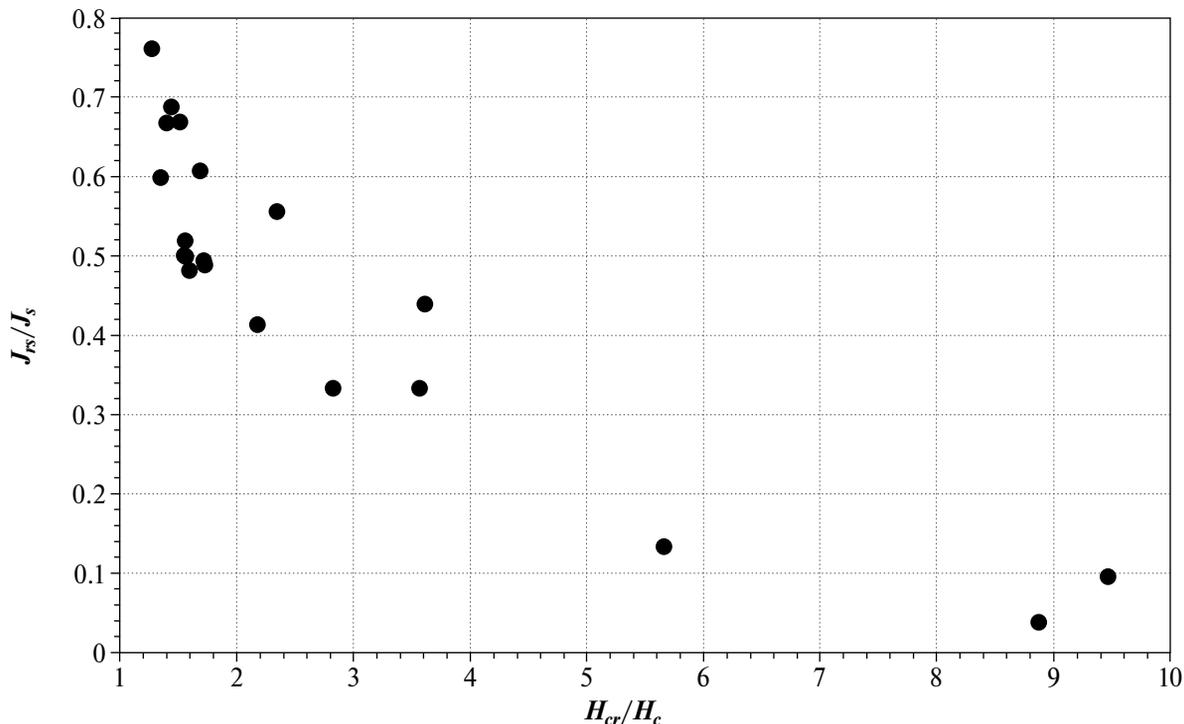


Рис. 5. Диаграмма Дэя.

### КОМПОНЕНТНЫЙ АНАЛИЗ

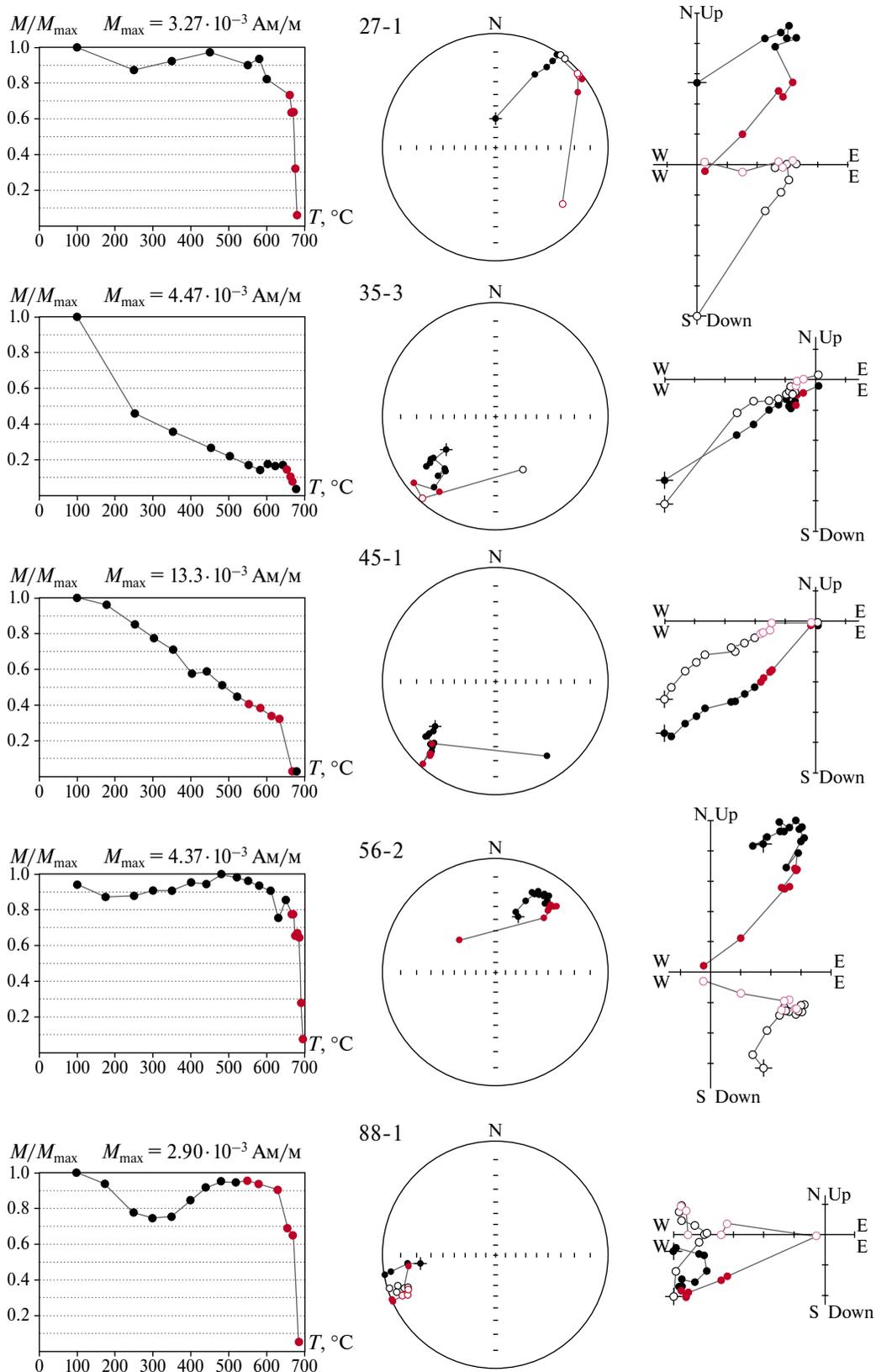
Основным носителем естественной остаточной намагниченности является гематит. Это предопределило выбор методики для выделения компонент  $J_n$ : ступенчатое терморазмагничивание. Как видно из диаграмм Зийдервельда, естественная остаточная намагниченность изученных образцов имеет две компоненты, рис. 6. Компонента А, выделяемая в температурном диапазоне (100–400°, 450°C), по всей вероятности, связана с вязким намагничиванием пород в современном геомагнитном поле. Тест складки для компоненты А — неопределенный [Watson, Enkin, 1993]. Применение теста выпрямления складки дает направление компоненты А ( $D = 311^\circ$ ,  $I = 81^\circ$ ), близкое к направлению геомагнитного поля на момент отбора коллекции ( $D = 358^\circ$ ,  $I = 82^\circ$ ) в 1987 г. Направление современного геомагнитного поля в районе отбора образцов:  $D = 5^\circ$ ,  $I = 83^\circ$ . Распределение направлений компоненты А показано на рис. 7а, а их статистические характеристики в табл. 2.

По образцам обн. 1, 2 высокотемпературная биполярная компонента D1 выделяется в интервале температур 500–680°C. Распределение направлений компоненты D1 показано на рис. 7б, а их статистические характеристики приведены

в табл. 2. Компоненты обеих полярностей до-складчатые, тест складки положителен. Согласно тесту [Watson, Enkin, 1993] компонента не синскладчатая. Тест обращения полярности для компоненты D1 по обн. 1, 2 отрицателен (угол между осями составляет  $10^\circ$ , при критическом угле равном  $8^\circ$ ), [McFadden, McElhinny, 1990].

Однако анализ на присутствие синскладчатых компонент  $J_n$  по некоторым группам образцов, в ряде случаев дает положительный результат. По обнажению 1, для компонент  $J_n$  прямой и обратной полярности, максимальная кучность векторов  $J_n$  достигается при выпрямлении складки на 99 и 73% соответственно. Отметим, что для направлений  $J_n$  прямой полярности, выделяются две группы, которые имеют отличие средних направлений компонент  $J_n$ . А именно, по образцам обнажения 1, из пластов имеющих разные углы падения, меньше  $50^\circ$  ( $N = 14$ ,  $D = 37^\circ$ ,  $I = -8^\circ$ ,  $K = 25$ ,  $\alpha_{95} = 8^\circ$ ) и больше  $50^\circ$  ( $N = 8$ ,  $D = 30^\circ$ ,  $I = -7^\circ$ ,  $K = 25$ ,  $\alpha_{95} = 11^\circ$ ), максимальная кучность векторов  $J_n$  при выпрямлении складки составляет 68 и 80%, соответственно. Тесты складки во всех случаях положительные.

Для обнажения 2, где выделена компонента  $J_n$  обратной полярности геомагнитного поля,



**Рис. 6.** Примеры терморазмагничивания девонских образцов горных пород температурой (пустые кружки – проекция вектора в вертикальной меридиональной плоскости, залитые кружки – проекция вектора в горизонтальной плоскости; стратиграфическая система координат; остальные пояснения в тексте). обн. 1, 2, образцы 27-1, 35-3, 45-1, 56-2 и 88-1; обн.6, 168-4, 169-3, 171-4, 181-3 и 189-5 (начало).

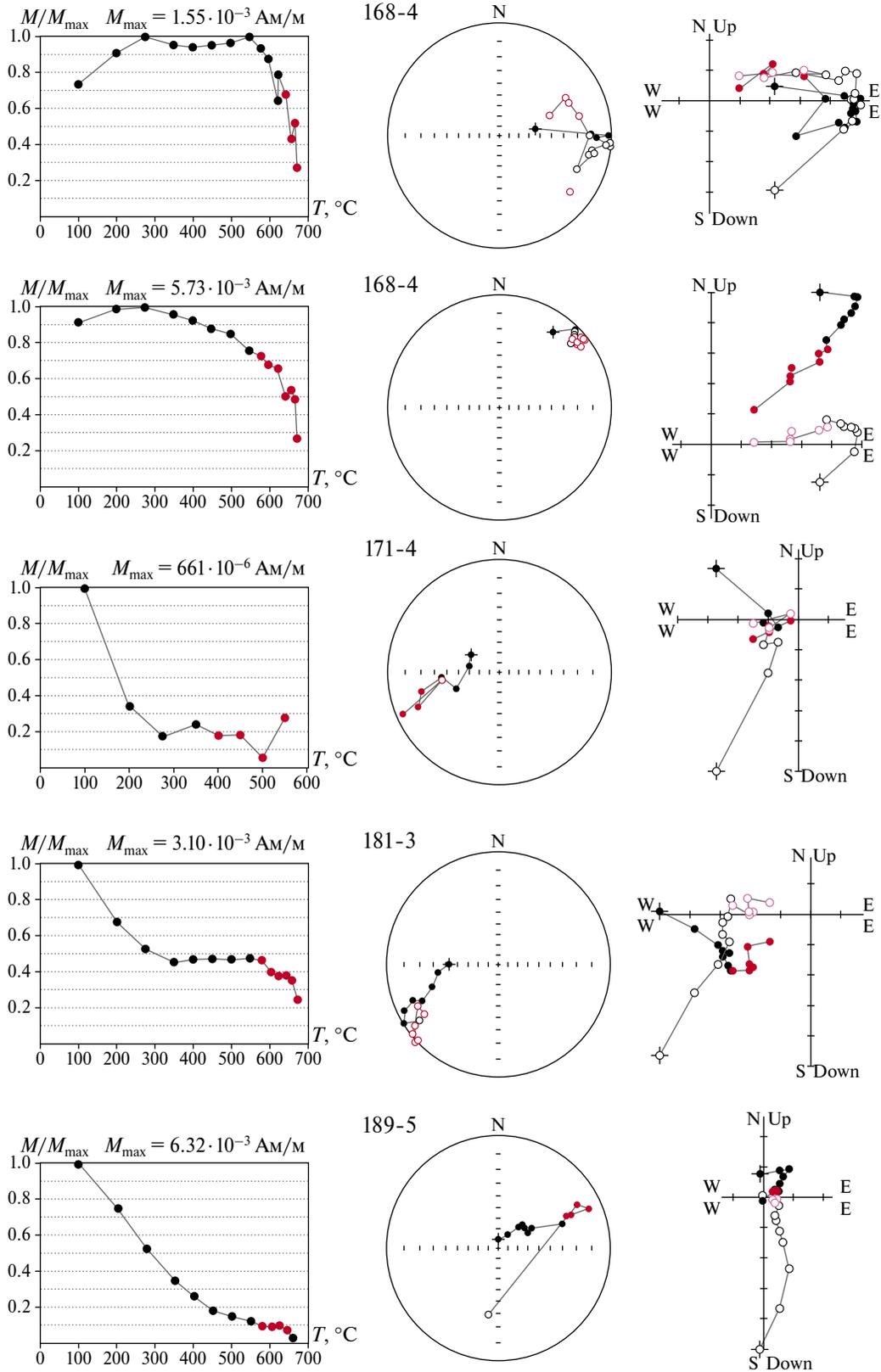
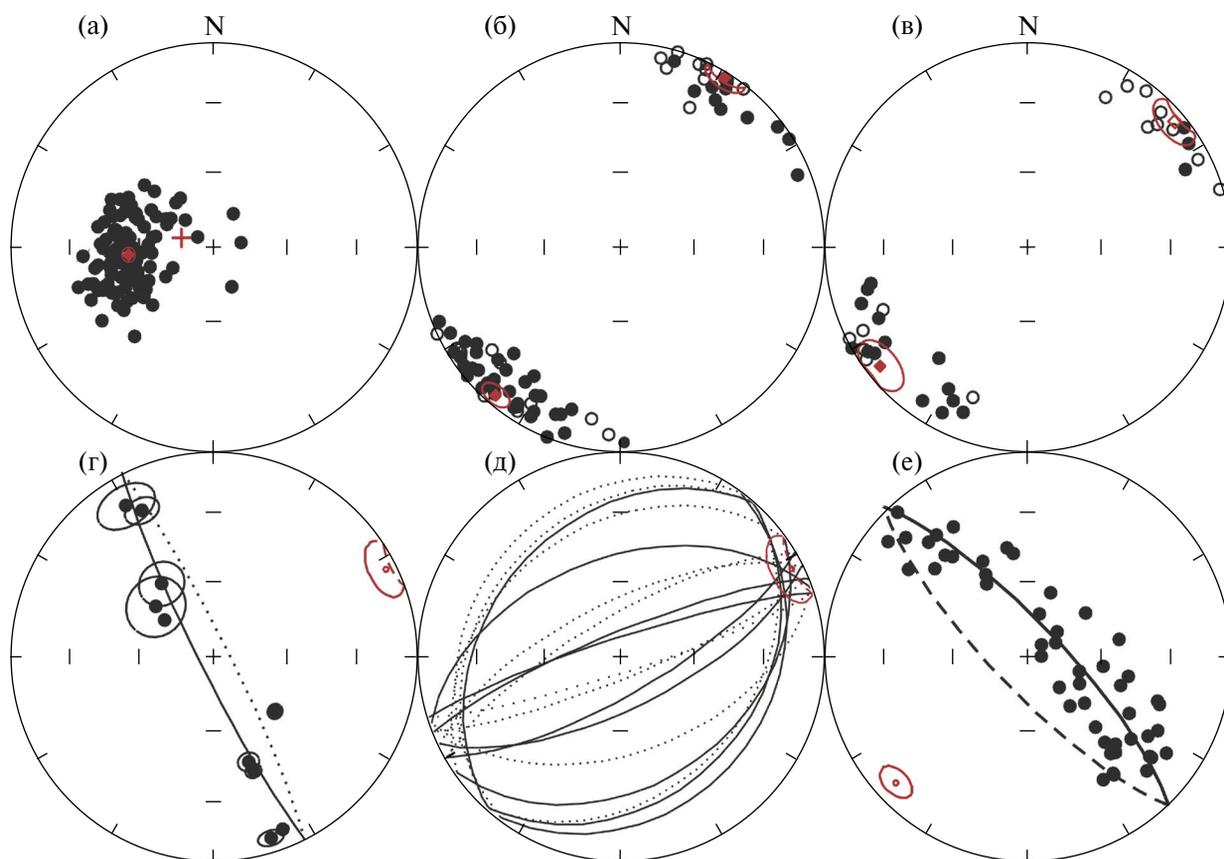


Рис. 6 (окончание).

**Таблица 2.** Палеомагнитные направления и полосы для девонских отложений (свита Френкельридж) острова Западный Шпицберген. Лифде-Фьорд, ( $\Phi = 79.6^\circ \text{N}$ ,  $\Lambda = 12.4^\circ \text{E}$ )

№	Возраст ChRM, млн лет	компл. $J_n$ (интервалы выделения, °C)	с.к.	N/n	D°	I°	K	$\alpha_{95}$	Тест	$\Phi$ , °N	$\Lambda$ , °E	dp°	dm°	$\phi_m$
1		Обн. 1, 2, 6 – А (100–350, 450°C)	g	110/200	25	78	34	2	F~(d/c = 0.35±0.09)	76	150	4	4	62
			s		264	57	22	3						
2		Тест выпрямления складки	g		311	81	43	2	30%	77	277	4	4	72
			s		24	-38	15	8						
3		Обн. 1, 2. DIN (500–620, 680°C)	g	21/38	32	2	23	7		10	160	4	7	1
			s		209	49	12	7						
4	413–410	Обн. 1, 2. DIR (400–650, 680°C)	g	46/71	220	5	18	5		6	152	3	5	-3
			s		207	46	12	5	F+(d/c = 1.0±0.2)					
5	413–410	Обн. 1, 2, 6. DINR (2+3)	g	67/109	217	3	18	4	R-, ( $\gamma/\gamma_{кр.} = 11^\circ/8^\circ$ )	7	155	2	4	-2
			s		212	59		9						
6		*Обн. 1, 2 – NR	g	33/49	226	13		6		1	147	2	3	-7
			s		40	-24	5	23						
7	413–410	Обн. 6. DIN (500–620, 680°C)	g	12/21	50	-5	25	9		4	142	5	9	-3
			s		220	±24	5	23						
8		Обн. 6. DIR (400–650, 680°C)	g	20/48	231	±5	25	9		4	142	5	9	-3
			s		222	27	5	16	F+(d/c = 1.1±0.1)					
9	413–410	Обн. 6. DINR (2+3)	g	32/69	231	8	12	10	R+, C, ( $\gamma/\gamma_{кр.} = 3^\circ/13^\circ$ )	3	142	5	10	-4
			s		42 222	-26	5	12						
10	413–410	Обн. 1, 2, 6. DIN	g	33/59	51 231	-7	15	7		3	141	4	7	-4
			s		210	34	8	10						
11		Обн. 1, 2, 6. DIR –	g	66/119	219	1	19	6		8	153	3	6	-1
			s		212	40	8	6	F+(d/c = 1.0±0.1)					
12	413–410	Обн. 1, 2, 6. DINR (2+3)	g	99/178	222	4	16	4	R+, B, ( $\gamma/\gamma_{кр.} = 6^\circ/8^\circ$ )	6	150	2	4	-2
			s											

Примечания: N – число штурфов; n – число образцов; i – система координат (g – географическая, s – стратиграфическая система координат); D°, I° – склонение и наклонение средних направлений компонент; K – кучность векторов;  $\alpha_{95}$  – радиус круга доверия при 95% вероятности для среднего направления; \* – направление получено по кругам размагничивания; F+(-, ~)-тест складки положительных (отрицательных, неопределенный) в скобках указан параметр d/c (direction-correction) [Watson, Enkin, 1993], который обозначает долю выпрямления складки, где достигается максимальная кучность векторов  $J_n$ ; R – тест обращения полярности + (-) положительный (отрицательный),  $\gamma/\gamma_{кр.}$  – угол между векторами прямой и обратной полярности/критический угол для данной выборки, отношение углов  $\gamma/\gamma_{кр.}$  позволяет оценить качество теста A, B, C. [McFadden, McElhinny, 1990];  $\Phi$ , °N,  $\Lambda$ , °E – широта и долгота палеомагнитного полюса; dp°, dm° – полуоси овала доверия;  $\phi_m$  – палеомагнитная широта; статистика на уровне штурфов.



**Рис. 7.** Распределение направлений  $J_n$  после проведения компонентного анализа для девонских отложений свиты Френкельридж: (а) – компонента А по всем обнажениям, крестом показано направление компоненты А после применения теста выпрямления складки, пересчитанное в стратиграфическую систему координат; (б) – компонента D1 по обн. 1, 2; (в) – компонента D1 по обн. 6; (г) – пример оценки среднего направления  $J_n$  по нормальям к кругам размагничивания; (д) – пример оценки среднего направления  $J_n$  по кругам размагничивания; (е) – определение направления компоненты D1 по нормальям к кругам размагничивания для обн. 1,2; стереопроекции распределений всех компонент  $J_n$  приведены в стратиграфической системе координат; пустые (залитые) кружки – проекции векторов на верхнюю (нижнюю) полусферу.

тесты складки и выпрямления складки неопределенные, что, по всей вероятности, связано с малым количеством образцов  $N/n = 7/10$ .

По обнажению 6, для компонент  $J_n$  прямой и обратной полярности, тест выпрямления складки дает максимальную кучность векторов  $J_n$  при выпрямлении складки на 106 и 107%, соответственно. Тесты складки положительные.

Наличие синскладчатых составляющих компонент  $J_n$ , отражается на результатах теста обращения компонент прямой и обратной полярности и вычислении координат палеомагнитных полюсов. В то же время, наличие синскладчатой компоненты позволяет провести выделение магнитозон прямой и обратной полярности  $J_n$ .

По образцам обн. 6, также выделяется биполярная компонента D1 как в интервале высоких деблокирующих температур 400–680°C, так и в интервале 350–580° (в случае, когда образцы

нагреты до температур ниже 600°C, что связано с началом химических изменений в ходе нагрева или разрушением образцов, рис. 6, образец 171-4). Компоненты обеих полярностей доскладчатые, тест складки положителен. Тест обращения полярности для компоненты D1 по обн. 6, положителен и соответствует классу С (угол между осями составляет 3°, при критическом угле равном 13°), табл. 2. По всему изученному разрезу (обн. 1, 2 и обн. 6) тест складки и тест обращения полярности для компоненты D1 положительны, тест обращения и соответствует классу В (угол между осями составляет 6°, при критическом угле равном 8°), табл. 2. В ряде случаев, для оценки направления по зонам прямой и обратной полярности, использованы круги размагничивания. Примеры оценки направления  $J_n$  для обн. 6, по нормальям к кругам размагничивания ( $N = 12$ ,  $D = 63^\circ$ ,  $I = 6$ ,  $\alpha_{95} = 13^\circ$ )

и по кругам размагничивания ( $N = 12$ ,  $D = 63^\circ$ ,  $I = 6^\circ$ ,  $K = 64$ ,  $\alpha_{95} = 7^\circ$ ) показаны на рис. 7г и 7д. На рис. 7е показано определение направления компоненты D1 по нормальям к кругам размагничивания для обн. 1, 2:  $n = 49$ ,  $D = 226^\circ$ ,  $I = 13^\circ$ ,  $K = 13$ ,  $\alpha_{95} = 6^\circ$ , а положение палеомагнитного полюса:  $\Phi = 1^\circ N$ ,  $\Lambda = 147^\circ E$ ,  $dp = 2^\circ$ ,  $dm = 3^\circ$ , палеоширота  $\Phi_m = 7^\circ S$ . По критериям достоверности выделения компонент естественной остаточной намагниченности [Van der Voo, 1990], полученные данные соответствуют 6 баллам из 7.

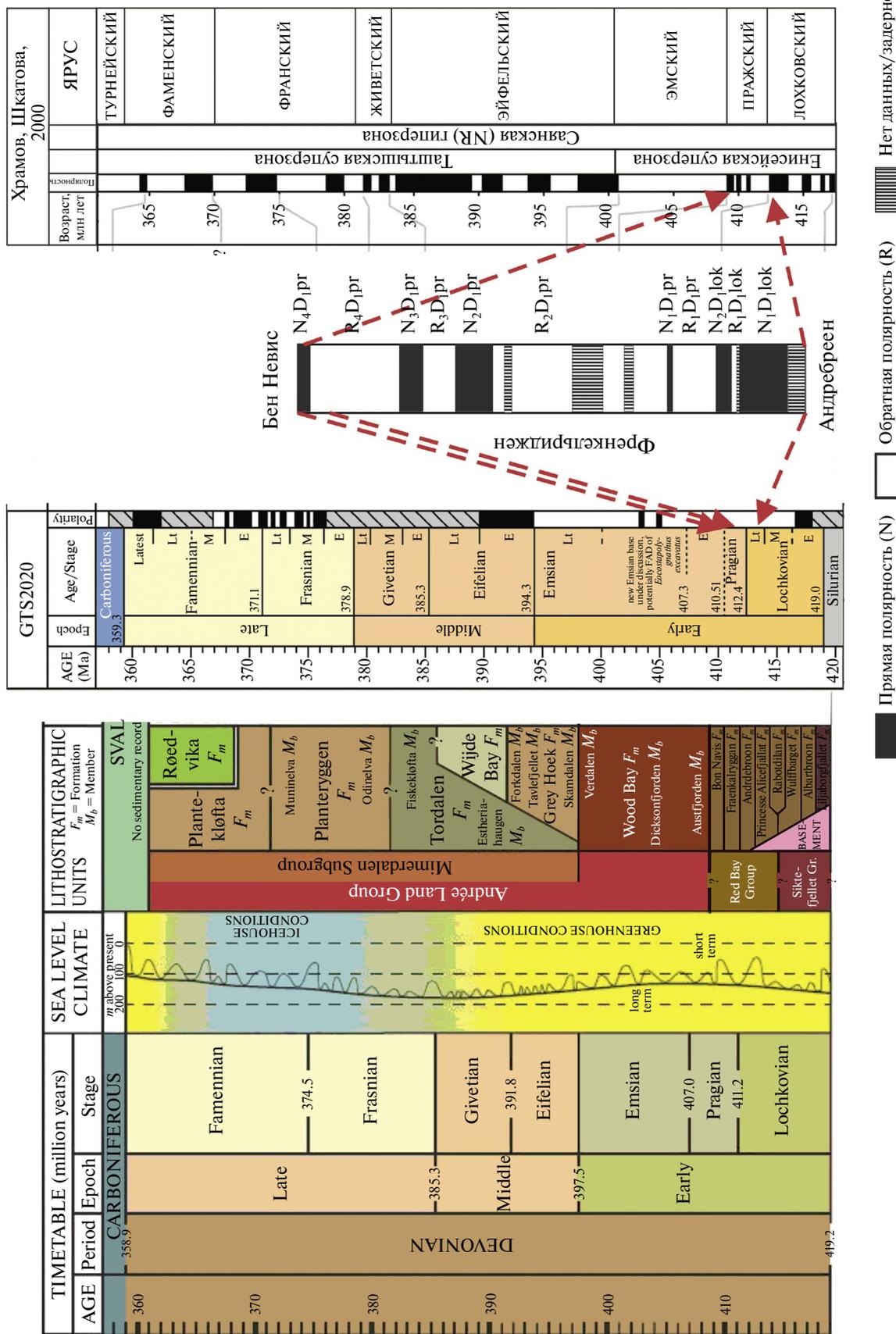
Поведение направления компоненты D1 по разрезу показано на рис. 3. Выделение магнитозон, выполнено по изменению склонения компоненты D1. Так, если направления компонент  $J_n$  на стереограмме попадали в первую четверть, полярность определялась как прямая, если в третью четверть, то обратная. Преобладает обратная полярность геомагнитного поля. Зоны прямой полярности выделяются по двум обнажениям (1 и 6), рис. 3. По образцам обнажения 1 выделяется две зоны прямой полярности в интервале 25–110 м, которые прерываются небольшой зоной обратной полярности в интервале 80–91 м (4 стратиграфических уровня, интервал деблокирующих температур при выделении характеристической компоненты  $J_n$ , составляет 620–675°C). Диапазон деблокирующих температур при выделении характеристической компоненты  $J_n$  в интервале 25–80 м (12 стратиграфических уровня) составляет 500–660°C и 600–675°C. Для магнитозоны прямой полярности в интервале 91–110 м (7 стратиграфических уровней), спектр деблокирующих температур составляет 580–675°C. Примеры кривых размагничивания  $J_n$  для обнажения 1 в большинстве имеют выпуклый характер (без учета вязкой составляющей в интервале 100–400°C), показаны на рис. 6. Вверх по разрезу 110–350 м выделяется большая зона обратной полярности, за исключением участка 160–170 м, где по трем стратиграфическим уровням изолируется зона положительной полярности. После небольшого закрытого участка 350–365 м, начинается разрез по обн. 6. в диапазоне 365–610 м выделяется биполярная компонента D1. Три зоны обратной полярности и три зоны прямой полярности. Диапазоны деблокирующих температур, при выделении характеристической компоненты  $J_n$ , по зонам обеих полярностей близки 350–500°C, 580°C и 500–645°C, 675°C, что указывает на присутствие гематита и, возможно, минерала титаномагнетитового ряда.

Корреляция магнитозон свиты Френкельридж с общей магнитостратиграфической шкалой показана на рис. 8. Добавлены данные по свите Бен Невис из работы [Иосифиди, 2015]. Выделенные магнитозоны по породам свиты Френкельридж попадают в интервал обратной полярности 415–405 млн лет общей магнитостратиграфической шкалы GTS2020 [Becker et al., 2020] и удовлетворительно соотносятся с данными по работе [Храмов, Шкалова, 2000].

### АНИЗОТРОПИЯ МАГНИТНОЙ ВОСПРИИМЧИВОСТИ

Результаты измерения анизотропии магнитной восприимчивости по образцам из обн. 1 и 2 представлены на рис. 9. Распределения направлений главных осей эллипсоидов анизотропии магнитной восприимчивости для образцов, по которым выделена биполярная компонента D1, показывают признаки влияния вторичных геологических (тектонических) процессов (см. рис. 9а). По части таких “аномальных” образцов (26%), отмечается смещение направления K3 (с наклонами меньше 50°) на юго-запад. Небольшая группа образцов (8%) с низким наклоном на северо-востоке также смещается на юго-запад. Общее распределение показывает присутствие как плоскостной, так и линейной анизотропии магнитной восприимчивости, рис. 9. В аномальных образцах северо-восточной группы преобладает плоскостной тип анизотропии. Величина анизотропии (P) небольшая и имеет значения порядка 2–6%. Для юго-западной группы аномальных образцов преобладает линейный тип анизотропии, а величина анизотропии 3–7%. Для основной группы образцов (68%) величина анизотропии изменяется в пределах 1–10%. Среднее значение степени анизотропии составляет 5%. Для этой группы образцов преобладает плоскостной тип анизотропии (60%), линейный тип у остальных 40% образцов. Статистические параметры направления главных полуосей K1, K2 и K3 и анизотропии магнитной восприимчивости для всего разреза представлены на рис. 9б в табличном виде.

Выявленные особенности анизотропии магнитной восприимчивости показывают, что после образования горные породы испытали смещение и/или деформацию. При этом не исключено, что на параметры анизотропии магнитной восприимчивости также влияет образование крупных агрегатов из-за слипания мелких частиц и плохой ориентация больших



**Рис. 8.** Корреляция выделенных магнитозон по свите Френкельридж с общей стратиграфической шкалой. Слева направо: положение серии Ред Бей по отношению к общей стратиграфической шкале [Geoscience Atlas..., 2015 (рисунок модифицирован после [Blomeier et al., 2003]); магнитостратиграфическая шкала девонского периода GTS2020; магнитозоны для свиты Френкельридж и для зоны контакта со свитой Андреев, полученные в данной работе, дополненные данными по свите Бен Невис [Иосифиди, 2015]; магнитостратиграфическая шкала 2000 [Храмов, Шкагова, 2000]. Возможная корреляция выделенных магнитозон, показана красными стрелками.

частиц однодоменного гематита, которые плохо ориентируются при осаждении в водной среде.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проведенный компонентный анализ естественной остаточной намагниченности нижнедевонских отложений острова Западный Шпицберген выявил двухкомпонентный состав  $J_n$  во всех образцах. Компонента А, выделяемая в температурном диапазоне (100–400°, 450°C), по всей вероятности, связана с вязким намагничиванием пород в современном геомагнитном поле. Тест складки для компоненты А – неопределенный, табл. 2. Применение теста выпрямления складки дает направление компоненты А, близкое к современному направлению геомагнитного поля в районе отбора образцов на 1987 г. При проведении компонентного анализа  $J_n$  по диаграммам Зийдервельда выбирались прямолинейные участки. Однако за счет нечеткого разделения вязкой и древней компонент  $J_n$ , диапазон деблокирующих температур для компоненты А во многих образцах составляет 200–400°, 450°. Это ведет к “захвату” начала второй компоненты  $J_n$ , что приводит к положительному результату теста на синскладчатость.

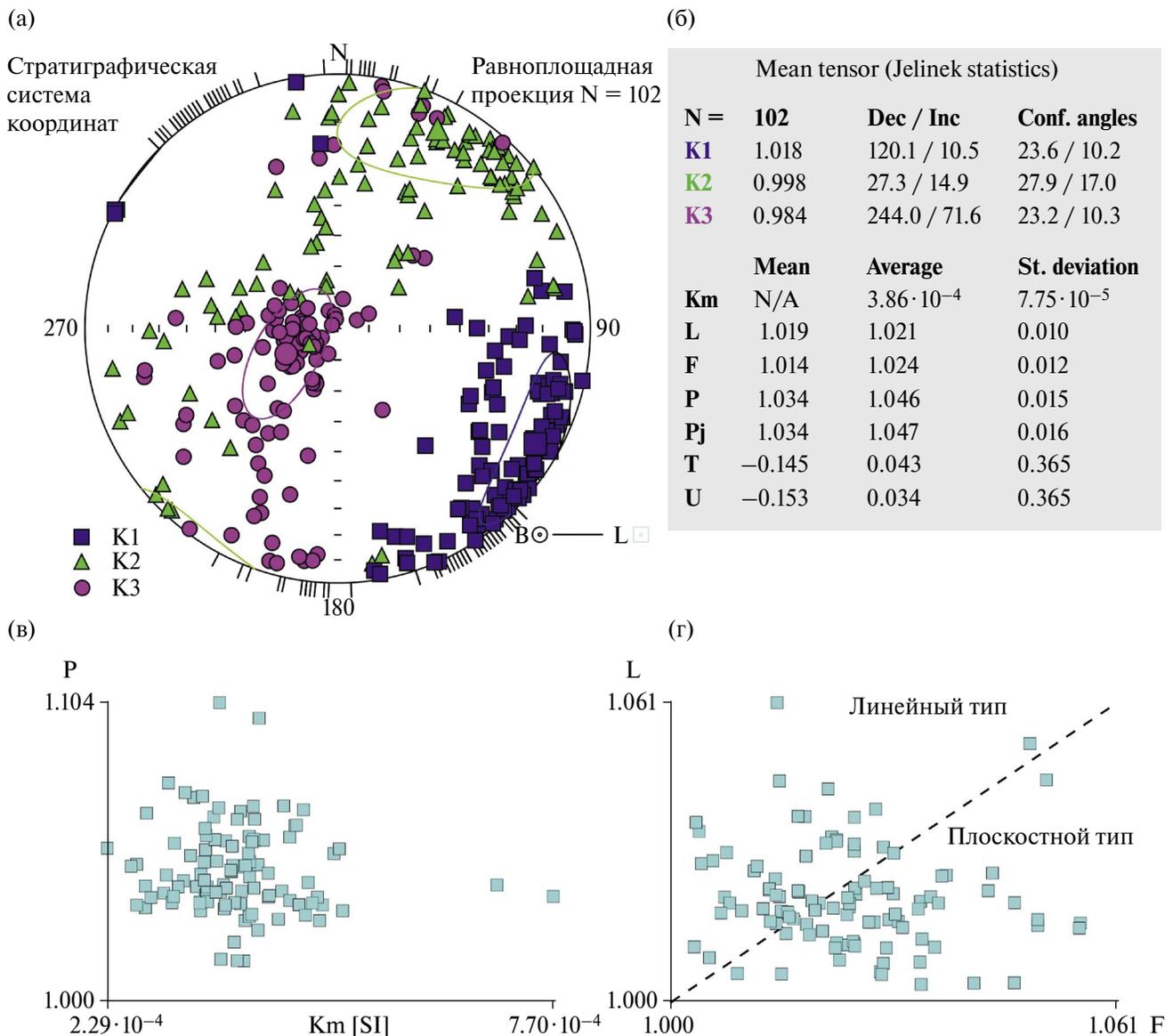
Вторая высокотемпературная компонента D1 биполярна и имеет доскладчатую природу. Положительные тесты обращения и удовлетворительная сходимость положений полученных зон прямой и обратной полярности с общей магнитостратиграфической шкалой (см. работу [Храмов, Шкатова, 2000]), также подтверждает древний возраст выделенных характерных компонент  $J_n$ , рис. 8. Необходимо отметить, что выделение характерных компонент  $J_n$  в позднедевонских отложениях имеет определенные проблемы. Например, в ходе ступенчатого терморазмагничивания  $J_n$  (рис. 6, образец 56), в высокотемпературном диапазоне (больше 660°C), отмечается изменение направления: поворот по склонению и увеличение наклонения в положительное значение, вместо отрицательного наклонения. Мы связываем это явление с крупными частицами и агрегатами гематита, которые плохо ориентируются при осаждении в водной среде из-за большого размера. Аналогичный эффект был нами выявлен при изучении красноцветных отложений Донбасса [Iosifidi et al., 2010]. Это подтверждается и при оценке направления  $J_n$ , по кругам размагничивания, рис. 7г, 7д, 7е. Выделена доскладчатая биполярная компонента D1, табл. 2.

Тест обращения полярности для обн. 1, 2 отрицателен (угол между осями составляет 10°, при критическом угле равном 8°), что, по всей вероятности, связано с присутствием синскладчатых компонент  $J_n$  (см. раздел Компонентный анализ). Присутствие синскладчатых компонент  $J_n$ , которые связаны, как показано выше, с разным смещением части пластов обнажения 1 (углы падения меньше 50° и больше 50°) при складкообразовании, поддерживает этот вывод.

Направление палеомагнитного полюса для свиты Френкельриджен имеет широту 6°, что больше широты палеомагнитных полюсов по отложениям нижнего девона серии Вуд Бей. Это может являться следствием присутствия вторичных компонент в биполярной компоненте D1, а также может быть обусловлено возвратным перемещением о. Западный Шпицберген в низких широтах. Оценка направления компоненты D1 для образцов по обн. 1 и 2, выполненная по кругам размагничивания, рис. 7е, дает положение палеомагнитного полюса ( $\Phi = 1^\circ \text{ N}$ ,  $\Lambda = 147^\circ \text{ E}$ ,  $dp = 2^\circ$ ,  $dm = 3^\circ$ , палеоширота  $\Phi_m = 7^\circ \text{ S}$ ) близкое к полюсу ( $\Phi = 2^\circ \text{ S}$ ,  $\Lambda = 164^\circ \text{ E}$ ,  $dp = 4^\circ$ ,  $dm = 7^\circ$ , палеоширота  $\Phi_m = 11^\circ \text{ S}$ ) по отложениям нижней толщи свиты Кап-кьелдсен серии Вуд Бей [Иосифиди и др., 2007; Иосифиди, Храмов, 2013]. Поэтому использование палеомагнитных полюсов требует корректировки.

Таким образом, наличие синскладчатых составляющих компонент  $J_n$  отражается при проведении теста обращения компонент прямой и обратной полярности и координатах палеомагнитных полюсов, но позволяет провести выделение магнизон прямой и обратной полярности  $J_n$ .

О возможном перемагничивании красноцветных девонских отложений указывалось в работах [Lovlie et al., 1984; Torsvik et al., 1985]. Для северных разрезов, где преобладают красноцветные отложения, статистически значимых компонент  $J_n$ , связанных с позднепалеозойским перемагничиванием, нами раньше не выявлялось. В данной работе в редких случаях, выделяются компоненты, соответствующие позднепермскому перемагничиванию в образцах серозеленных песчаников и алевролитов (обн. 2 и 6; 7 образцов), что статистически малозначимо. Отдельно стоит вопрос о первичности записи компонент  $J_n$ . Диапазоны деблокирующих температур, по которым выделяются компоненты  $J_n$  разной полярности, не отличаются между собой. По породам, с магнитным носителем гематитом, как правило, высокотемпературные диапазоны



**Рис. 9.** Параметры анизотропии магнитной восприимчивости для осадочных пород девона свиты Френкель-ридж: (а) – распределения направлений главных осей эллипсоида анизотропии магнитной восприимчивости в стратиграфической системе координат, K1, K3, K3 – направления максимальной, промежуточной и минимальной осей эллипсоида анизотропии магнитной восприимчивости; (б) – таблица параметров анизотропии магнитной восприимчивости; (в) – зависимость степени анизотропии ( $P = K1/K3$ ) от величины магнитной восприимчивости; (г) – зависимость параметра линейности ( $L = K1/K2$ ) от степени сплюснутости ( $F = K2/K3$ ).

деблокирующих температур 500–675°C. В связи с несколько заниженными значениями деблокирующих температур  $J_n$ , которые предполагаются для гематита, а также на основании результатов теста Лаури, где отмечается магнитный минерал с температурами деблокирования >650°C и намагничивающийся в полях до 0.3 Тл, есть вероятность, присутствия мелкозернистого гематита. Образцы из сероцветных отложений, содержащих магнитные минералы, предположительно, титаномагнетитового ряда размагничиваются

в диапазоне 350–500, 580°C. В некоторых случаях наблюдаются химические изменения в ходе нагрева (рис. 6, образец 171-4) или происходит разрушение образцов. Изменения до 600°C происходят, как правило, в образцах из сероцветных отложений обнажения б и выделение характеристических компонент  $J_n$  для этих интервалов весьма проблематично. Данные по таким образцам не использовались. В этом случае для оценки направлений использовались

результаты, полученные по кругам размагничивания для соседних участков (ниже и выше по разрезу).

Кривые размагничивания  $J_n$ , без учета низкотемпературной компоненты А, выделяемой в температурном диапазоне (100–400, 450°C), как правило, имеют выпуклую форму и размагничиваются до нуля в диапазоне 650–680°C, рис. 6.

Как показывают исследования красноцветных отложений, кривые терморазмагничивания детритовой остаточной намагниченности (DRM) обычно имеют выпуклую форму и падают до нуля при ~670–680°C [Cogné et al., 1999; Iosifidi et al., 2010; Løvlie et al., 1984; Li et al., 2013; Tauхе et al., 1980; Yan et al., 2006]. Кривые размагничивания химической остаточной намагниченности (CRM) имеют вогнутую форму и уменьшаются до нуля постепенно к 600–650°C [Jiang, et al., 2017; 2022]. Это является максимальным диапазоном температуры блокирования для CRM гематита. CRM имеет более распределенные спектры деблокирования (от ~200 до 600–650°C), чем DRM (в основном 600–680°C) [Jiang et al., 2017]. Кроме того, спектры разблокировки CRM могут перекрываться со спектрами DRM. Таким образом, чтобы изолировать первичную  $J_n$  в красноцветах, лучше всего использовать детальное термическое размагничивание в диапазоне от 600 до >650°C [Jiang et al., 2015; Jiang et al., 2017; Swanson-Hysell et al., 2019]. Различия между CRM и DRM можно объяснить различиями в размерах зерен и кристалличности, которые позволяют отличить CRM от DRM в красных пластах, например, в тибетских отложениях [Bian et al., 2020; Meng et al., 2017; Zhang et al., 2020] и отложениях Северной Америки [Swanson-Hysell et al., 2019]. Таким образом, приведенные выше данные позволяют говорить о записи ориентационной (детритовой)  $J_n$  в изученных породах [Jiang et al., 2022].

По критериям оценки достоверности магнитостратиграфических исследований, предложенных в работе [Храмов, Шкатова, 2000], наши данные удовлетворяют 6 пунктам из 8.

## ВЫВОДЫ

Палеомагнитные исследования позволили выделить знакопеременную последовательность 11 магнитозон прямой и обратной полярности геомагнитного поля от верхов лохковского яруса до середины пражского яруса. Полученные результаты подтверждают существование стабильной девонской биполярной компоненты  $J_n$

в нижнедевонское время. Магнитостратиграфические данные согласуются с общей магнитостратиграфической шкалой [Храмов, Шкатова, 2000], которая предполагает существование нескольких смен магнитной полярности, и противоречат шкале геологического времени [Becker et al., 2020], в которой предполагается наличие лишь интервала обратной полярности в интервале 415–405 млн лет.

По критериям достоверности выделения компонент естественной остаточной намагниченности полученные данные соответствуют 6 баллам из 7.

По критериям оценки достоверности магнитостратиграфических исследований, полученные данные удовлетворяют 6 пунктам из 8.

## ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа проводилась при финансовой поддержке гранта РНФ 23-27-00461 <https://rscf.ru/project/23-27-0046>

## БЛАГОДАРНОСТИ

В заключение авторы приносят свою глубокую благодарность Е.Л. Гуревичу за отбор коллекций и подготовку образцов пород для палеомагнитных исследований и двум анонимным рецензентам за конструктивные замечания.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Буров Ю.П., Семеvский Д.В. Основные черты тектонического строения девонского грабена (остров Шпицберген). Геология Свальбарда / В.Н. Соколов (ред.). Л.: НИИГА. 1976. С. 103–116.
- Гуревич Е.Л., Слауцитайс И.П. Палеомагнетизм мезозойских осадочных и интрузивных пород Западного Шпицбергена. Палеомагнетизм и аккреционная тектоника / А.Н. Храмов (ред.). Л.: ВНИГРИ. 1988. С. 18–30.
- Иосифиди А.Г., Храмов А.Н., Комиссарова Р.А., Плетнева А.С. Баренцево-Печорская плита в девоне: палеогеографическое положение и тектоника ее обрамления: палеомагнитные данные. Палеомагнетизм осадочных бассейнов Северной Евразии / А.Н. Храмов (ред.). 2007. С. 126–143.
- Иосифиди А. Г., Храмов А. Н., Комиссарова Р. А. Палеомагнетизм девонских и каменноугольных отложений архипелага Шпицберген. Палеомагнетизм и магнетизм горных пород; теория, практика, эксперимент. “Материалы международной школы-семинара “Палеомагнетизм и магнетизм горных пород” / В.П. Щербаков (ред.). СПб.: СОЛО. 2010. С. 72–78.
- Иосифиди А.Г., Храмов А.Н. Палеомагнетизм девонских и каменноугольных отложений о. Западный

- Шпицберген. К палеозойской истории обрамлений Баренцево-Карского бассейна // *Физика Земли*. 2013. № 5. С. 132–149.
- Иосифиди А.Г.* Магнитостратиграфия раннедевонских отложений острова Шпицберген // *Нефтегазовая геология. Теория и практика*. 2015. Т. 10. № 4. [http://www.ngtp.ru/rub/2/37\\_2015.pdf](http://www.ngtp.ru/rub/2/37_2015.pdf)
- Иосифиди А.Г.* Каменноугольные отложения острова Западный Шпицберген: палеомагнитные данные // *Нефтегазовая геология. Теория и практика*. 2022. Т. 17. № 4. [http://www.ngtp.ru/rub/2022/44\\_2022.html](http://www.ngtp.ru/rub/2022/44_2022.html)
- Молостовский Э.А.* Скалярные магнитные характеристики пород как показатели условий седиментации. Использование магнетизма горных пород при геологической съемке / Л.Е. Шолпо, Б.Ш. Русинов, М: Г. Илаев и др. (ред.). Л.: Недра. 1986. 224 с. (Методическое пособие по геологической съемке масштаба 1:50 000. Вып. 18. Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-т). С. 58–73.
- Мурашов Л.Г., Мокин Ю.И.* Стратиграфическое расчленение девонских отложений острова Шпицберген. Геология Свальбарда / Отв. ред. В. Н. Соколов. Л.: НИИГА. 1976. С. 78–91.
- Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А. и др.* Палеомагнитология. Л.: Недра. 1982. 312 с.
- Погарская И.А., Гуревич Е.Л.* Палеомагнетизм девонских пород Шпицбергена. Палеомагнетизм и аккреционная тектоника / А.Н. Храмов (ред.). Л.: ВНИГРИ. 1988. С. 6–17.
- Попов В.В.* Пакет программ (Электронный ресурс) [https://ifz-paleomag.ru/Полезные\\_ресурсы](https://ifz-paleomag.ru/Полезные_ресурсы). 2023 г.
- Сальная Н.В., Иосифиди А.Г.* Палеомагнетизм раннедевонских отложений о. Шпицберген. Палеомагнетизм и магнетизм горных пород. Материалы XXV юбилейной Всероссийской школы-семинара по проблемам палеомагнетизма и магнетизма горных пород (с международным участием) / В.П. Щербаков (ред.). Москва–Борок, 25–29 сентября 2019 г. Ярославль: Филигрань. 2019. С. 203–208.
- Сироткин А.Н., Никитин Д.В.* Особенности геодинамического развития девонского грабена Шпицбергена // *Записки Горного института*. 2011. Т. 194. С. 104–111.
- Стратиграфический словарь Шпицбергена / И.С. Грамберг (ред.). Л.: Недра. 1990. 203 с.
- Храмов А.Н., Шкатова В.К.* Общая магнитостратиграфическая шкала полярности фанерозоя. Дополнения к Стратиграфическому кодексу России / А.И. Жамойда (ред.). СПб.: ВСЕГЕИ. 2000. С. 24–45.
- Шолпо Л.Е.* Магнитная восприимчивость и ее информативность. Использование магнетизма горных пород при геологической съемке. Л.: Недра. 1986. 224 с. (Методическое пособие по геологической съемке масштаба 1:50 000. Вып. 18. Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-т). С. 42–47.
- Becker R.T., Marshall J.E.A., Da Silva A.-C.* The Devonian Period, *Geologic Time Scale*. 2020. Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-824360-2.00022-X>.
- Bian W., Yang T., Jiang Z., Jin J., Gao F., Wang S. et al.* Paleomagnetism of the Late Cretaceous red beds from the Far Western Lhasa Terrane: Inclination discrepancy and tectonic implications. 2020 // *Tectonics*. V. 39(8). P. e2020TC006280. <https://doi.org/10.1029/2020TC006280>
- Blom H., Goujet D.* Thelodont scales from the lower Devonian Red Bay group, Spitsbergen // *Palaeontology*. 2002. V. 45(4). P. 795–820.
- Blomeier D., Wisshak M., Dallmann W., Volohonsky E., Freiwald A.* Facies analysis of the Old Red Sandstone of Spitsbergen (Wood Bay Formation): reconstruction of the depositional environments and implications of basin development // *Facies*. 2003. V. 49. P. 151–174.
- Dallmann W.K., Piepjohn K., Ohta Y.* Geological map of Svalbard 1:100 000, sheet B4G Reinsdyrflya. Norsk Polarinstitute Temakart nr. 38. 2005.
- Davies N. S., Berry C.M., Marshall J. E.A., Wellman C. H., Lindemann F.-J.* The Devonian landscape factory: plant–sediment interactions in the Old Red Sandstone of Svalbard and the rise of vegetation as a biogeomorphic agent // *Journal of the Geological Society*. 2021. V. 178 (5). <https://doi.org/10.1144/jgs2020-225>
- Day R., Fuller M., Schmidt V.A.* Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1977. V. 13. P. 260–269.
- Chadima M., Hrouda F.* Remasoft 3.0 – a user-friendly paleomagnetic data browser and analyzer // *Travaux Géophysiques*. 2006. V. XXVII. P. 20–21.
- Cogne J., Halim N., Chen Y., Courtillot V.* Resolving the problem of shallow magnetizations of Tertiary age in Asia: Insights from paleomagnetic data from the Qiangtang, Kunlun, and Qaidam blocks (Tibet, China), and a new hypothesis // *Journal of Geophysical Research*. 1999. V. 104(B8). P. 17715–17734. <https://doi.org/10.1029/1999JB900153>
- Enkin R.J.* A computer program package for analysis and presentation of palaeomagnetic data // *Pacific Geoscience Centre. Canada. Sidney: Geol. Survey*. 1994. 16 p.
- Geoscience Atlas of Svalbard / Winfried K. Dallmann (ed.). Report Series № 148. Norwegian Polar Institute. 2015. 291 p.
- Iosifidi A.G., Mac Niocaill C., Khramov A.N., Dekkers M.J., Popov V.V.* Palaeogeographic implications of differential inclination shallowing in Permo-Carboniferous sediments from the Donets basin, Ukraine // *Tectonophysics*. 2010. V. 490. № 3–4. P. 229–240.
- Jiang Z., Liu Q., Dekkers M.J., Zhao X., Roberts A.P., Yang Z., et al.* Remagnetization mechanisms in Triassic red beds from South China // *Earth and Planetary Science Letters*. 2017. V. 479(C). P. 219–230. <https://doi.org/10.1016/J.EPSL.2017.09.019>
- Jiang Z., Liu Q., Dekkers M.J., Tauxe L., Qin H., Barrón V., Torrent J.* Acquisition of chemical remanent magnetization during experimental ferrihydrite–hematite conversion in Earth-like magnetic field—Implications for paleomagnetic studies of red beds // *Earth and Planetary Science Letters*. 2015. V. 428. P. 1–10. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.07.024>
- Jiang Z., Liu Q., Roberts A. P., Dekkers M. J., Barrón V., Torrent J., Li S.* The magnetic and color reflectance properties of hematite: From Earth to Mars // *Reviews of*

- Geophysics. 2022. V. 60. P. e2020RG000698. <https://doi.org/10.1029/2020RG000698>
- Meng J., Coe R.S., Wang C., Gilder S.A., Zhao X., Liu H., et al. Reduced convergence within the Tibetan Plateau by 26 Ma? // *Geophysical Research Letters*. 2017. V. 44. P. 6624–6632. <https://doi.org/10.1002/2017GL074219>
- Lovlie R., Torsvik T., Jelenska M. and Levandowski M. Evidence for detrital remanent magnetization carried by hematite in Devonian Red Beds from Spitsbergen; palaeomagnetic implications // *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 1984. V. 79. P. 573.
- Lowrie W. Identification of the ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties // *Geophys. Res. Lett.* 1990. V. 17. P. 159–162.
- Li S.H., Deng C., Yao H., Huang S., Liu C., He H. et al. Magnetostratigraphy of the Dali Basin in Yunnan and implications for late Neogene rotation of the southeast margin of the Tibetan Plateau // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2013. V. 118(3). P. 791–807. <https://doi.org/10.1002/JGRB.50129>
- McFadden P.L., McElhinny M.W. Classification of reversal test in palaeomagnetism // *Geophys. J. Int.* 1990. V. 103. P. 725–729.
- Özdemir Ö., Dunlop D.J. Hysteresis and coercivity of hematite // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 2014. V. 119. P. 2582–2594. doi:10.1002/2013JB010739
- Opdyke N.D., Channell J.E.T. *Magnetic stratigraphy*. N.Y.: Acad. Press. 1996. 346 p.
- Zhang W., Fang X., Zhang T., Song C., Yan M. Eocene rotation of the Northeastern Central Tibetan Plateau indicating stepwise compressions and eastward extrusions // *Geophysical Research Letters*. 2020. V. 47(17). P. e2020GL088989. <https://doi.org/10.1029/2020GL088989>
- Smethurst M.A., Khramov A.N. A new Devonian palaeomagnetic pole for the Russian platform and Baltica, and related apparent polar wander // *Geophys. J. Int.* 1992. V. 108. P. 179–192.
- Swanson-Hysell N.L., Fairchild L.M., Slotznick S.P. Primary and secondary red bed magnetization constrained by fluvial intraclasts // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2019. V. 124(5). P. 4276–4289. <https://doi.org/10.1029/2018JB017067>
- Tauxe L., Kent D.V., Opdyke N.D. Magnetic components contributing to the NRM of Middle Siwalik red beds // *Earth and Planetary Science Letters*. 1980. V. 47(2). P. 279–284. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(80\)90044-8](https://doi.org/10.1016/0012-821X(80)90044-8)
- Torsvik T.H., Lovlie R., Sturt B.A. Palaeomagnetic argument for a stationary Spitsbergen relative to the British Isles (Western Europe) since late Devonian and its bearing on North Atlantic reconstruction // *Earth and Planetary Science Letters*. 1985. V. 75. P. 278–288.
- Torsvik T.H., Van der Voo R., Meert J.G., Mosar J., Walderhaug H.J. Reconstructions of the continents around the North Atlantic about the 60th parallel // *Earth and Planetary Science Letters*. 2001. V. 187. P. 55–69.
- Van der Voo R. The Reliability of Paleomagnetic Data // *Tectonophysics*. 1990. V. 184. P. 1–9.
- Watson G.S., Enkin R.J. The fold test in palaeomagnetism as a parameter estimation problem // *Geophys. Res. Lett.* 1993. V. 20. P. 2135–2138.
- Yan M., Van der Voo R., Fang X.M., Pares J.M., Rea D.K. Paleomagnetic evidence for a mid-Miocene clockwise rotation of about 25° of the Guide Basin area in NE Tibet // *Earth and Planetary Science Letters*. 2006. V. 241(1–2). P. 234–247. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.10.013>

## Magnetic Stratigraphy of Lower Devonian Sediments from the Island of West Spitsbergen (Fränkelryggen Formation)

A. G. Iosifidi<sup>a,b,\*</sup> and N. V. Salnaya<sup>b,\*\*</sup>

<sup>a</sup>*St. Petersburg Branch, Pushkov Institute of Terrestrial Magnetism, Ionosphere and Radio Wave Propagation of the Russian Academy of Sciences, St.-Petersburg, 199034 Russia*

<sup>b</sup>*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, 119017 Russia*

\*e-mail: iosag@mail.ru

\*\*e-mail: natasavi@inbox.ru

Received October 22, 2023

revised January 31, 2024

accepted February 7, 2024

**Abstract** – The collection of paleomagnetic samples of the Lower Devonian Fränkelryggen Formation from the northwest of the island of West Spitsbergen is studied. The main carrier of the natural remanent magnetization of the studied rocks is hematite. Based on the component analysis, the prefolding, bipolar components of the natural remanent magnetization with a positive reversal test are identified. The sequence of the magnetozones of the studied section is compared with the existing world data on the Lower Devonian.

**Keywords:** paleomagnetism, magnetic stratigraphy, Devonian sediments, paleomagnetic pole, island of West Spitsbergen, East European Platform

УДК 550.384

## НИЗКОЕ ПАЛЕОПОЛЕ В ПРОТЕРОЗОЕ: ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПАЛЕОНАПРЯЖЕННОСТИ НА ВУЛКАНИТАХ УКРАИНСКОГО ЩИТА ВОЗРАСТОМ 1.75 МЛРД ЛЕТ

© 2024 г. В. В. Щербакова<sup>1</sup>, \*, Г. В. Жидков<sup>1</sup>, В. П. Щербаков<sup>1</sup>, Н. А. Афиногенова<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Геофизическая обсерватория “Борок” ИФЗ РАН, Ярославская обл., п. Борок, Россия

\*E-mail: valia.borok@mail.ru

Поступила в редакцию 14.02.2024 г.

После доработки 27.02.2024 г.

Принята к публикации 10.03.2024 г.

Изучена коллекция магматических пород Украинского щита, отобранная из Корсунь-Новомиргородского плутона (возрастной интервал 1760–1735 млн лет, Ингульский мегаблок) и из Коростенского плутона (возраст 1760–1750 млн лет, Северо-Западный мегаблок). Для получения достоверных определений палеонапряженности ( $B_{др}$ ) изучены магнитные и термомагнитные свойства исследуемых пород, проведены рентгеноструктурные исследования. Показано, что носителями характеристической компоненты естественной остаточной намагниченности являются одно- и малые псевдооднодоменные зерна магнетита. Для определения  $B_{др}$  использовались два метода – процедура Телье–Коэ с выполнением процедуры  $pTRM$ -check и экспресс-метод Вилсона. По пяти сайтам получены определения палеонапряженности, которые удовлетворяют критериям качества. По всем пяти сайтам величины поля  $B_{др}$  и виртуального дипольного момента VDM крайне низкие, меняются в пределах (3.6–9.76) мкТл и (0.92–2.43)  $\times 10^{22}$  Ам<sup>2</sup> соответственно. Анализ имеющихся в мировой базе данных (МБД) по палеонапряженности в протерозое показал, что режим работы геодинамо в протерозое может характеризоваться чередой сильного и слабого дипольного режимов, но реальность этого вывода целиком зависит от надежности данных, доложенных в литературе и представленных в МБД.

*Ключевые слова:* протерозой, низкая палеонапряженность, Украинский щит, методы Телье и Вилсона, одно- и псевдооднодоменные зерна, недипольное поле.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0002333724040103>, EDN: FWKLNK

### ВВЕДЕНИЕ

Одной из важнейших и дискуссионных проблем геомагнетизма является оценка времени формирования твердого внутреннего ядра. Этот период является критическим моментом в истории Земли, поскольку последующий рост ядра, вероятно, стал основным источником энергии для процесса генерации современного геодинамо [Landeau et al., 2017]. Его кристаллизация связана с целым рядом физических и химических процессов, происходивших в мантии и жидком ядре, и в значительной мере со скоростью остывания молодой Земли. Процесс образования внутреннего ядра критически зависит от теплопроводности жидкого ядра и параметров, контролирующих конвекцию. К сожалению, численные значения физических параметров, характеризующих ядерное вещество (теплопроводность, скорость охлаждения и др.),

полученные из экспериментов с созданием высоких термодинамических параметров, имеют недостаточную точность [Pozzo et al., 2012]. Поэтому в разных численных моделях эти параметры различаются на порядки величин, и, как следствие, оценки времени формирования твердого ядра в разных моделях растягиваются от 3.5 млрд лет до 345 млн лет [Gubbins et al., 2004], от 1.8 до 0.8 млрд лет [Aubert et al., 2009] и от 800 до 500 млн лет [Davies, 2015; Driscoll, 2016].

Из-за радикального изменения в энергетике внешнего ядра, вызванного образованием твердого внутреннего ядра, кажется вероятным, что этот процесс будет сопровождаться заметными изменениями в поведении геомагнитного поля. Однако выводы о возможных изменениях различаются: некоторые исследования моделирования говорят в пользу резкого увеличения напряженности магнитного поля [Driscoll, 2016], тогда

как другие подчеркивают изменения, главным образом, в геометрии поля [Landeau et al., 2017]. Тем не менее, "...мы можем предположить, что определения палеонапряженности в докембрии, показывающие заметное увеличение ее интенсивности, могут выступить как "дымящееся ружье", как знак начала роста внутреннего ядра" [Biggin et al., 2009].

Другими словами, достоверная картина поведения палеонапряженности на протяженных временных интервалах может дать независимые свидетельства о фактическом времени возникновения внутреннего ядра. Но для этого необходимо иметь достаточно представительный ряд достоверных определений палеонапряженности, позволяющий проводить статистические оценки изменений в ее поведении. Однако определения палеонапряженности ( $B_{др}$ ) геомагнитного поля в докембрии крайне немногочисленны и имеют ограниченную надежность. Из всех представленных на сегодня в МБД [Мировая..., 2022] 5201 определений виртуального дипольного момента (VDM) подавляющее большинство сделано для кайнозоя: на протяженности в 66 млн лет имеется 3590 определений или 69%. Но если принять во внимание минимальные требования к надежности данных  $B_{др}$  [Perrin, Shcherbakov, 1997], то в кайнозое (возраст до 66 млн лет) остается 1112 определений  $B_{др}$ , а в протерозое, на интервале почти в 2 млрд лет (2500–538.8 млн лет) – всего 95. Становится очевидной необходимость получения новых надежных определений  $B_{др}$  в докембрии.

Здесь мы сообщаем о новых определениях  $B_{др}$  и комплексных исследованиях магнитных свойств, проведенных на протерозойских вулканических породах Украинского щита (УЩ) возрастом ~1750 млн лет.

## ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Украинский щит представляет собой выход кристаллического фундамента протократона Волго-Сарматия, который вместе с Фенноскандинавским сегментом коры образует Восточно-Европейский кратон (Балтика). В состав Восточно-Европейской платформы входят Фенноскандия, Волго-Уралия и Сарматия, при этом каждый фрагмент отличается своей эволюцией (рис. 1). Различные мегаблоки Украинского щита (УЩ) можно рассматривать как единое целое, начиная с 1.77 млрд лет назад.

На представительной коллекции протерозойских пород из Украинского щита были

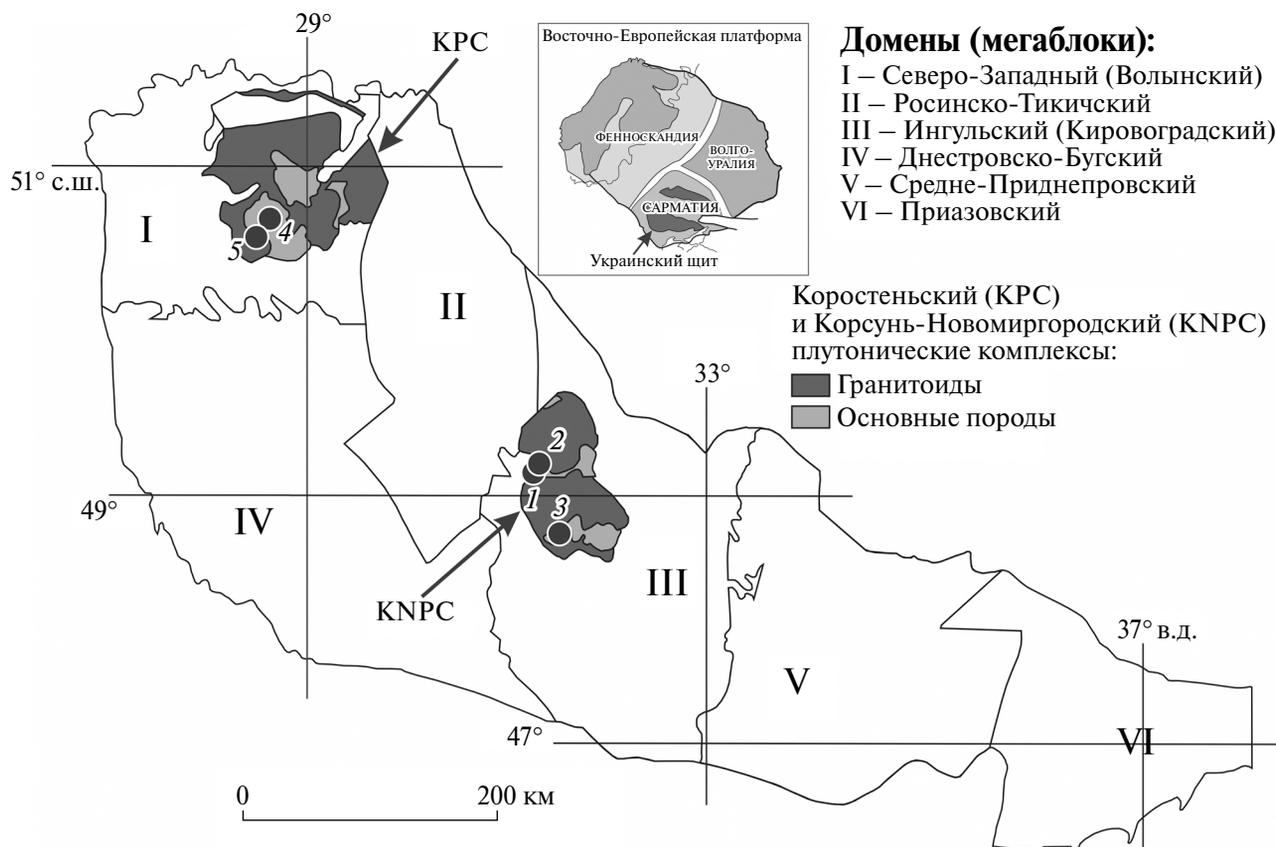
проведены палеомагнитные исследования с выполнением современных требований к достоверности данных и использованием современных программ обработки результатов [Bakmutov et al., 2023]. Совокупность фактов: отсутствие признаков метаморфизма у пород, наблюдаемая смена полярности высокотемпературной характеристической компоненты (ChRM), согласие вычисленного значения палеополюса с аналогичными данными по УЩ, полученными ранее на анортозитах [Elming et al., 2001], говорят о первичности выделенной компоненты ChRM и надежности полученных палеомагнитных результатов. В сочетании с обнаруженными физическими свойствами пород (стабильность к нагревам и пр.) коллекция представлялась перспективной для определения палеонапряженности. Следует принять во внимание, что при острой востребованности данных о величине поля в протерозое, в МБД определений  $B_{др}$  возрастом 1.7–1.8 млрд лет было крайне мало, а на породах УЩ такие исследования ранее не проводились вообще. Протерозойские породы УЩ, перспективные для определения  $B_{др}$ , представляли безусловный интерес.

Для экспериментов по определению палеонапряженности в ГО "Борок" ИФЗ РАН была передана часть коллекции, а именно – неориентированные обрезки шtuффов, которые оставались после проведения палеомагнитных экспериментов. Все полученные образцы были изучены, по пяти сайтам получены достоверные определения  $B_{др}$ .

Предварительные результаты комплексного исследования описанной коллекции (палеомагнитные данные и определения  $B_{др}$ ) были представлены на Генеральной Ассамблее Европейского Геофизического общества (EGU General Assembly 2020) в докладе-презентации [Shcherbakova et al., 2020].

К настоящему времени в полном объеме результаты палеомагнитных исследований протерозойской коллекции пород из Украинского щита (геология, описание слагающих пород, чистка образцов температурой и переменным полем, определение палеонаправлений и палеополюсов, палеотектоника, анализ результатов) опубликованы в статье [Bakmutov et al., 2023]. Здесь мы представляем результаты исследований этой коллекции по определению палеонапряженности.

На рис. 1 дана карта-схема Украинского щита, на ней цифрами 1–5 отмечены точки отбора объектов, по которым получены определения  $B_{др}$ .



**Рис. 1.** Схематическая карта Украинского щита. Цифрами 1–5 помечены объекты, по которым получены новые определения  $B_{др}$ . Обозначения на схеме: (I–VI) – домены (мегаблоки), составляющие УЩ; КНРС – Корсунь-Новомиргородский плутонический комплекс (северо-западная часть Ингульского домена); отобранные сайты: 1 – Вязовок (VYA), 2 – Хлыстуновка (X), 3 – Лекарево (LE). КРС – Коростенский плутонический комплекс (западная часть Волинского домена); отобранные сайты: 4 – Синий Камень (NB), 5 – Поромовка (PO). В скобках показана маркировка образцов соответствующих сайтов. Адаптировано из работы [Shumlyanskyu et al., 2017].

В центральной части УЩ находится Ингульский домен (III), его древний фундамент составляют палеопротерозойские амфиболитовые фации супракристаллических пород Ингул-Ингулецкой серии. В северо-западной части этого домена находится Корсунь-Новомиргородский плутонический комплекс (КНРС). Не более 21% его общей площади составляют основные породы, которые образуют 4 отдельных больших массива, среди них – Новомиргородский и Городищенский, где был сделан отбор образцов. В массивах доминируют анортозиты и лейкократовые габбронориты. Городищенский массив: отобраны сайт 1 – Вязовок (VYA) и сайт 2 – Хлыстуновка (X). Новомиргородский массив: отобран сайт 3 – Лекарево (LE). Почти 72% центральной части массива составляют анортозиты и габбро-анортозиты [Bakmutov et al., 2023].

В северо-западной части УЩ находится Волинский домен (I). Древнее основание домена составляют палеопротерозойские супракристаллические

породы амфиболитовых фаций тетеревской серии. В его западной части находится Коростенский плутонический комплекс (КРС), где отобраны два сайта: сайт 4 – Синий Камень (NB) и сайт 5 – Поромовка (PO) [Bakmutov et al., 2023].

## ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПАЛЕОНАПРЯЖЕННОСТИ

### Описание эксперимента

Исследованная в ГО “Борок” ИФЗ РАН коллекция пород УЩ содержала обрезки штуфов, оставшиеся после палеомагнитных исследований, всего более 300 образцов пород из более чем 10 разных сайтов. Из них выпиливались неориентированные кубики с ребром 1 см для процедур Телье и Вилсона, остатки использовались для других экспериментов. В описанных ниже экспериментах участвовали все образцы полученной коллекции.

Термостабильность магнитных минералов оценивалась по серии кривых намагниченности насыщения  $M_{si}(T)$ , записанных при последовательных нагревах от 100 до 700°C с шагом 100°C. Температура Кюри  $T_C$  определялась по экстремуму первой производной на кривой  $M_s(T)$  [Fabian et al., 2013]. Термокривые  $M_{si}(T)$  снимались на магнитных весах конструкции Ю.К. Виноградова во внешнем магнитном поле 450 мТл. В некоторых случаях такие же серии кривых для проверки снимались на магнитных весах VFTB (Variable Field Translation Balance, произведен Petersen Instruments) во внешнем магнитном поле ~455 мТл.

Оценка доменной структуры (ДС) магнитных зерен – носителей *NRM* выполнялась двумя способами – по диаграмме Дзю–Данлопа ( $M_{rs}/M_s$  vs  $B_{cr}/B_c$ , [Day et al., 1977; Dunlop, 2002]) и термомагнитному (ТМ) критерию [Большаков, Щербакова, 1979; Shcherbakova et al., 2000]. Для построения диаграммы Дзю–Данлопа на магнитных весах VFTB снимались петли гистерезиса, по ним определялись намагниченность насыщения  $M_s$ , остаточная намагниченность насыщения  $M_{rs}$ , коэрцитивная сила  $B_c$ , а по кривым перемагничивания  $M_{rs}$  полем противоположного знака – остаточная коэрцитивная сила  $B_{cr}$ , после чего рассчитывались отношения  $M_{rs}/M_s$ ,  $B_{cr}/B_c$ . Для оценки ДС по термомагнитному критерию оценивались хвосты парциальных термоостаточных намагниченностей (*pTRM*), создававшихся в двух/трех температурных интервалах, прежде всего – в высокотемпературном интервале ( $T_1, T_2, T_1 < T_2$ ), по которому на диаграмме Арай–Нагаты делалась оценка  $B_{др}$ . Согласно ТМ-критерию, *pTRM*, созданная в температурном интервале ( $T_1, T_2, T_1 < T_2$ ), при последующем нагреве до  $T_2$  и охлаждении до  $T_0$  полностью разрушается у однодоменных (ОД) зерен (остаток при  $T_0$  – “хвост” < 5%), у псевдооднодоменных (ПОД) зерен 5% < “хвост” < 15% и у МД зерен “хвост” > 15% [Shcherbakova et al., 2000].

Основным методом определения палеонапряженности была процедура Телье–Коэ [Thellier, Thellier 1959; Coe, 1967] с выполнением процедуры *pTRM-check*. Парные нагревы до последовательно возрастающих температур  $T_i$  ( $i = 1-n$ ) выполнялись на воздухе: первый шаг (нагрев-охлаждение) – в нулевом поле, второй – нагрев в нулевом поле, охлаждение – в лабораторном поле  $B_{лаб}$  (8, 10, 15, 20, 30 мкТл). После каждого двух температур выполнялся проверочный нагрев до температуры  $T_{i-2}$  и последующее охлаждение в поле  $B_{лаб}$  (процедура *pTRM-check*)

[Prévot et al., 1985]). В целом каждый эксперимент Телье включал в себя 15–20 температурных шагов и 5–8 *pTRM-check*.

Для выполнения процедуры Телье использовались в основном три прибора: два трехкомпонентных термомагнитометра конструкции Виноградова чувствительностью  $6 \times 10^{-2}$  А/м и маленькая печь в магнитном экране, в которой можно проводить нагревы и охлаждение без поля или в присутствии контролируемого лабораторного магнитного поля. Намагниченность образцов, прогретых в печи, измерялась на ротационном магнитометре JR-6 чувствительностью  $3 \times 10^{-4}$  А/м (для 1 см кубиков).

Для увеличения статистики получаемых определений  $B_{др}$ , в экспериментах, как правило, участвовали несколько кубиков-дублей из одного штуфа. По результатам измерений строились диаграммы Арай–Нагаты и Зийдервельда (в координатах образца). На диаграммах Арай–Нагаты температурный ( $T_1, T_2$ ) интервал, по которому оценивалась величина  $B_{др}$  (далее *fit*-интервал), выбирался максимально близким тому интервалу, в котором выделялась характеристическая компонента (ChRM) при палеомагнитных исследованиях.

В дополнение к процедуре Телье, для экспресс-оценки величины  $B_{др}$  использовался также метод Вилсона–Буракова [Wilson, 1961; Бураков, 1973], по которому оценивается подобие двух термокривых – *NRM(T)* и *TRM(T)*, получаемых при двух последовательных нагревах образца до температуры Кюри  $T_C$ . Сам факт подобия кривых *NRM(T)* и *TRM\*(T)* служит существенным доводом в пользу того, что *NRM* является термоостаточной по своей природе [Wilson, 1961; Бураков, 1973; Muxworthy, 2010]. Отметим, что метод Вилсона используется нами при определении  $B_{др}^*$  только как дополнительный к основному – процедуре Телье–Коэ. Для расчета виртуального дипольного момента (VDM) использовались только определения  $B_{др}$ , полученные методом Телье–Коэ.

### Магнитные и термомагнитные свойства пород

К сожалению, остаточная намагниченность у пород многих сайтов оказалась крайне слабой,  $NRM \leq 10^{-8}$  А/м, что близко к порогу чувствительности наших используемых приборов. Убедительные результаты получились на породах пяти сайтов: это три сайта из Ингульского мегаблока (Вязовок, Хлыстуновка, Лекарево) и два из Коростенского плутона (Поромовка, Синий Камень). Далее будут обсуждаться только

они, образцы этих сайтов обозначаются как Вязовок – VYA, Хлыстуновка – X, Лекарево – LE, Поромовка – PO, Синий Камень – NB.

Прежде всего следует отметить, что породы отмеченных пяти сайтов очень похожи между собой по своим магнитным и термомагнитным свойствам. Это можно проследить на рис. 2 и рис. 3, где по горизонтали для каждого сайта группами представлены графики, снятые на дублях образцов породы данного сайта. Все образцы обнаруживают стабильность в процессе нагревов: кривые  $M_{si}(T)$  (рис. 2, a1–a5) практически не меняются в температурном интервале вплоть до 580°C. Температуры Кюри  $T_C$  образцов близки к магнетитовой (550–580°C).

Оценка ДС по диаграмме Дзя–Данлопа показана на рис. 3а. Видно, что характеристические точки образцов на диаграмме располагаются в области, близкой к однодоменным/малым псевдооднодоменным размерам зерен. Для оценки ДС по термомагнитному (ТМ) критерию на образцах создавались  $pTRM$  в одном/двух высокотемпературных интервалах (обязательно в  $fit$ -интервале, по которому оценивалось  $B_{др}$ ) и в одном низкотемпературном (рис. 3б–3п). Обращает на себя внимание, что практически у всех образцов (кроме PO) у всех  $pTRM$  хвосты практически отсутствуют, что указывает на их однодоменное поведение. У образца PO две  $pTRM$  обнаруживают небольшие хвосты (< 10%), в  $fit$ -интервале  $pTRM$  также не имеет хвоста. Таким образом, по ТМ-критерию  $pTRM$  исследуемых образцов практически на всем температурном интервале обнаруживают поведение, характерное для магнитных частиц одно/малых псевдооднодоменных размеров. Известно, что именно однодоменные/малые псевдооднодоменные зерна являются наиболее надежными носителями первичной ChRM.

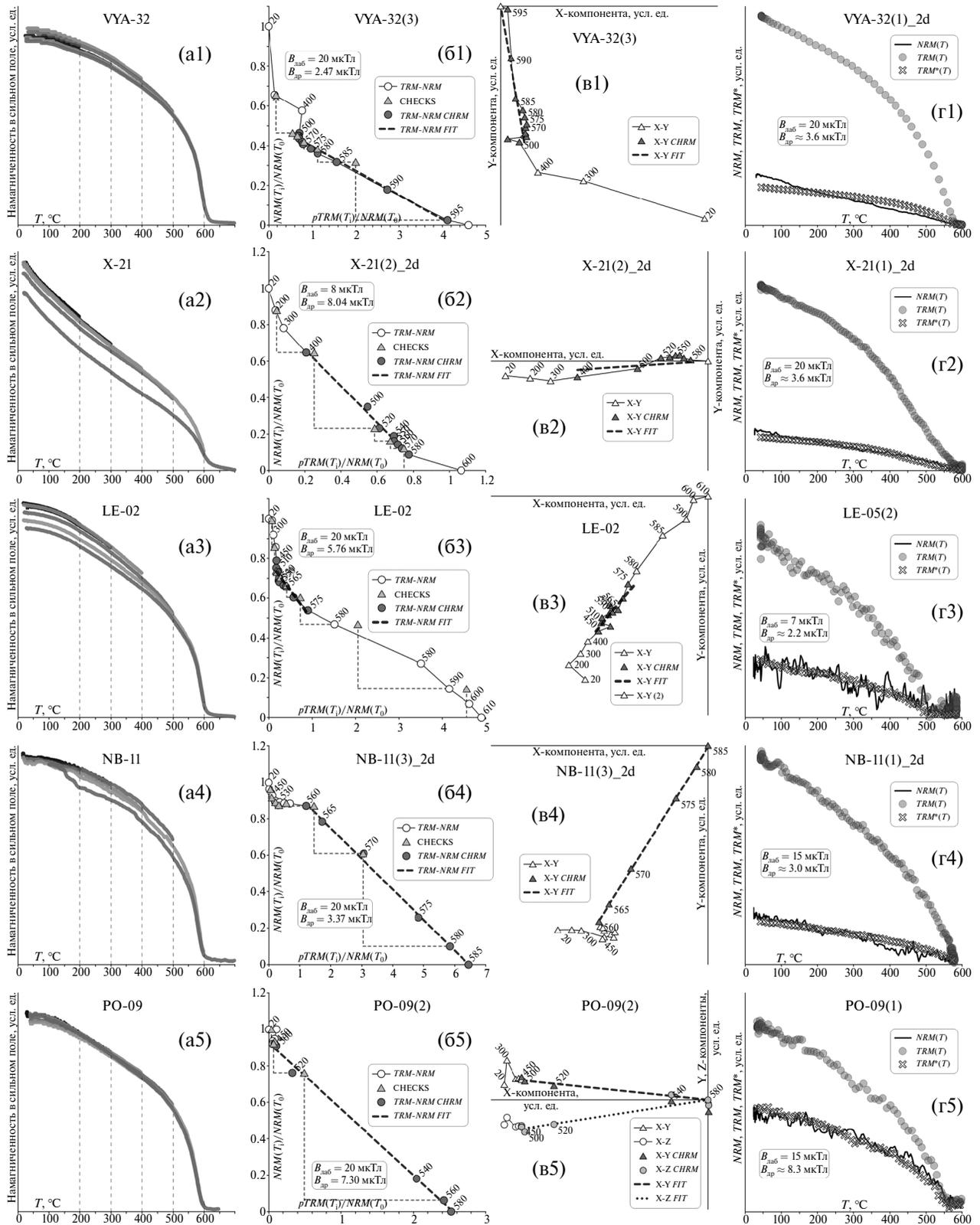
На нескольких образцах из сайтов Поромовка, Хлыстуновка и Вязовок выполнен рентгенофазовый анализ, для чего использовался порошковый дифрактометр “STOE STADI-MP” с монохроматизированным  $CoK_{\alpha 1}$ -излучением (производство Германия). У большинства образцов  $NRM$  крайне слабая по величине и, чтобы получить количество магнитной фракции, достаточное для анализа, приходилось применять двойную и даже тройную ультразвуковую сепарацию. Согласно результатам рентгеноструктурного анализа, шпинельная фракция представлена минералом с величиной постоянной решетки  $a_0 = 0.836–0.839$  нм, что соответствует близкому к стехиометрическому или относительно

слабоокисленному магнетиту. После нагрева образцов до 600°C параметр решетки несколько падает, что говорит об усилении степени однофазного окисления магнетита в процессе лабораторной обработки. У трех из четырех исследованных образцов на рентгенограмме видны широкие шпинельные пики, что указывает на мелкий размер зерен магнетита. У образца Вязовок не удалось отделить магнитную фракцию от силиката даже после многократной сепарации, что свидетельствует о том, что мелкие зерна магнетита заключены в силикатную матрицу (пироксена). В некоторых образцах наряду с магнетитом обнаруживается также ильменит. Такая связка, скорее всего, говорит о том, что магнетит в этих образцах является следствием распада первичного титаномагнетита. Почти везде присутствуют также следы силиката (пироксена). Это может указывать на то, что магнитная фракция находится в основном в силикатной матрице, где она надежно защищена от последующих химических и структурных изменений, обеспечивая хорошую сохранность палеомагнитной записи.

Таким образом, результаты рентгенофазового анализа состава пород, термомагнитных исследований и оценки ДС исследуемых образцов по диаграмме Дзя–Данлопа и термомагнитному критерию вполне согласуются между собой и поддерживают наш вывод, что носителями исследуемой характеристической компоненты природной намагниченности изучаемых пород являются одно- и/или малые псевдооднодоменные зерна состава, близкого к стехиометрическому магнетиту. Это служит в пользу достоверности получаемых результатов, поскольку одно- и малые ПОД-зерна являются наиболее надежными носителями палеонапряженности.

### Результаты определения палеонапряженности

В виду важности данных по палеонапряженности при решении фундаментальных проблем геофизики, в современной палеомагнитной литературе разработан и рекомендуется к использованию целый ряд количественных и качественных критериев оценки достоверности новых определений  $B_{др}$ . Так, для оценки результата  $B_{др}$  по диаграмме Арай–Нагата, построенной по измерениям процедуры Телье, в настоящее время сформировался блок рекомендуемых количественных критериев. В нашей лаборатории при анализе полученных результатов используется программа (автор Г.В. Жидков), которая рассчитывает все критерии и отражает



**Рис. 2.** Иллюстрации к терромагнитным свойствам пород, процедурам Телье–Козэ и Вилсона: образцы VYA, X, LE – Ингульский мегаблок, Корсунь–Новомиргородский комплекс; образцы PO, NB – Волынский домен, Коростенский Плутон. (a1–a5) – терромагнитные кривые  $M_{si}(T)$ , нормированные на  $M_{si}(T_0)$ ; (b1–b5) – диаграммы Арай–Нагаты, треугольники – чек-точки (*check-points*); пунктиром отмечен интервал (*fit*-интервал), по которому оценивается  $B_{sp}$ ; (b1–b5) – диаграммы Зийдверльда (в координатах образца), построенные по данным процедуры Телье–Козэ; (r1–r5) – диаграммы Вилсона в представлении  $NRM-TRM$ .

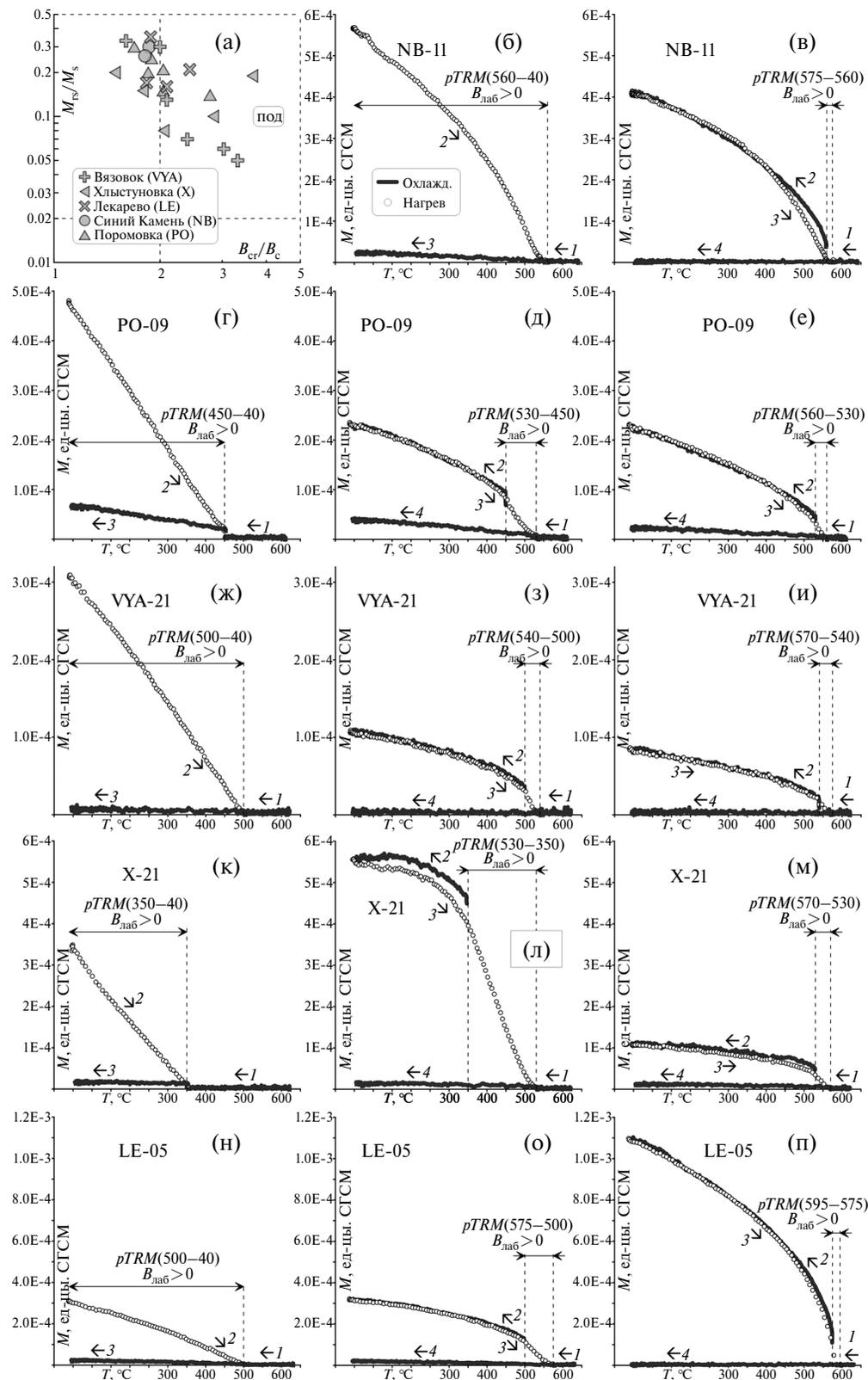


Рис. 3. Оценка ДС образцов по диаграмме Дэя–Данлопа (а) и ТМ-критерию (б)–(п). На рисунках (б)–(п) стрелками показан ход изменения температуры в процессе выполнения экспериментов по ТМ-критерию. Вертикальные линии обозначают температурный интервал, в котором создавалась  $pTRM$  в лабораторном поле  $B_{лаб} = 100$  мкТл. Другие объяснения в тексте.

результаты определения палеонапряженности автоматически. Расшифровка этих критериев и способы расчета приведены ниже:  $N_p$  – число точек *fit*-интервала, использованных для оценки  $B_{др}$ ; GAP – “гар-фактор” (показатель равномерности уменьшения *NRM*, стремится от 0 к 1 при росте числа  $N_p$  и равномерности);  $q$  – показатель “качества” определения, объединяет в себе показатели  $K$ ,  $f$ , GAP и  $\sigma_K$  ( $q = f \times \text{GAP} \times |K| / \sigma_K$ ) [Coe et al., 1978];  $f$  – рассматриваемая доля (фракция, сегмент) *NRM* в пределах  $T_1$ – $T_2$ , которая берется по отношению к значению *NRM* в точке пересечения аппроксимирующей прямой линии (*fit*-линии) и оси ординат;  $K$  – тангенс угла наклона *fit*-линии;  $\sigma_K$  – стандартная ошибка  $K$ ;  $\beta$  – относительная стандартная ошибка, равна отношению  $\sigma(B_{др})/B_{др}$ , где  $\sigma(B_{др})$  – стандартная ошибка  $B_{др}$  (прямо пропорциональна  $\sigma_K$ ); FRAC – доля (фракция) векторной суммы изменений *NRM* в пределах  $T_1$ – $T_2$  относительно векторной суммы изменений *NRM* в пределах всего температурного интервала размагничивания [Shaar, Tauxe, 2013];  $\delta(\text{СК})$  – отношение максимального абсолютного значения отклонений чек-точек *pTRM* в пределах  $T_1 < T_2$  к значению *TRM* при пересечении *fit*-линии и оси абсцисс [Leonhardt et al., 2004]; DRAT – отношение максимального абсолютного значения отклонений чек-точек *pTRM* в пределах  $T_1 < T_2$  к длине *fit*-линии в интервале  $T_1$ – $T_2$  [Selkin, Tauxe, 2000]; CDRAT – кумулятивный показатель отклонений чек-точек *pTRM*, равен отношению абсолютного значения суммы всех отклонений с учетом знака в пределах  $T_1 < T_2$  к длине *fit*-линии в интервале  $T_1$ – $T_2$  [Kissel, Laj, 2004]; mDRAT – среднее относительное отклонение чек-точек *pTRM*, равно отношению CDRAT к числу чек-точек *pTRM* в пределах  $T_1 < T_2$  [Paterson et al., 2014].

В литературе для оценки качества определения  $B_{др}$  и отбора полученных результатов предлагаются следующие граничные значения параметров качества:  $N_p \geq 4$ ;  $q \geq 1$ ;  $f \geq 0.35$ ;  $\beta \leq 0.1$  (10%);  $\delta(\text{СК}) \leq 7\%$ ; DRAT  $\leq 10\%$ ; CDRAT  $\leq 11\%$ ; FRAC  $\geq 0.45$  (45%) [Paterson et al., 2014; 2015]; mDRAT  $\leq 10\%$  (категория “А”); [Blanco et al., 2012]. При анализе и сепарации наших данных мы использовали только четыре критерия с более мягкими ограничениями:  $N_p \geq 4$ ;  $q \geq 1.5$ ; DRAT  $\leq 20\%$ ; CDRAT  $< 20\%$ , исходя из того, что средние значения палеонапряженности для объектов при этом меняются незначительно.

Как отмечалось выше, после селекции достаточно надежные определения  $B_{др}$  удалось

получить на породах 5 сайтов: это три сайта из Ингульского мегаблока (Вязовок, Хлыстуновка, Лекарево) и два из Коростенского плутона (Поромовка – РО, Синий Камень – NB). На рис. 2 для каждого сайта показаны примеры полученных диаграмм Араи–Нагата (261–265), Зийдервельда (в координатах образца, 2в1–2в5) и Вилсона (2Г1–2Г5). Сводка полученных результатов, прошедших селекцию, представлена в табл. 2.

При сравнении диаграмм Араи–Нагата (рис. 2, б1–б5) и Зийдервельда (рис. 2, в1–в5), видно, что в низкотемпературном интервале, до температур  $\sim(500\text{--}510)^\circ\text{C}$ , просматривается вторичная компонента, по-видимому, вязкого происхождения и по направлению близкая современному полю [Bakhmutov et al., 2023]. Характеристическая компонента (ChRM) надежно выделяется в высокотемпературных интервалах  $(500\text{--}570\text{--}600)^\circ\text{C}$ . Анализ данных табл. 2 показывает, что внутри сайтов количество определений  $B_{др}$ , прошедших селекцию, на разных образцах разное, меняется от 4 до 7, с учетом дублей – от 4 до 18, полученные по сайту значения  $B_{др}$  близки друг другу. Все определения указывают на низкое и очень низкое поле. Определения  $B_{др}$  двумя разными способами (Телье–Коэ и Вилсона) не противоречат друг другу, для большинства образцов они близки между собой, хотя на отдельных образцах наблюдается различие.

Далее для каждого сайта рассчитывалось среднее  $B_{др}$  (учитывались  $B_{др}$ , полученные по методу Телье–Коэ). Используя средние по сайтам значения  $B_{др}$  и наклона  $I_{др}$  характеристической компоненты, определенного при палеомагнитных исследованиях (см. табл. 1), рассчитывались средние для сайта значения виртуального дипольного момента (VDM) по стандартной формуле:

$$\text{VDM} = \frac{2\pi}{\mu_0} B_{др} r^3 \sqrt{1 + 3\cos^2 I}. \quad (1)$$

Здесь  $r$  – радиус Земли,  $I$  – значение магнитного палеонаклона. Средние по объекту значения палеонаклона  $I_{др}$ , палеонапряженностей  $B_{др}$  (метод Телье–Коэ) и рассчитанных VDM приведены в табл. 3.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Новые определения палеонапряженности в палеопротерозое, представленные нами выше, получены по пяти объектам, которые различаются географическим положением на Украинском щите (рис. 1) и составом слагающих пород (см. табл. 1). Согласно имеющимся

Таблица 1. Палеомагнитные данные

Породы	$N/n$	$T$ -интервал ChRM, °C	$D$ , град	$I$ , град	$k$	$\alpha_{95}$ , град	Возраст, млн лет	Ссылка
Ингульский домен, Корсунь-Новомиргородский комплекс, Городищенский массив								
<i>Вязовок (49°10.565' N, 31°22.072' E)</i>								
монцитоны (дайка)	12/29	520–540–600	41.5	–6.1	31	8	1752.8±6.5	[Довбуш и др., 2009]
							1753±7	[Shumlyansky et al., 2017]
<i>Хлыстуновка (49°12.840' N, 31°26.405' E)</i>								
анортозиты	11/33	500–560–590	43.8	–14.8	12	13.5	1749±0.5 по норитам	[Шестопалова и др., 2013; Шестопалова, 2017]
							1739±3 по лейконоритам	[Шестопалова и др., 2013; Шестопалова, 2017]
							1746±9 по кварц-монцитам	[Shumlyansky et al., 2017]
							1748±7 по кварц-сиенитам	[Shumlyansky et al., 2017]
Ингульский домен, Корсунь-Новомиргородский комплекс, Новомиргородский массив								
<i>Лекарево (48°44.867' N, 31°32.676' E)</i>								
анортозиты	12/13	500–540–600	217.8	19.9	6	19.1	1750.2±0.9 по анортозитам	[Довбуш и др., 2009; Shumlyansky et al., 2017]
Волынский домен, Коростенский комплекс, Волынский массив								
<i>Синий Камень (50°43.1' N, 28°40' E)</i>								
анортозиты, габбро	17/28	500–580	217.9	14.5	110	3.4	1758.0±1.8	[Верхогляд, 1995]
							1756±4	[Shumlyansky et al., 2017]
<i>Поромовка (50°34' N, 28°30.54' E)</i>								
анортозиты	26/38	500–580	43.1	–18.1	18	6.9	1757±3	[Shumlyansky et al., 2017]

Примечания:  $N/n$  – общее количество измеренных образцов/количество образцов, по которым была выделена ChRM-компонента;  $T$ -интервал ChRM, °C – температурный интервал, в котором выделена ChRM;  $D$ ,  $I$  – склонение и наклонение средних направлений ChRM;  $k$  – кучность векторов;  $\alpha_{95}$  – радиус круга доверия при вероятности 0.95 для среднего направления вектора. Приведены координаты мест отбора образцов, геохронологические определения возраста пород и ссылки на соответствующие статьи (по данным работы [Bakhmutov et al., 2023]).

определениям возраста пород этих объектов (табл. 1 и 3), они покрывают временной интервал 1757–1746 млн лет назад. Новые определения  $B_{др}$  удовлетворяют критериям достоверности [Perrin, Shcherbakov, 1997; Paterson

et al., 2014; 2015]. По всем пяти сайтам получены низкие значения величины поля  $B_{др}$  и VDM, которые меняются в пределах (3.6–9.76) мкТл и  $(0.92–2.43) \times 10^{22}$  Ам<sup>2</sup> соответственно. Это почти на порядок ниже средней величины VDM

**Таблица 2.** Результаты определений палеонапряженности методами Телье–Коэ ( $B_{др}$ ) и Вилсона ( $B_{др}^*$ )

Сайт/ образец	$B_{др}^*$ , МКГл	$T_1 - T_2, ^\circ\text{C}$	$N_p$	GAP	$q$	$f$	$K, \times(-1)$	$B_{др}$ , МКГл	$\sigma(B_{др})$ , МКГл	$\beta$	FRAC	$\delta(\text{CK}), \%$	DRAT, %	CDRAT, %	mDRAT, %	$B_{др}^*$ , МКГл
<i>Вязовок</i>																
VYA-09(2)_2d	10	500–580	4	0.571	1.7	0.613	0.328	3.29	0.70	0.212	0.494	3.9	6.0	6.2	4.9	
VYA-09_2d	30	500–600	6	0.305	4.6	0.970	0.154	4.61	0.30	0.065	0.800	2.3	2.3	1.5	0.9	6.30
VYA-09_jr6	10	500–575	10	0.772	4.4	0.632	0.720	7.20	0.80	0.111	0.602	4.4	5.6	7.7	2.9	
VYA-11_2d	10	500–585	9	0.686	4.4	0.781	0.449	4.49	0.55	0.123	0.663	6.3	7.4	5.2	3.4	3.20
VYA-11_jr6	10	500–565	8	0.731	4.4	0.561	0.428	4.28	0.40	0.094	0.497	4.3	7.1	17.9	3.6	
VYA-12_2d	20	560–590	7	0.667	3.0	0.715	0.196	3.92	0.62	0.157	0.345	4.0	5.5	9.4	3.4	2.80
VYA-21(1)	20	500–580	8	0.753	11.4	0.597	0.151	3.02	0.12	0.039	0.600	4.3	7.2	19.8	5.1	6.80
VYA-21(1)_jr6	20	480–550	4	0.593	5.1	0.537	0.181	3.61	0.22	0.062	0.511	8.3	15.1	16.8	5.6	
VYA-21	20	500–570	4	0.647	2.9	0.363	0.347	6.94	0.56	0.082	0.342	6.4	16.7	16.9	8.4	
VYA-21_2d	30	500–600	6	0.640	13.4	0.975	0.157	4.70	0.21	0.047	0.843	8.1	8.2	9.6	2.9	
VYA-21_jr6	10	400–550	7	0.722	17.3	0.805	0.407	4.07	0.14	0.034	0.781	7.6	8.7	16.7	4.2	2.80
VYA-29	20	560–595	8	0.685	12.4	0.679	0.160	3.19	0.12	0.038	0.414	8.3	12.1	13.3	5.4	
VYA-29-1_jr6	20	510–570	7	0.566	3.2	0.562	0.190	3.80	0.38	0.100	0.342	7.5	13.1	9.4	7.9	
VYA-32(0)	20	450–600	4	0.168	1.6	0.915	0.177	3.54	0.34	0.095	0.646	4.0	4.3	–2.0	2.0	3.60
VYA-32(1)	20	500–600	7	0.563	6.0	0.943	0.125	2.49	0.22	0.089	0.557	9.3	9.8	8.9	3.9	
VYA-32(3)	20	500–595	11	0.731	15.4	0.826	0.123	2.47	0.10	0.039	0.428	10.3	12.4	14.5	3.9	
VYA-32_jr6	20	510–580	7	0.667	4.7	0.754	0.154	3.08	0.32	0.107	0.470	10.7	14.0	9.9	7.1	
VYA-34	10	500–560	4	0.524	21.8	0.774	0.253	2.53	0.05	0.019	0.387	7.6	9.5	–15.2	5.1	2.35
<i>Хлыстуновка</i>																
X-06(2)	30	500–590	7	0.655	4.7	0.579	0.164	4.93	0.39	0.081	0.236	0.0	0.0	0.0	0.0	5.40
X-06(2)-a	20	500–580	7	0.801	7.6	0.760	0.267	5.34	0.42	0.080	0.345	6.5	8.3	13.9	4.0	
X-06	30	500–590	7	0.774	9.3	0.629	0.136	4.07	0.21	0.052	0.435	0.0	0.0	0.0	0.0	
X-06-2(2)	20	500–570	6	0.733	4.5	0.520	0.356	7.12	0.60	0.085	0.295	7.3	13.2	–2.5	5.5	
X-10_3(1)	30	500–575	4	0.517	2.4	0.822	0.155	4.64	0.81	0.175	0.333	7.6	9.1	–4.6	5.5	3.60
X-13	30	500–590	7	0.733	7.4	0.614	0.220	6.61	0.39	0.061	0.401	0.0	0.0	0.0	0.0	6.70
X-13_2d	20	530–580	5	0.700	10.6	0.573	0.459	9.18	0.34	0.038	0.387	9.2	14.6	1.9	7.4	
X-17(4)	8	450–550	5	0.601	3.7	0.613	0.604	4.83	0.47	0.098	0.375	4.7	6.6	–2.6	3.9	—
X-21(2)_2d	8	400–580	8	0.634	10.8	0.652	1.005	8.04	0.30	0.038	0.565	5.0	5.4	0.3	3.0	3.60

Таблица 2 (окончание)

Сайт/ образец	$V_{\text{лаб}}, \text{мкГл}$	$T_1 - T_2, ^\circ\text{C}$	$N_p$	GAP	$q$	$f$	$K, \times(-1)$	$V_{\text{др}}, \text{мкГл}$	$\sigma(B_{\text{др}}), \text{мкГл}$	$\beta$	FRAC	$\delta(\text{СК}), \%$	DRAT, %	CDRAT, %	mDRAT, %	$B_{\text{др}}^*, \text{мкГл}$
<i>Лекарево</i>																
LE-02	20	500–575	10	0.769	2.0	0.271	0.288	5.76	0.58	0.102	0.273	2.7	9.6	3.0	3.8	—
LE-05(1)	20	550–585	7	0.691	31.3	0.961	0.272	5.44	0.12	0.021	0.865	5.7	5.7	6.3	1.2	2.17
LE-11	20	500–570	9	0.666	6.8	0.871	0.300	6.01	0.52	0.086	0.556	11.5	12.6	–12.6	5.2	6.65
ЛЕ-Ш1(1)	20	500–590	13	0.683	21.7	0.892	0.267	5.35	0.16	0.028	0.764	4.1	4.4	2.0	1.7	—
<i>Синий Камень</i>																
NB-03	20	500–590	8	0.646	30.7	0.921	0.188	3.75	0.08	0.019	0.614	4.4	4.7	6.9	1.2	5.10
NB-03(1)	20	500–590	13	0.849	45.7	0.951	0.218	4.36	0.08	0.018	0.809	8.6	8.9	10.1	2.2	
NB-03(2)_2d	20	500–580	7	0.823	3.4	0.503	0.161	3.22	0.40	0.122	0.290	4.6	9.1	10.9	3.6	
NB-03(4)_jr6	20	500–600	11	0.638	11.2	0.968	0.140	2.81	0.16	0.055	0.841	7.1	7.3	5.7	2.4	
NB-04(3)_2d	20	500–570	9	0.827	4.0	0.729	0.163	3.27	0.50	0.152	0.378	6.2	8.4	7.6	2.6	—
NB-09(2)_2d	20	500–585	12	0.780	10.2	0.905	0.222	4.44	0.30	0.069	0.717	3.6	3.9	7.3	1.8	8.00
NB-10_jr6	20	500–565	6	0.745	4.1	0.741	0.210	4.20	0.56	0.133	0.684	4.1	5.4	12.1	3.2	
NB-11(2)_2d	20	500–585	12	0.798	18.2	0.861	0.112	2.24	0.08	0.038	0.731	9.4	10.9	12.9	1.9	
NB-11(3)_2d	20	560–585	6	0.753	22.2	0.807	0.168	3.37	0.10	0.027	0.681	3.9	4.8	6.8	1.1	2.80
NB-11(4)_jr6	20	500–560	6	0.757	5.4	0.669	0.115	2.30	0.22	0.093	0.403	3.6	5.3	5.5	1.9	
<i>Поромовка</i>																
PO-06(2)	20	520–545	5	0.615	8.3	0.681	0.514	10.28	0.52	0.050	0.524	6.8	8.9	14.9	3.7	—
PO-06(3)	20	500–540	5	0.665	8.5	0.714	0.448	8.96	0.50	0.056	0.597	3.9	5.0	7.9	2.6	
PO-07(3)	20	520–550	6	0.738	18.2	0.788	0.696	13.92	0.44	0.032	0.542	7.0	7.3	11.6	4.3	10.80
PO-08(1)	15	540–580	6	0.712	28.9	0.838	0.659	9.88	0.21	0.021	0.655	5.3	5.3	8.4	2.3	12.90
PO-09(1)	15	535–590	8	0.792	6.8	1.051	0.512	7.67	0.93	0.122	0.698	1.9	1.6	3.7	0.7	8.25
PO-09(2)	20	450–580	6	0.516	16.6	0.975	0.365	7.30	0.22	0.030	0.788	6.5	6.2	4.2	2.6	
PO-14_jr6	10	500–560	5	0.730	7.7	0.790	0.931	9.31	0.70	0.075	0.751	4.9	4.5	4.0	1.7	4.40
PO-15(2)	8	500–570	7	0.590	5.0	0.867	0.758	6.07	0.62	0.102	0.821	2.9	2.6	–0.8	1.2	12.40

Примечания:  $V_{\text{лаб}}$  – лабораторное поле, использованное в процедуре Телье;  $T_1 - T_2$  –  $fit$ -интервал, по которому оценивалась палеонапряженность  $V_{\text{др}}$  по методу Телье;  $B_{\text{др}}^*$  – определения палеонапряженности методом Вилсона. Расшифровка остальных численных параметров и способы их расчета подробно описаны в статье [Щербакова и др., 2023a].

Таблица 3. Определение VDM

Плутон	Сайт	Возраст, млн лет	$N/n$	$V_{др}$ , мкТл	$V_{др}$ , мкТл (станд. ошибка)	$V_{др}$ , мкТл (станд. откл.)	$I_{др}$ , град	VDM, ( $\times 10^{22}$ Ам <sup>2</sup> )
Городищенский массив	Вязовок	1753 ± 7	6/18	3.60	0.21	1.27	−6.1	0.93
	Хлыстуновка	1746 ± 9	5/9	6.49	0.58	1.75	−14.8	1.64
Новомиргородский массив	Лекарево	1750 ± 1	4/4	5.48	0.15	0.30	19.9	1.35
Волынский массив	Синий Камень	1756 ± 4	5/10	3.66	0.25	0.80	14.5	0.92
	Поромовка	1757 ± 3	6/8	9.76	0.84	1.97	−18.1	2.43

Примечания:  $N/n$  – число разных образцов/дублей сайта, использованных для расчета среднего значения  $V_{др}$ ; (станд. ошибка) и (станд. откл.) – стандартная ошибка и стандартное отклонение соответственно.

в современную эпоху ( $\approx 8 \times 10^{22}$  Ам<sup>2</sup>) и почти в шесть раз ниже средней величины VDM в кайнозой ( $6.44 \times 10^{22}$  Ам<sup>2</sup> [Bono et al., 2022]). По величине новые определения  $V_{др}$  согласуются с уже имеющимися в МБД несколькими определениями  $V_{др}$  близкого возраста (1600–1900 млн лет) [Щербакова и др., 2004; 2006б; Sumita et al., 2001; Nakamura, Iyeda, 2005; Elming et al., 2009; Donadini et al., 2011; Shcherbakova et al., 2014; Veselovskiy et al., 2019] (рис. 4).

С точки зрения обозначенной во Введении проблемы – какой была картина поведения  $V_{др}$  в геологическом прошлом, рассмотрим данные, представленные в мировой базе данных [Мировая..., 2002]. Для дальнейшего анализа и обсуждения мы отобрали все определения  $V_{др}$  в МБД в докембрии, удовлетворяющие критериям [Perrin, Shcherbakov, 1997]: 1) принимаются во внимание только определения, полученные методом Телье с выполнением процедуры checkpoints; 2) для расчета среднего значения  $V_{др}$  используется не меньше трех определений. Определения  $V_{др}$  из МБД, прошедшие отбор, и полученные нами здесь значения  $V_{др}$  представлены на рис. 4.

Общая картина поведения интенсивности геомагнитного поля в докембрии, прослеживаемая на рис. 4, подробно обсуждалась нами в недавно вышедшей статье [Щербакова и др., 2023а], где был сделан вывод о том, что она свидетельствует о чередовании периодов низкой и высокой напряженности, то есть, по меньшей мере, о существовании двухмодового режима генерации геомагнитного поля. Заметим, что на это косвенным образом указывает и двухмодовость гистограммы  $V_{др}$ , приведенной на врезке

к рис. 4. Эти обстоятельства представляют собой существенную трудность в определении времени начала образования внутреннего ядра, основанного только на имеющихся записях палеонапряженности, что отмечают и авторы работы [Zhang et al., 2022].

Чередование периодов низкой и высокой напряженности в докембрии, прослеживаемое на рис. 4, имеет и теоретическое обоснование. В работе [Driscoll, 2016] показано, что при определенных условиях, включающих в себя, в частности, отсутствие твердого ядра Земли, режим работы геомагнетизма в протерозое может характеризоваться сменой сильного и слабого дипольного режимов.

Мы здесь попытаемся рассмотреть свойства этих режимов, используя методику совместного статистического анализа распределений палеонапряженности и палеонаклонения, предложенную в работе [Lhuillier et al., 2023]. Суть этого подхода заключается в следующем. В рамках дипольного приближения напряженность поля  $V$  и наклонение  $I$  удовлетворяют следующему соотношению

$$V = g \times a(I), \text{ где } a(I) = \frac{1}{\sqrt{1 + 3 \cos^2 I}}, \quad (2)$$

где параметр  $g$  есть интенсивность поля на полюсах. Из этого уравнения следует существование линейной связи между  $V$  и  $a(I)$  в случае дипольного поля. Разумеется, наличие вековых вариаций (то есть возникновение мультиполей разного рода) нарушает эту связь. Тем не менее, в рамках справедливости гипотезы центрального осевого диполя (*geomagnetic axial dipole* – GAD)

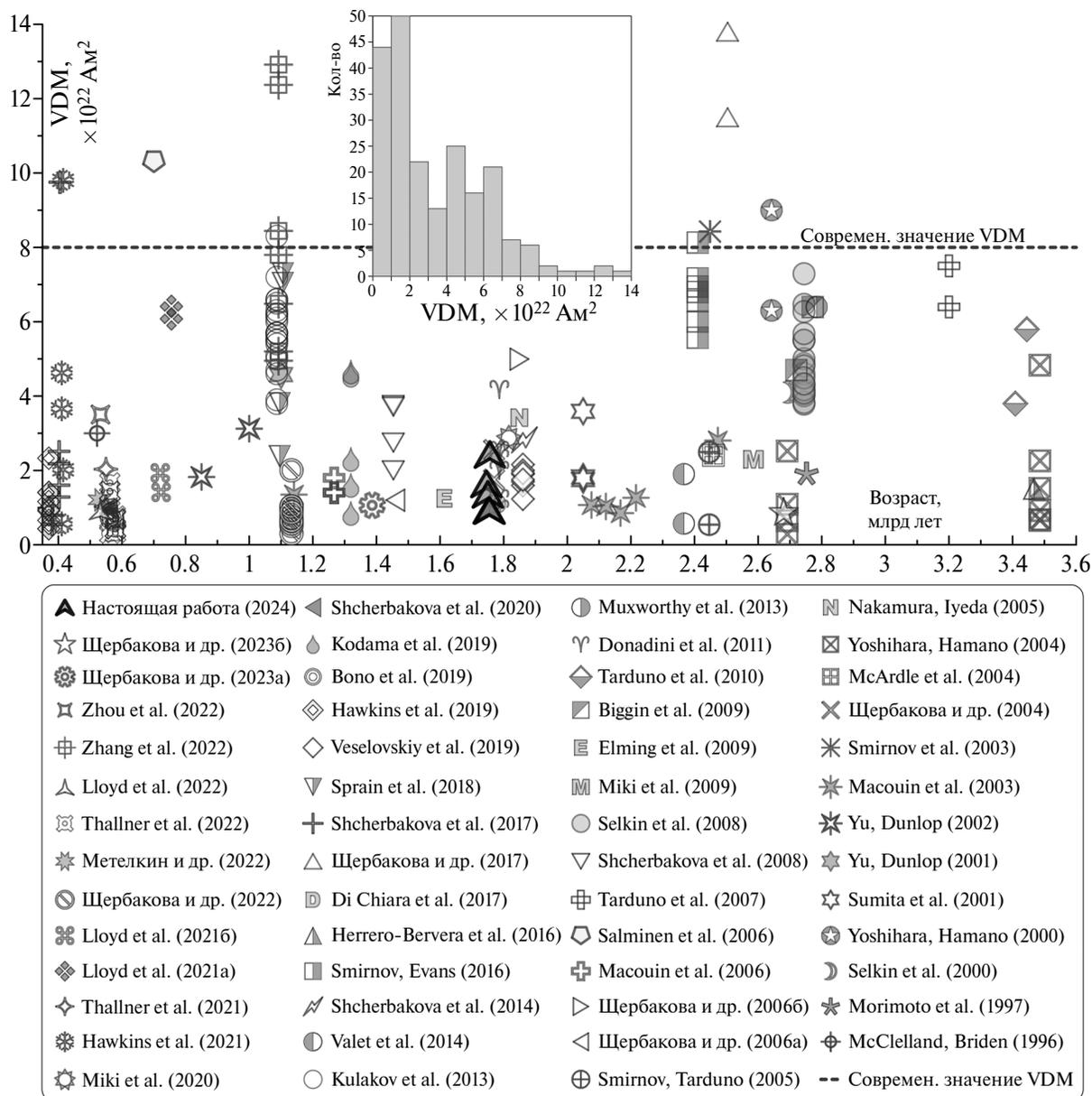


Рис. 4. Значения VDM для интервала 350–3500 млн лет, представленные в МБД [Мировая..., 2022] и полученные в настоящей статье.

следует ожидать существования значительной линейной корреляции между  $B$  и  $a(I)$ . Иными словами, чем выше коэффициент корреляции  $R$  между напряженностью и наклоном, тем вероятнее преимущественно дипольная геометрия поля.

Для дальнейшего обсуждения построим диаграмму ( $B_{др}$ ,  $a(I)$ ) как “продолжение” рис. 4, т.е. используем тот же набор определений  $B_{др}$ , которые использовались для вычисления VDM по формуле (1) и построении рис. 4, и соответствующие им палеонаклонения  $I_{др}$  для расчета  $a(I)$  по формуле (2) (рис. 5а). Уже визуально видно,

что распределение точек на этом рисунке распадается на кластеры высоких и низких значений  $B_{др}$ . На рис. 5б показана гистограмма распределения  $B_{др}$ , на которой также обнаруживаются две моды: низкие  $B_{др}$  с острым пиком при 5–10 мкТл и довольно размытая мода высоких  $B_{др}$  с пиком при 25–30 мкТл. Условную границу между этими модами можно провести при  $B_{др} = 15$  мкТл, которую мы и использовали для вычисления корреляций между  $B$  и  $a(I)$  отдельно по каждому кластеру (рис. 5а). Как оказалось, мода высоких интенсивностей дает значимый коэффициент корреляции  $R = 0.43$  при уровне

значимости  $P\text{-value} = 0.005$ . В то же время для кластера с низкими напряженностями  $R = 0.18$  при абсолютно незначимом  $P\text{-value} = 0.29$ .

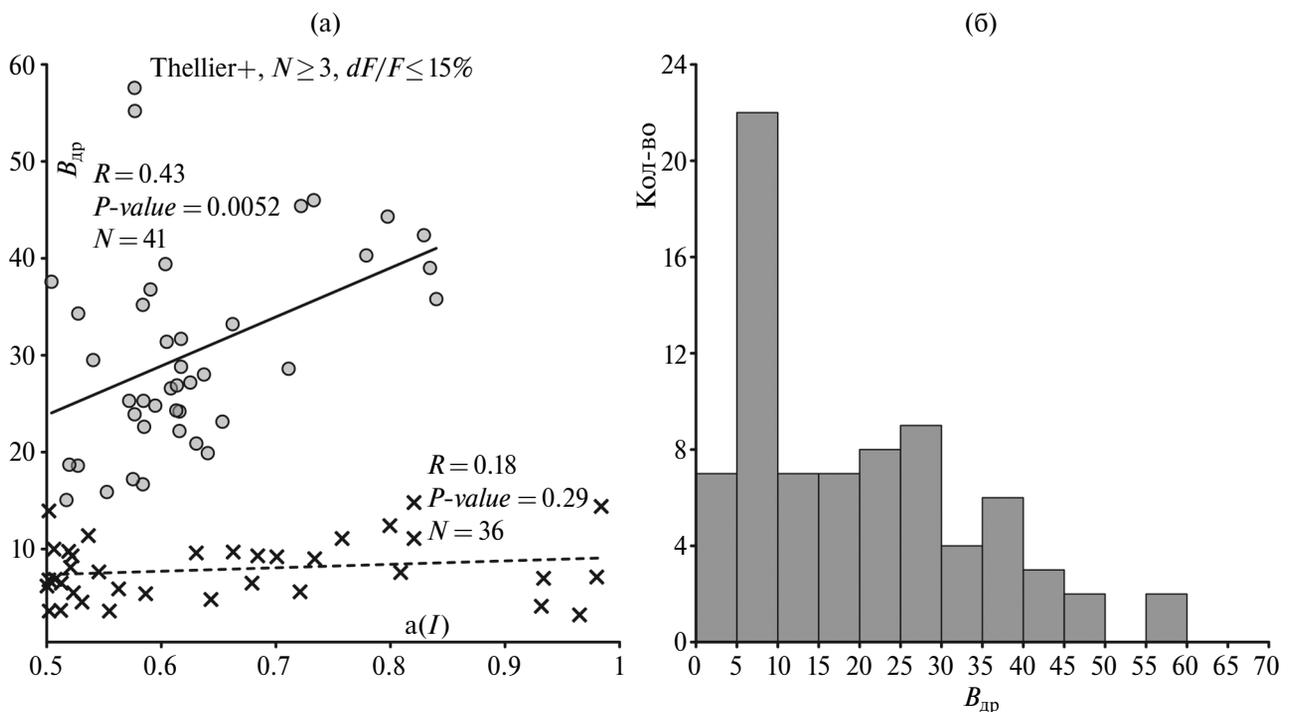
Существование значительной корреляции для кластера с высокой напряженностью подтверждает справедливость гипотезы GAD и указывает на то, что геометрия поля в соответствующие интервалы времени была преимущественно дипольной с интенсивностью на полюсе  $g \approx 50$  мкТл, что незначительно отличается от современного значения  $\approx 60$  мкТл. Интенсивность  $g$  здесь определена как значение *linear fit* на рис. 5а при  $a(I) = 1$ . В то же время полное отсутствие корреляции между  $B_{др}$  и  $a(I)$  для кластера с низкой палеонапряженностью определенно говорит о режиме слабого диполя с возможным значительным вкладом ненулевых средних во времени центральных дипольного, квадрупольного и/или октупольного членов. Иначе говоря, геометрия поля в этом случае может быть существенно недипольной.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На коллекции вулканических пород возрастом 1757–1746 млн лет, отобранных на Украинском щите, по пяти объектам получены новые

определения палеонапряженности геомагнитного поля  $B_{др}$ , удовлетворяющие современным критериям достоверности. Изученные объекты различаются географическим положением на УЩ и составом слагающих пород. По всем пяти сайтам получены низкие значения величины поля  $B_{др}$  и виртуального дипольного момента VDM, которые меняются в пределах (3.6–9.76) мкТл и  $(0.92\text{--}2.43) \times 10^{22}$  Ам<sup>2</sup>, соответственно, и согласуются с аналогичными данными близкого возраста, представленными в МБД.

Формальный анализ совместного распределения напряженности и наклона по данным МБД для возрастного интервала 350–3500 млн лет указывает на присутствие в это время двух сменяющих друг друга режимов: сильного диполя и слабого по величине поля существенно недипольной геометрии с малой величиной диполя и сравнимым с ним по величине вкладом квадрупольного и/или октупольного моментов. При этом распределение высоких и низких интенсивностей во времени (рис. 4) говорит о том, что на интервале 350–3500 млн лет по большей части поле было низким, а высокие его значения имеют характер всплесков с плохо определяемой длительностью.



**Рис. 5.** (а) – Диаграмма ( $B_{др}$ ,  $a(I)$ ): кружки – кластер высоких интенсивностей  $B_{др}$ ; крестики – кластер низких  $B_{др}$ ; сплошная линия представляет линию регрессии для кластера высоких палеонапряженностей  $B_{др}$ ; пунктирная – для низких. Значения коэффициентов корреляции  $R$  и соответствующих  $P\text{-value}$  показаны на рисунке; (б) – гистограмма распределения  $B_{др}$  для протерозоя по тому же набору данных, что использован при построении рис. 4.

С другой стороны, причина отсутствия корреляции для кластера низких интенсивностей в протерозое может состоять в том, что значительная доля определений палеонапряженности (или палеонаправления, или и того и другого, в данном случае это неважно) ошибочны. Таким образом, реальность вывода о доминировании режима слабого диполя в протерозое целиком зависит от надежности данных, изложенных в литературе и представленных в МБД.

Наконец, нельзя исключать и ту возможность, что большинство данных вполне качественные, но мы располагаем слишком ограниченным их количеством при неудачном пространственно-временном распределении отобранных коллекций. В этом случае выполненный здесь анализ просто не является представительным.

## ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено в рамках Госпрограммы ГО Борок ИФЗ РАН FMWU-2022-0026.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Большаков А.С., Щербакова В.В.* Терромагнитный критерий определения доменной структуры ферромагнетиков // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1979. № 2. С. 38–47.
- Бураков К.С.* Метод определения напряженности геомагнитного поля по кривым терморазмагничивания  $I_p$  и  $I_{rt}$ . Материалы IX конференции по вопросам постоянного геомагнитного поля, магнетизму горных пород и палеомагнетизму. Ч. 2. Баку. 1973. С. 56–57.
- Верхогляд В.М.* Возрастные этапы магматизма Коростенского плутона // Геохимия и рудообразование. 1995. № 21. С. 34–47.
- Довбуш Т.И., Степанюк Л.М., Шестопалова Е.Е.* Кристаллогенезис и возраст циркона из габброидов Корсунь-Новомиргородского плутона (Украинский щит) // Геохімія та рудоутворення. 2009. № 27. С. 20–23.
- Метелкин Д.В., Виноградов Е.В., Щербакова В.В., Верниковский В.А., Захаров С.М., Наговицин К.Е.* К проблеме палеогеографических реконструкций и структуры геомагнитного поля на границе докембрия–палеозоя на примере новых палеомагнитных данных по Оленекскому поднятию (Сибирский кратон) // Докл. РАН. Науки о Земле. 2022. Т. 506. № 2. С. 135–141. <https://doi.org/10.31857/S2686739722600990>
- Мировая база данных по палеонапряженности. Интернет-сайт геофизической обсерватории “Борок” ИФЗ РАН. 2022. URL: <http://www.brk.adm.yar.ru/palmag/index.html> (дата обращения: 01.02.2024). Текст: электронный.
- Шестопалова Е.Е., Степанюк Л.М., Довбуш Г.И., Сьомка В.О., Бондаренко С.М., Приходько Е.С.* Палеопротерозойский гранитоидный магматизм Ингульского мегаблока Украинского щита. Материалы конф. “Гранитоиды: условия формирования и рудоносность”, 27 мая–1 июня 2013 / Киев: 2013. С. 152–153.
- Шестопалова О.Е.* Геохронология Корсунь-Новомиргородского плутона. Дис. ... канд. геологич. наук. Київ: Інститут геофізики ім. С.І. Субботіна НАН України. 2017.
- Щербакова В.В., Щербаков В.П., Диденко А.Н., Виноградов Ю.К.* Определение палеонапряженности в раннем протерозое по гранитоидам шумихинского комплекса Сибирского кратона // Физика Земли. 2006б. № 6. С. 80–89.
- Щербакова В.В., Водовозов В.Ю., Жидков Г.В., Афиногенова Н.А., Сальная Н.В., Лейченко Г.Л.* Ультразвучная напряженность геомагнитного поля в мезопротерозое по породам дайкового комплекса оазиса Бангера (1133 млн лет, Восточная Антарктида) // Физика Земли. 2022. № 6. С. 90–112. <https://doi.org/10.31857/S0002333722060126>
- Щербакова В.В., Жидков Г.В., Павлов В.Э., Земцов В.А.* Оценка напряженности геомагнитного поля в протерозое на породах Южной Карелии. Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент. Материалы международного семинара. Казань. 2004. С. 61–66.
- Щербакова В.В., Пасенко А.М., Жидков Г.В., Щербаков В.П., Афиногенова Н.А.* Ультразвучная интенсивность геомагнитного поля в мезопротерозое по данным изучения интрузивных тел возрастом 1380 млн лет из Уджинского авлакогена Сибирской платформы // Физика Земли. 2023а. № 5. С. 24–46.
- Щербакова В.В., Веселовский Р.В., Жидков Г.В., Афиногенова Н.А., Самсонов А.В., Степанова А.В., Смирнов М.А.* Палеомагнетизм Великой дайки Кольского полуострова (2.68 млрд лет): новые свидетельства ультразвуковой напряженности магнитного поля Земли в позднем архее. Ученые записки Казанского университета. Серия Естественные науки. 2023б. Т. 165. № 4. С. 537–549. <https://doi.org/10.26907/2542-064X.2023.4.537-549>
- Щербакова В.В., Павлов В.Э., Щербаков В.П., Неронов И., Земцов В.А.* Результаты палеомагнитных исследований и оценка палеонапряженности геомагнитного поля на границе раннего и среднего рифея на породах салминской свиты (Северное Приладожье) // Физика Земли. 2006а. № 3. С. 57–68.
- Щербакова В.В., Лубнина Н.В., Щербаков В.П., Жидков Г.В., Цельмович В.А.* Определение палеонапряженности на неоархейских дайках Водлозерского террейна Карельского кратона // Физика Земли. 2017. № 5. С. 101–120. <https://doi.org/10.7868/s0002333717050118>
- Aubert J., Labrosse S., Poitou C.* Modelling the palaeo-evolution of the geodynamo // Geophys. J. Int. 2009. V. 179. № 3. P. 1414–1428. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04361.x>

- Bakhmutov V.G., Mytrokhyn O.V., Poliachenko I.B., Cherkes S.I.* New palaeomagnetic data for Palaeoproterozoic AMCG complexes of the Ukrainian Shield // *Geofizicheskiy Zhurnal*. 2023. V. 45. № 4. P. 3–19. <https://doi.org/10.24028/gj.v45i4.286283>
- Biggin A.J., Strik G.H.M.A., Langereis C.G.* The intensity of the geomagnetic field in the late-Archaeon: New measurements and an analysis of the updated IAGA palaeointensity database // *Earth, Planets and Space*. 2009. V. 61. № 1. P. 9–22. <https://doi.org/10.1186/BF03352881>
- Blanco D., Kravchinsky V.A., Valet J.P., Ali A., Potter D.K.* Does the Permo-Triassic geomagnetic dipole low exist? // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2012. V. 204–205. P. 11–21. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2012.06.005>
- Bono R.K., Paterson G.A., van der Boon A., Engbers Y.A., Michael Grappone J., Handford B., Hawkins L.M.A., Lloyd S.J., Sprain C.J., Thallner D., Biggin A.J.* The PINT database: a definitive compilation of absolute palaeomagnetic intensity determinations since 4 billion years ago // *Geophysical Journal International*. 2022. V. 229. № 1. P. 522–545. <https://doi.org/10.1093/gji/ggab490>
- Coe R.S.* The determination of paleo-intensities of the Earth's magnetic field with emphasis on mechanisms which could cause non-ideal behavior in Thellier's method // *Journal of geomagnetism and geoelectricity*. 1967. V. 19. № 3. P. 157–179. <https://doi.org/10.5636/jgg.19.157>
- Coe R.S., Grommé S., Mankinen E.A.* Geomagnetic paleointensities from radiocarbon-dated lava flows on Hawaii and the question of the Pacific nondipole low // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 1978. V. 83. № B4. P. 1740–1756. <https://doi.org/10.1029/jb083ib04p01740>
- Davies C.J.* Cooling history of Earth's core with high thermal conductivity // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2015. V. 247. P. 65–79. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2015.03.007>
- Day R., Fuller M., Schmidt V.A.* Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain-size and compositional dependence // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 1977. V. 13. № 4. P. 260–267. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(77\)90108-X](https://doi.org/10.1016/0031-9201(77)90108-X)
- Di Chiara A., Muxworthy A.R., Trindade R.I.F., Bispo-Santos F.* Paleoproterozoic geomagnetic field strength from the Avanavero mafic sills, Amazonian Craton, Brazil // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2017. V. 18. № 11. P. 3891–3903. <https://doi.org/10.1002/2017GC007175>
- Donadini F., Elming S.Å., Tauxe L., Hålenius U.* Paleointensity determination on a 1.786 Ga old gabbro from Hoting, Central Sweden // *Earth and Planetary Science Letters*. 2011. V. 309. № 3–4. P. 234–248. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.07.005>
- Driscoll P.E.* Simulating 2 Ga of geodynamo history // *Geophysical Research Letters*. 2016. V. 43. № 11. P. 5680–5687. <https://doi.org/10.1002/2016GL068858>
- Dunlop D.J.* Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2002. V. 107. № B3. P. EPM 4–22. <https://doi.org/10.1029/2001JB000486>
- Elming S.Å., Moakhar M.O., Layer P., Donadini F.* Uplift deduced from remanent magnetization of a proterozoic basic dyke and the baked country rock in the Hoting area, Central Sweden: a palaeomagnetic and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar study // *Geophysical Journal International*. 2009. V. 179. № 1. P. 59–78. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04265.x>
- Elming S.Å., Mikhailova N.P., Kravchenko S.* Palaeomagnetism of Proterozoic rocks from the Ukrainian Shield: new tectonic reconstructions of the Ukrainian and Fennoscandian shields // *Tectonophysics*. 2001. V. 339. № 1. P. 19–38. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00032-4](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00032-4)
- Fabian K., Shcherbakov V.P., McEnroe S.A.* Measuring the Curie temperature // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2013. V. 14. № 4. P. 947–961. <https://doi.org/10.1029/2012GC004440>
- Gubbins D., Alfvén D., Masters G., Price G.D., Gillan M.* Gross thermodynamics of two-component core convection // *Geophysical Journal International*. 2004. V. 157. № 3. P. 1407–1414. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02219.x>
- Hawkins L.M.A., Grappone J.M., Sprain C.J., Saengduan P., Sage E.J., Thomas-Cunningham S., Kugabalan B., Biggin A.J.* Intensity of the Earth's magnetic field: Evidence for a Mid-Paleozoic dipole low // *Proceedings of the National Academy of Sciences*. 2021. V. 118. № 34. P. e2017342118. <https://doi.org/10.1073/pnas.2017342118>
- Hawkins L.M.A., Anwar T., Shcherbakova V.V., Biggin A.J., Kravchinsky V.A., Shatsillo A.V., Pavlov V.E.* An exceptionally weak Devonian geomagnetic field recorded by the Viluy Traps, Siberia // *Earth and Planetary Science Letters*. 2019. V. 506. P. 134–145. <https://doi.org/10.1016/J.EPSL.2018.10.035>
- Herrero-Bervera E., Krasa D., Van Kranendonk M.J.* A whole rock absolute paleointensity determination of dacites from the Duffer Formation (ca. 3.467 Ga) of the Pilbara Craton, Australia: An impossible task? // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2016. V. 258. P. 51–62. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2016.07.001>
- Kissel C., Laj C.* Improvements in procedure and paleointensity selection criteria (PICRIT-03) for Thellier and Thellier determinations: Application to Hawaiian basaltic long cores // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2004. V. 147. № 2–3 SPEC.ISS. P. 155–169. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2004.06.010>
- Kodama K.P., Carnes L.K., Tarduno J.A., Berti C.* Paleointensity of the 1.3 billion-yr-old Gardar basalts, southern Greenland revisited: no evidence for onset of inner core growth // *Geophysical Journal International*. 2019. V. 217. № 3. P. 1974–1987. <https://doi.org/10.1093/gji/ggz126>
- Kulakov E.V., Smirnov A.V., Diehl J.F.* Absolute geomagnetic paleointensity as recorded by ~1.09 Ga Lake Shore Traps (Keweenaw Peninsula, Michigan) // *Studia Geophysica et Geodaetica*. 2013. V. 57. № 4. P. 565–584. <https://doi.org/10.1007/s11200-013-0606-3>
- Landeau M., Aubert J., Olson P.* The signature of inner-core nucleation on the geodynamo // *Earth and Planetary Science*

- Letters. 2017. V. 465. P. 193–204. <https://doi.org/10.1016/J.EPSL.2017.02.004>
- Leonhardt R., Heunemann C., Krása D. Analyzing absolute paleointensity determinations: Acceptance criteria and the software ThellierTool4.0 // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2004. V. 5. № 12. P. Q12016–Q12016. <https://doi.org/10.1029/2004GC000807>
- Lhuillier F., Shcherbakov V.P., Sycheva N.K. Detecting dipolarity of the geomagnetic field in the paleomagnetic record // *Proceedings of the National Academy of Sciences*. 2023. V. 120. № 25. P. e2220887120. <https://doi.org/10.1073/pnas.2220887120>
- Lloyd S.J., Biggin A.J., Paterson G.A., McCausland P.J.A. Extremely weak early Cambrian dipole moment similar to Ediacaran: Evidence for long-term trends in geomagnetic field behaviour? // *Earth and Planetary Science Letters*. 2022. V. 595. P. 117757. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2022.117757>
- Lloyd S.J., Biggin A.J., Halls H., Hill M.J. First palaeointensity data from the Cryogenian and their potential implications for inner core nucleation age // *Geophysical Journal International*. 20216. V. 226. № 1. P. 66–77. <https://doi.org/10.1093/gji/ggab090>
- Lloyd S.J., Biggin A.J., Li Z.-X. New paleointensity data suggest possible Phanerozoic-type paleomagnetic variations in the Precambrian // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2021a. V. 22. № 10. P. e2021GC009990. <https://doi.org/10.1029/2021GC009990>
- Macouin M., Valet J.P., Besse J., Ernst R.E. Absolute paleointensity at 1.27 Ga from the Mackenzie dyke swarm (Canada) // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2006. V. 7. № 1. P. Q01H21–Q01H21. <https://doi.org/10.1029/2005GC000960>
- Macouin M., Valet J.P., Besse J., Buchan K., Ernst R., LeGoff M., Scharer U. Low paleointensities recorded in 1 to 2.4 Ga Proterozoic dykes, Superior Province, Canada // *Earth and Planetary Science Letters*. 2003. V. 213. № 1–2. P. 79–95. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00243-7](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00243-7)
- McArdle N.J., Halls H.C., Shaw J. Rock magnetic studies and a comparison between microwave and Thellier palaeointensities for Canadian Precambrian dykes // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2004. V. 147. № 2–3 P. 247–254. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2004.03.015>
- McClelland E., Briden J.C. An improved methodology for Thellier-type paleointensity determination in igneous rocks and its usefulness for verifying primary thermoremanence // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 1996. V. 101. № B10. P. 21995–22013. <https://doi.org/10.1029/96JB02113>
- Miki M., Taniguchi A., Yokoyama M., Gouzu C., Hyodo H., Uno K., Zaman H., Otofujii Y. Palaeomagnetism and geochronology of the Proterozoic dolerite dyke from southwest Greenland: indication of low palaeointensity\* // *Geophysical Journal International*. 2009. V. 179. № 1. P. 18–34. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04258.x>
- Miki M., Seki H., Yamamoto Y., Gouzu C., Hyodo H., Uno K., Otofujii Y. Paleomagnetism, paleointensity and geochronology of a Proterozoic dolerite dyke from southern West Greenland // *Journal of Geodynamics*. 2020. V. 139. P. 101752.
- Morimoto C., Otofujii Y., Miki M., Tanaka H., Itaya T. Preliminary palaeomagnetic results of an Archaean dolerite dyke of west Greenland: geomagnetic field intensity at 2.8 Ga // *Geophysical Journal International*. 1997. V. 128. № 3. P. 585–593. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1997.tb05320.x>
- Muxworthy A.R. Revisiting a domain-state independent method of palaeointensity determination // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2010. V. 179. № 1–2. P. 21–31. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2010.01.003>
- Muxworthy A.R., Evans M.E., Scourfield S.J., King J.G. Paleointensity results from the late-Archaean Modipe Gabbro of Botswana // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2013. V. 14. № 7. P. 2198–2205. <https://doi.org/10.1002/ggge.20142>
- Nakamura N., Iyeda Y. Magnetic properties and paleointensity of pseudotachylytes from the Sudbury structure, Canada: Petrologic control: Pseudotachylytes and Seismogenic Friction // *Tectonophysics*. 2005. V. 402. № 1. P. 141–152. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.10.015>
- Paterson G.A., Biggin A.J., Hodgson E., Hill M.J. Thellier-type paleointensity data from multidomain specimens // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2015. V. 245. P. 117–133. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2015.06.003>
- Paterson G.A., Tauxe L., Biggin A.J., Shaar R., Jonestrask L.C. On improving the selection of Thellier-type paleointensity data // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2014. V. 15. № 4. P. 1180–1192. <https://doi.org/10.1002/2013GC005135>
- Perrin M., Shcherbakov V. Paleointensity of the Earth's magnetic field for the past 400 Ma: Evidence for a dipole structure during the Mesozoic low // *Journal of geomagnetism and geoelectricity*. 1997. V. 49. № 4. P. 601–614. <https://doi.org/10.5636/jgg.49.601>
- Pozzo M., Davies C., Gubbins D., Alfè D. Thermal and electrical conductivity of iron at Earth's core conditions // *Nature*. 2012. V. 485. № 7398. P. 355–358. <https://doi.org/10.1038/nature11031>
- Prévot M., Mankinen E.A., Coe R.S., Grommé C.S. The Steens Mountain (Oregon) geomagnetic polarity transition: 2. Field intensity variations and discussion of reversal models // *Journal of Geophysical Research*. 1985. V. 90. № B12. P. 10417–10448. <https://doi.org/10.1029/jb090ib12p10417>
- Salminen J., Donadini F., Pesonen L.J., Masaitis V.L., Naumov M.V. Paleomagnetism and petrophysics of the Jänisjärvi impact structure, Russian Karelia // *Meteoritics & Planetary Science*. 2006. T. 41. № 12. C. 1853–1870. <https://doi.org/10.1111/j.1945-5100.2006.tb00456.x>
- Selkin P.A., Tauxe L. Long-term variations in palaeointensity // *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*. 2000. V. 358. № 1768. P. 1065–1088. <https://doi.org/10.1098/rsta.2000.0574>

- Selkin P.A., Gee J.S., Meurer W.P., Hemming S.R.* Paleointensity record from the 2.7 Ga Stillwater Complex, Montana // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2008. V. 9. № 12. P. Q12023–Q12023. <https://doi.org/10.1029/2008GC001950>
- Shaar R., Tauxe L.* Thellier GUI: An integrated tool for analyzing paleointensity data from Thellier-type experiments // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2013. V. 14. № 3. P. 677–692. <https://doi.org/10.1002/ggge.20062>
- Shcherbakova V.V., Shcherbakov V.P., Heider F.* Properties of partial thermoremanent magnetization in pseudosingle domain and multidomain magnetite grains // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2000. V. 105. № B1. P. 767–781. <https://doi.org/10.1029/1999JB900235>
- Shcherbakova V.V., Shcherbakov V.P., Zhidkov G.V., Lubnina N.V.* Palaeointensity determinations on rocks from Palaeoproterozoic dykes from the Kaapvaal Craton (South Africa) // *Geophysical Journal International*. 2014. V. 197. № 3. P. 1371–1381. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu098>
- Shcherbakova V., Bakhmutov V., Shcherbakov V., Zhidkov G.* New 1.72–1.76 Ga paleointensity data obtained on Proterozoic volcanic rocks from the Ukrainian Shield. EGU General Assembly Conference Abstracts. Online. 2020. P. 5776. <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu2020-5776>
- Shcherbakova V.V., Biggin A.J., Veselovskiy R.V., Shatsillo A.V., Hawkins L.M.A., Shcherbakov V.P., Zhidkov G.V.* Was the Devonian geomagnetic field dipolar or multipolar? Palaeointensity studies of Devonian igneous rocks from the Minusa Basin (Siberia) and the Kola Peninsula dykes, Russia // *Geophysical Journal International*. 2017. V. 209. № 2. P. 1265–1286. <https://doi.org/10.1093/gji/ggx085>
- Shcherbakova V.V., Lubnina N.V., Shcherbakov V.P., Mertanen S., Zhidkov G.V., Vasilieva T.I., Tsel'movich V.A.* Palaeointensity and palaeodirectional studies of early Riphaean dyke complexes in the Lake Ladoga region (Northwestern Russia) // *Geophysical Journal International*. 2008. V. 175. № 2. P. 433–448. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.03859.x>
- Shcherbakova V.V., Bakhmutov V.G., Thallner D., Shcherbakov V.P., Zhidkov G.V., Biggin A.J.* Ultra-low palaeointensities from East European Craton, Ukraine support a globally anomalous palaeomagnetic field in the Ediacaran // *Geophysical Journal International*. 2020. V. 220. № 3. P. 1928–1946. <https://doi.org/10.1093/gji/ggz566>
- Shumlyansky L., Hawkesworth C., Billström K., Bogdanova S., Mytrokhyn O., Romer R., Dhuime B., Claesson S., Ernst R., Whitehouse M., Bilan O.* The origin of the Palaeoproterozoic AMCG complexes in the Ukrainian shield: New U-Pb ages and Hf isotopes in zircon // *Precambrian Research*. 2017. V. 292. P. 216–239. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.02.009>
- Smirnov A.V., Evans D.A.D.* Geomagnetic paleointensity at ~2.41 Ga as recorded by the Widgiemooltha Dike Swarm, Western Australia // *Earth and Planetary Science Letters*. 2015. V. 416. P. 35–45. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.02.012>
- Smirnov A.V., Tarduno J.A., Pisakin B.N.* Paleointensity of the early geodynamo (2.45 Ga) as recorded in Karelia: A single-crystal approach // *Geology*. 2003. V. 31. № 5. P. 415–418. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2003\)031<0415:POTEGG>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2003)031<0415:POTEGG>2.0.CO;2)
- Smirnov A.V., Tarduno J.A.* Thermochemical remanent magnetization in Precambrian rocks: Are we sure the geomagnetic field was weak? // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2005. V. 110. № 6. P. 1–12. <https://doi.org/10.1029/2004JB003445>
- Sprain C.J., Swanson-Hysell N.L., Fairchild L.M., Gaastra K.* A field like today's? The strength of the geomagnetic field 1.1 billion years ago // *Geophysical Journal International*. 2018. V. 213. № 3. P. 1969–1983. <https://doi.org/10.1093/gji/ggy074>
- Sumita I., Hatakeyama T., Yoshihara A., Hamano Y.* Paleomagnetism of late Archean rocks of Hamersley basin, Western Australia and the paleointensity at early Proterozoic // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2001. V. 128. № 1–4. P. 223–241. [https://doi.org/10.1016/S0031-9201\(01\)00288-6](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(01)00288-6)
- Tarduno J.A., Cottrell R.D., Watkeys M.K., Hofmann A., Doubrovine P.V., Mamajek E.E., Liu D., Sibeck D.G., Neukirch L.P., Usui Y.* Geodynamo, solar wind, and magnetopause 3.4 to 3.45 billion years ago // *Science*. 2010. V. 327. № 5970. P. 1238–1240. <https://doi.org/10.1126/science.1183445>
- Tarduno J.A., Cottrell R.D., Watkeys M.K., Bauch D.* Geomagnetic field strength 3.2 billion years ago recorded by single silicate crystals // *Nature*. 2007. V. 446. № 7136. P. 657–660. <https://doi.org/10.1038/nature05667>
- Thallner D., Biggin A.J., McCausland P.J.A., Fu R.R.* New paleointensities from the Skinner Cove Formation, Newfoundland, suggest a changing state of the geomagnetic field at the Ediacaran-Cambrian transition // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2021. V. 126. № 9. P. e2021JB022292. <https://doi.org/10.1029/2021JB022292>
- Thallner D., Shcherbakova V.V., Bakhmutov V.G., Shcherbakov V.P., Zhidkov G.V., Poliachenko I.B., Biggin A.J.* New palaeodirections and palaeointensity data from extensive profiles through the Ediacaran section of the Volyn Basalt Province (NW Ukraine) // *Geophysical Journal International*. 2022. V. 231. № 1. P. 474–492. <https://doi.org/10.1093/gji/ggac186>
- Thellier E., Thellier O.* Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique // *Annales de Géophysique*. 1959. V. 15. P. 285–376.
- Valet J.-P., Besse J., Kumar A., Vadaske-Chanat S., Philippe E.* The intensity of the geomagnetic field from 2.4 Ga old Indian dykes // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2014. V. 15. № 6. P. 2426–2437. <https://doi.org/10.1002/2014gc005296>
- Veselovskiy R.V., Samsonov A.V., Stepanova A.V., Salnikova E.B., Larionova Y.O., Travin A.V., Arzamastsev A.A., Egorova S.V., Erofeeva K.G., Stifeeva M.V., Shcherbakova V.V., Shcherbakov V.P., Zhidkov G.V., Zakharov V.S.* 1.86 Ga key paleomagnetic pole from the Murmansk craton intrusions – Eastern Murman Sill Province, NE Fennoscandia: Multi-disciplinary approach and paleotectonic applications // *Precambrian Research*. 2019. V. 324. P. 126–145. <https://doi.org/10.1016/J.PRECAMRES.2019.01.017>

- Wilson R.L.* The thermal demagnetization of natural magnetic moments in rocks // *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*. 1961. V. 5. № 1. P. 45–58. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1961.tb02928.x>
- Yoshihara A., Hamano Y.* Intensity of the Earth's magnetic field in late Archean obtained from diabase dikes of the Slave Province, Canada // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2000. V. 117. № 1–4. P. 295–307. [https://doi.org/10.1016/S0031-9201\(99\)00103-X](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(99)00103-X)
- Yoshihara A., Hamano Y.* Paleomagnetic constraints on the Archean geomagnetic field intensity obtained from komatiites of the Barberton and Belingwe greenstone belts, South Africa and Zimbabwe // *Precambrian Research*. 2004. V. 131. № 1–2. P. 111–142. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2004.01.003>
- Yu Y., Dunlop D.J.* Multivectorial paleointensity determination from the Cordova Gabbro, southern Ontario // *Earth and Planetary Science Letters*. 2002. V. 203. № 3–4. P. 983–998. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)00900-7](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00900-7)
- Yu Y., Dunlop D.J.* Paleointensity determination on the Late Precambrian Tudor Gabbro, Ontario // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2001. V. 106. № B11. P. 26331–26343. <https://doi.org/10.1029/2001jb000213>
- Zhang Y., Swanson-Hysell N.L., Avery M.S., Fu R.R.* High geomagnetic field intensity recorded by anorthosite xenoliths requires a strongly powered late Mesoproterozoic geodynamo // *Proceedings of the National Academy of Sciences*. 2022. V. 119. № 29. P. e2202875119. <https://doi.org/10.1073/pnas.2202875119>
- Zhou T., Tarduno J.A., Nimmo F., Cottrell R.D., Bono R.K., Ibanez-Mejia M., Huang W., Hamilton M., Kodama K., Smirnov A.V., Crummins B., Padgett F.* Early Cambrian renewal of the geodynamo and the origin of inner core structure // *Nat Commun*. 2022. V. 13. № 1. P. 4161. <https://doi.org/10.1038/s41467-022-31677-7>

## Low Paleomagnetic Field in the Proterozoic: New 1.72–1.76 Ga Paleointensity Data Obtained on the Proterozoic Volcanics from the Ukrainian Shield

V. V. Shcherbakova\*, G. V. Zhidkov, V. P. Shcherbakov, and N. A. Aphinogenova

*Geophysical Observatory “Borok,” Schmidt Institute of Physics of the Earth,  
Russian Academy of Sciences, Borok, Yaroslavl oblast, 152742 Russia*

\*e-mail: valia.borok@mail.ru

Received February 14, 2024

revised February 27, 2024

accepted March 10, 2024

**Abstract** – A collection of igneous rocks from the Ukrainian Shield sampled from the Korsun-Novomyrhorod pluton (age interval 1760–1735 Ma, Ingul Domain) and from the Korosten pluton (age 1760–1750 Ma, North-Western Domain) is studied. To obtain reliable determinations of paleointensity ( $B_{anc}$ ), the magnetic and thermomagnetic properties of samples were studied and X-ray diffraction analyses were carried out. It is shown that the carriers of the characteristic component of natural remanent magnetization are single- and small pseudo-single-domain magnetite grains. To determine  $B_{anc}$ , two methods were used: the Thellier–Coe procedure with the pTRM-checks and the Wilson method. Paleointensity determinations are obtained from five sites and are shown to meet quality criteria. For all five sites, the values of the  $B_{anc}$  and the virtual dipole moment (VDM) are extremely low, varying within the range of 3.6–9.76  $\mu\text{T}$  and  $(0.92–2.43) \times 10^{22} \text{ Am}^2$ , respectively. The analysis of the data from the paleointensity world database (WDB) has shown that the operating mode of the geodynamo in the Proterozoic can be characterized by a succession of strong and weak dipole regimes, but the reality of this conclusion entirely depends on the reliability of the data reported in the literature and presented in the WDB.

**Keywords:** Proterozoic, low paleointensity, Ukrainian Shield, Thellier and Wilson methods, single and pseudo-single domain grains, nondipole field

УДК 550.384

## ОТНОСИТЕЛЬНАЯ ПАЛЕОНАПРЯЖЕННОСТЬ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ ЗА ПОСЛЕДНИЕ 9000 ЛЕТ ПО ДОННЫМ ОСАДКАМ ОЗЕРА ШИРА, СЕВЕРНАЯ ХАКАСИЯ, ОПРЕДЕЛЕННАЯ ПО МЕТОДУ ПСЕВДО-ТЕЛЬЕ

© 2024 г. Д. М. Кузина<sup>1, \*</sup>, В. П. Щербаков<sup>2, \*\*</sup>, Н. В. Сальная<sup>3, \*\*\*</sup>,  
А. Р. Юсупова<sup>1, \*\*\*\*</sup>, Х-Ч. Ли<sup>4, \*\*\*\*\*</sup>, Д. К. Нургалиев<sup>1, \*\*\*\*\*</sup>

<sup>1</sup>Казанский (Приволжский) федеральный университет, Институт геологии и нефтегазовых технологий,  
г. Казань, Россия

<sup>2</sup>Геофизическая обсерватория “Борок” Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Ярославская обл.,  
пос. Борок, Россия

<sup>3</sup>Геологический институт РАН, г. Москва, Россия

<sup>4</sup>Национальный университет Тайваня, г. Тайбэй, Тайвань

\*E-mail: di.kuzina@gmail.com

\*\*E-mail: shcherbakovv@list.ru

\*\*\*E-mail: natasavi@inbox.ru

\*\*\*\*E-mail: yusupovaanast095@gmail.com

\*\*\*\*\*E-mail: hcli1960@ntu.edu.tw

\*\*\*\*\*E-mail: Danis.Nourgaliev@kpfu.ru

Поступила в редакцию 10.02.2024 г.

После доработки 15.03.2024 г.

Принята к публикации 25.03.2024 г.

В работе представлены результаты петромагнитных исследований и определения относительной палеонапряженности по осадкам озера Шира (Хакасия). Для определения минералов носителей *NRM* проведены измерения параметров петель гистерезиса, термомагнитный и рентгенофазовый (РФА) анализы. Возраст осадков определялся радиоуглеродным методом; согласно датировкам, колонка охватывает около 9100 лет. Для получения качественных определений относительной палеонапряженности были использованы прямолинейные отрезки на диаграммах псевдо-Араи–Нагаты; для оценки качества использовались следующие критерии: число точек для расчета наклона, критерий качества ( $q$ ), доля *NRM*, разрушенной в интервале определения палеонапряженности, ошибка определения относительной палеонапряженности ( $\sigma$ ). Согласно петромагнитным исследованиям и РФА, носители намагниченности представлены, в основном, однодоменным и псевдооднодоменным магнетитом и гематитом. Сопоставление полученных рядов данных относительной палеонапряженности как с модельными значениями палеонапряженности, рассчитанными для координат Ширы и между различными моделями (CALS10K.1b [Korte et al., 2011], PFM9k.1 [Nilsson et al., 2014], HFM.OL1.AL1, CALS10k.2 ARCH10k.1 [Constable et al., 2016]) по абсолютной палеонапряженности, так и совокупность результатов исследований по осадочным и магматическим породам, а также археомагнитным объектам показало, что они хорошо согласуются между собой, имеют общие тренды. Это дает основания для применения данной методики к определению палеонапряженности методом псевдо-Телье по донным отложениям современных озер.

**Ключевые слова:** относительная палеонапряженность, метод псевдо-Телье, донные отложения, озеро Шира.

**DOI:** <https://doi.org/10.31857/S0002333724040111>, **EDN:** FWFRNA

## ВВЕДЕНИЕ

Исследование поведения геомагнитного поля в геологическом прошлом заключается, во-первых, в накоплении данных о направлениях (склонение и наклонение) и интенсивности (палеонапряженность,  $H_{др}$ ) вектора древнего геомагнитного поля в Мировой базе данных (МБД). В особенности это касается данных о палеонапряженности древнего геомагнитного поля. Как правило, такие определения выполняются на вулканических породах, поскольку их естественная остаточная намагниченность приобретает в процессе их остывания в существовавшем на данный момент времени геомагнитном поле. Этот процесс относительно легко воспроизводится в лабораторных условиях, что позволяет выполнять определения абсолютной  $H_{др}$  хорошо известным методом Теллье [Thellier, Thellier, 1959] (мы здесь оставим в стороне сложности, возникающие при применении этого метода, поскольку это не является темой данного исследования). Однако вулканические породы в силу своего происхождения допускают только точечные определения  $H_{др}$ , приуроченные к моменту и месту их извержения, в то время как было бы крайне желательно получить и непрерывную во времени запись изменений палеонапряженности, особенно в регионах, где отсутствуют магматические породы подобного возраста.

Такие определения можно было бы выполнить на осадочных породах, которые уже давно используются для получения непрерывного ряда палеонаправлений, но на этом пути стоят практически непреодолимые сложности. *Во-первых*, до сих пор физический механизм приобретения остаточной намагниченности осадков  $I_{ro}$  далек от адекватного его понимания [Tauxe, 1993; Carter-Stiglitz, 2006; Щербаков, Сычёва, 2009; Shcherbakov, Sycheva, 2010]. Действительно, процесс образования  $I_{ro}$  можно разбить на два этапа: 1) седиментационный — собственно осаждение частиц в водной среде с поверхности водоема на дно; 2) постседиментационный — последующее уплотнение и консолидация осадка при его погружении в более глубокие слои. При этом процесс ориентации магнитных моментов  $m$  магнитных частиц по направлению геомагнитного поля  $B_E$  происходит на обеих стадиях и продолжается до тех пор, пока возможность изменения ориентации частиц не заблокируется полностью. Исторически намагниченность, возникающая на стадии седиментации, носит название DRM, а на постседиментационной

стадии —  $pDRM$ . Оба эти названия не слишком удачны, потому что на седиментационной стадии остаточной (remanent) намагниченности вообще не создается в силу отсутствия фиксации положения частиц в жидкости, а на постседиментационной стадии происходит не столько образование новой намагниченности ( $pDRM$ ), сколько корректировка той ориентации частиц, которую они имели в момент касания осадочного слоя. Иными словами, образование остаточной намагниченности осадков является единым процессом и его нельзя описать в рамках отдельного рассмотрения в терминах DRM и  $pDRM$ . По этой причине еще в 1967 г. был предложен термин “ориентационная остаточная намагниченность” ( $I_{ro}$ ) для обозначения различных видов намагниченностей, возникающих в результате физического вращения магнитных частиц во внешнем магнитном поле  $B$  [Храмов, Шолпо, 1967]. Поскольку блокировка положения частиц требует достаточной высокой эффективной вязкости окружающей среды, препятствующей их повороту, то она осуществляется уже на постседиментационной стадии, после захоронения осадка на глубину от нескольких до нескольких десятков сантиметров, в зависимости от свойств осадочной породы. Подробный обзор этой проблемы дан в работе [Shcherbakov, Sycheva, 2010]. Все эти процессы (особенно на постседиментационной стадии) плохо поддаются теоретическому анализу, и можно констатировать, что на настоящий момент мы не имеем удовлетворительной теории образования ориентационной остаточной намагниченности осадков.

*Во-вторых*, как следует из вышеизложенного, намагниченность природных осадков приобретает в течение длительного периода (от нескольких лет до, возможно, тысячелетий) и этот процесс невозможно воспроизвести в лаборатории ввиду совсем иных пространственно-временных масштабов. *В-третьих*, величина результирующей остаточной намагниченности  $I_{ro}$  зависит от ряда факторов, которые также очень трудно контролировать и смоделировать [Shcherbakov, Sycheva, 2010]. Ввиду перечисленных причин метод переосаждения, на который ранее возлагались надежды, оказывается непригоден для решения задачи получения непрерывной записи напряженности палеополя, поскольку процесс образования ориентационной намагниченности, в отличие от термоостаточной, невозможно адекватно воспроизвести в лабораторных условиях.

В качестве альтернативы методу переосаждения авторы работы [Tauxe et al., 1995] предложили

использовать для оценки палеонапряженности безгистерезисную остаточную намагниченность (*ARM*), используя ее в качестве прокси для ориентационной остаточной намагниченности (*ORM*). Действительно, при малых полях и та, и другая намагниченности пропорциональны внешнему полю, то есть:

$$I_{ro} = k_{ro} H_{др}, \quad I_{ri} = k_{ri} B_{lab}, \quad (1)$$

откуда

$$H_{др} = KB_{lab} \frac{k_{ri}}{k_{ro}}, \quad K = \frac{I_{ro}}{I_{ri}}, \quad (2)$$

Здесь:  $I_{ri}$  есть интенсивность *ARM*;  $k_{ro}$  и  $k_{ri}$  – коэффициенты пропорциональности;  $H_{др}$  и  $B_{lab}$  – поля приобретения *ORM* и *ARM*, соответственно. В случае вулканических пород для естественной (*NRM*) и лабораторной термоостаточной намагниченностей (*TRM*) соотношения (1) записываются в виде  $NRM = k_n H_{др}$ ,  $TRM = k_t B_{lab}$ . Однако, поскольку в этом случае *NRM* и *TRM* имеют одну и ту же (термоостаточную природу), можно положить  $k_t = k_n$  и уравнение (2) упрощается до  $H_{др} = B_{lab} \frac{NRM}{TRM}$ . Но поскольку в соотношениях (1) эти коэффициенты не равны друг другу, и мы на нашем уровне знаний не можем оценить  $k_{ro}$  ни теоретически, ни экспериментально, оценка  $H_{др}$  по (2) дает лишь относительное определение палеонапряженности (*RPI*), в отличие от определений, выполненных по вулканическим породам, имеющим *NRM* термоостаточной природы и призванным дать абсолютную палеонапряженность (*API*).

Однако на практике такой простой подход определения палеонапряженности даже для вулканических пород оказывается не вполне состоятельным, поскольку на самом деле все коэффициенты пропорциональности зависят от магнитных свойств каждого отдельного зерна и в случае, например, его химических или структурных особенностей или изменений этот коэффициент изменяется. В частности, равенство  $k_t = k_n$  нарушается для крупных псевдооднородных (ПОД) и многодоменных (МД) зёрен. Все это приводит к зависимости коэффициентов  $k_t$  и  $k_n$  от температуры  $T$  и, соответственно, к нелинейности диаграммы Араи. Для решения этого вопроса был предложен метод Телье, сравнивающий намагниченности *NRM* и *TRM* по небольшим интервалам блокирующих температур, а не сразу на всем их спектре, как это делается при непосредственном применении уравнения (2). По аналогии с этим, авторы работы [Tauche et al., 1995] предложили метод

псевдо-Телье, основанный на последовательном замещении *NRM* парциальными *ARM* (*pARM*) путем приложения к образцу переменного поля (*AF*) возрастающей амплитуды  $B_{af}$ . По результатам этих измерений может быть построена диаграмма псевдо-Араи (остаток *ORM* после приложения к образцу *AF* амплитудой  $B_{af}$  vs *pARM*, полученной в *AF* поле той же амплитуды, то есть диаграмма  $I_{ro}(B_{af})$  vs  $I_{ri}(B_{af})$ ), в полной аналогии с классической диаграммой Араи (остаток *TRM* vs *pTRM* после нагрева образца до температуры  $T$ ). Хотя при этой процедуре никаких химических или структурных изменений не происходит, коэффициенты пропорциональности  $k_{ro}$  и  $k_{ri}$  зависят от свойств ферромагнитных зёрен породы, что может выражаться, в частности, в зависимости  $k_{ro}$  и  $k_{ri}$  от коэрцитивной силы  $B_{cr}$  (или других магнитных параметров). В силу различной физической природы *ORM* и *ARM*, эти зависимости, скорее всего, различны, что, в свою очередь, может выразиться в отличии зависимостей  $I_{ro}(B_{af})$  и  $I_{ri}(B_{af})$  и привести к нелинейным псевдо-Араи диаграммам, как это было проиллюстрировано в работе [Tauche et al., 1995], так что перед исследователем зачастую стоит вопрос, какую часть диаграммы выбрать для определения  $H_{др}$ . В настоящее время метод псевдо-Телье для определения относительной палеонапряженности получает все более широкое распространение [Kruiver et al., 1999; Turner et al., 2015; Xiao et al., 2016; Hatfield et al., 2021].

В данной статье мы приводим результаты определений относительной палеонапряженности методом псевдо-Телье по образцам из керна донных отложений озера Ши́ра (Хакасия, Россия) и сравниваем полученные результаты с модельными значениями поля. Это озеро выбрано в качестве объекта исследований в связи с хорошим качеством полученной палеомагнитной записи, а также из-за отсутствия данных по палеонапряженности для прилегающих территорий.

Сопоставление полученных лабораторных данных с модельными представляет интерес для оценки качества и возможности применения глобальных моделей для данного региона. Для сравнения были выбраны наиболее популярные модели эволюции геомагнитного поля, значения которых можно получить с помощью базы данных Geomag50 [Brown et al., 2015] – (CAL510K.1b [Korte et al., 2011], PFM9k.1 [Nilsson et al., 2014], HFM.OL1.AL1, CAL510k.2 ARCH10k.1 [Constable et al., 2016]). Все приведенные модели основаны на данных по абсолютной и относительной палеонапряженности, кроме ARCH10k.1, которая основана только на

данных по абсолютной палеонапряженности, а основные различия моделей разных семейств состоят в особенностях учета качества данных.

Качество моделей обусловлено, прежде всего, качеством и количеством определений в регионе. Именно неравномерное пространственное распределение данных является основной проблемой, возникающей при создании глобальных моделей, и может приводить к ошибкам при использовании этих моделей для регионов с малым количеством определений или их отсутствием. В базе данных Geomag50 [Brown et al., 2015] не имеется данных на территории в пределах круга, радиусом  $\sim 800$  км с центром в оз. Ши́ра, в пределах которого можно считать геомагнитное поле однородным [Tarling, 1983], поэтому возникает вопрос о возможности использования моделей поля на данной территории. А данные, полученные в ходе исследования кернов оз. Ши́ра, представляют интерес и для пополнения базы определений относительной палеонапряженности.

В то же время, мы сравниваем новые данные с выборкой по соседнему региону с достаточным количеством (166 точек) абсолютных определений палеонапряженности. Этот набор данных получен по археомагнитным объектам Сибири и Монголии в 1970–2015 гг. [Бурлацкая, 1970; Бурлацкая и др., 1976; Начасова, Бураков, 1997а; 1997б; 2008; Бураков и др., 2000; Начасова и др., 2015].

## ОБЪЕКТ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Озеро Ши́ра (рис. 1) приурочено к бессточной впадине в пределах Ширинской денудационно-аккумулятивной субравнины. Длина озера – 9.35 км, ширина – 5.3 км, максимальная глубина – 23.8 м, средняя глубина – 11.0 м, абсолютная отметка уреза воды – 353.9 м. Дно озера ровное, максимальные глубины приурочены к его центральной части. В озеро впадает небольшая речка Сон, которая обеспечивает до 40% питания водоема, остальная часть питания осуществляется за счет атмосферных, подземных и антропогенных поступлений [Геология и минерагения..., 2006]. По химическому составу вода сульфатно-хлоридная, натриево-магниевая с щелочной реакцией ( $\text{pH} + 8.9\text{--}9.2$ ). В составе солей присутствуют следующие компоненты:  $\text{K}^+ + \text{Na}^+ - 4.6$  г/л;  $\text{Ca}^{2+} - 0.06$  г/л;  $\text{Mg}^{2+} - 1.52$  г/л;  $\text{SO}_4^{2-} - 10.91$  г/л;  $\text{Cl}^- - 2.58$  г/л,  $\text{HCO}^- - 1.0$  г/л [Геология и минерагения..., 2006].

Всего, на основе сейсмоакустических исследований, были отобраны 4 керновые колонки длиной от 376 до 508 см. Отбор образцов производился с помощью специальной установки, разработанной в Институте геологии и нефтегазовых технологий КФУ и, позволяющей отбирать непрерывный керн длиной до 6 метров [Борисов, 2004]. Для лабораторных исследований был выполнен сплошной отбор образцов с шагом 2 см. Детальные исследования проведены на самой длинной колонке № 3, количество образцов 254, что соответствует длине колонки в 508 см.

## Радиоуглеродное датирование

Хронология отложений третьей колонки была определена с помощью радиоуглеродного датирования ( $^{14}\text{C}$ ) в лаборатории NTUAMS на факультете наук о Земле Национального университета Тайваня. Лаборатория NTUAMS оснащена ускорительным масс-спектрометром (УМС) модели 4110 ВО мощностью 1.0 МВ и тремя вакуумными линиями графитизации [Li et al., 2022]. Для датирования озерных отложений в первую очередь отбираются образцы, содержащие остатки растений или раковинный материал. Однако в осадках керновой колонки № 3 озера Ши́ра такие образцы отсутствовали, поэтому радиоуглеродное датирование было проведено по содержанию общего органического углерода (ТОС) в отложениях. Образцы лиофилизированного осадка навеской 100~200 мг предварительно подвергались кислотнo-щелочной обработке [Brook et al., 2010]. Для удаления карбонатов и фульвокислот в образец добавлялось 15 мл 0.5 N HCl [Misra et al., 2024]. Образцы нагревались на плите при температуре 80°C в течение часа. Далее раствор кислоты проверялся с помощью лакмусовой бумаги, чтобы гарантировать уровень  $\text{pH} < 3$ , означающий отсутствие карбонатов в обработанных образцах. После центрифугирования раствор кислоты удалялся из пробирки. Затем в образец на 30 минут добавлялось 10 мл 0.5 моль NaOH для растворения гуминовых кислот. После центрифугирования NaOH удаляли из образца. После этого в образец быстро вливали 10 мл 0.5 N HCl для удаления остатков NaOH, чтобы избежать поглощения углекислого газа ( $\text{CO}_2$ ), содержащегося в атмосфере. Снова проводили центрифугирование для удаления кислоты. Последними этапами обработки являлись промывка образца деионизированной водой и лиофильная сушка. После предварительной кислотнo-щелочной обработки образцы не содержат карбонатов



**Рис. 1.** Расположение озера Шира. Красной точкой отмечено место отбора исследованного керна (54°31'12.3" N, 90°10'38.6" E).

и подвижных органических кислот (включая фульвокислоты и гуминовые кислоты). Таким образом, исключается влияние резервуарного эффекта, обусловленного карбонатной компонентой осадка, на радиоуглеродный ( $^{14}\text{C}$ ) возраст образцов. Общий органический углерод обработанных образцов в основном содержит гумин, который считается исходным органическим компонентом растений (см. [Misra et al., 2024] и ссылки в статье). Предварительно высушенный и обработанный образец помещался в кварцевую пробирку с порошком  $\text{CuO}$  и серебряной проволокой, вакуумировался до  $10^{-6}$  мбар и герметизировался. Сжигание в образце ТОС проводилось при температуре  $850^\circ\text{C}$  в течение 8 часов.  $\text{CO}_2$ , образующийся в кварцевой трубке, очищался на вакуумной

линии и переносился в комбинированную трубку, содержащую порошки  $\text{Zn/TiH}_2$  и  $\text{Fe}$  для графитизации (получение графитовой мишени) [Blyakharchuk et al., 2020]. Полученные графитовые мишени измерялись вместе с графитовыми мишенями, изготовленными по международным стандартам ОХП (NIST SRM 4990C), фоновыми значениями антрацита и образцами известного возраста (распределенными Университетом Глазго) для взаимного сравнения. В NTUAMS ускорительный масс-спектрометр имеет колесо для 50-ти мишеней, таким образом максимальное количество графитовых мишеней в каждой партии составляет 50. Каждая партия образцов содержит как минимум три мишени ОХП, три фоновых (антрацитовых) мишени и две мишени для образцов взаимного сравнения.

Соотношения  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$  и  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  каждой мишени измерялось в режиме  $^{14}\text{C}^{3+}$ . Для каждой партии проводится пять циклов измерений на УМС. В цикле измеряются все 50 блоков (30 секунд каждый) для каждой мишени, включая образец, ОХП, фон и образцы взаимного сравнения. Таким образом, для каждой мишени требуется около 2.2 часа для определения  $^{14}\text{C}$ . Возраст был рассчитан по методике, представленной в работе [Li et al., 2022]. Последним шагом являлась калибровка возраста с использованием базы данных IntCal 20 [Reimer et al., 2020]. Калиброванный возраст  $^{14}\text{C}$  определялся с погрешностью  $2\sigma$  (95% вероятность в возрастном диапазоне).

### Петро- и палеомагнитные исследования

Для проведения магнитно-минералогического анализа были использованы стандартные методики. Измерение гистерезисных параметров проводилось на коэрцитивном спектрометре  $J$ -meter [Буров и др., 1986; Iassonov et al., 1998; Нурғалиев, Ясонов, 2009]. Получены кривые нормального остаточного намагничивания образцов объемом около  $1\text{ см}^3$  при непрерывном росте внешнего магнитного поля до 1.5 Тл. Возможность получения полной петли гистерезиса одновременно по остаточной и индуктивной намагниченностям позволяет определить параметры  $B_c$ ,  $B_{cr}$ ,  $J_s$ ,  $J_{rs}$ . В полученные величины  $J_s$  и  $B_c$  вводилась поправка за вклад парамагнитной составляющей. По значениям намагниченности в интервале 1.4–1.5 Тл рассчитывалось уравнение прямой, которое затем вычиталось из значений индуктивной намагниченности.

Дифференциальный термомагнитный анализ (ДТМА) проводился по индуцированной намагниченности и выполнялся на авторегистрирующих крутильных магнитных весах, действующих по нулевому методу [Буров, Ясонов, 1979]. Скорость нагрева составила  $100^\circ\text{C}/\text{мин}$ . Для каждого образца получены 2 термокривые по индуктивной намагниченности  $J_i(T)$  до температуры  $800^\circ\text{C}$  в поле 0.4 Тл. Вторая кривая снималась на той же навеске образца после охлаждения до комнатной температуры и повторного нагрева. Для одного образца (546) было проведено травление органики с помощью перекиси водорода (30%) и керосина (для другой навески). В течение двух недель образцы заливались соответствующими жидкостями до прекращения реакции (образование пузырьков). Органика устранялась в целях определения первичных магнитных минералов в осадке, поскольку в процессе нагрева она начинает гореть и создаются благоприятные

условия для формирования новых магнитных минералов, искажая реальную картину по первичным магнитным минералам, присутствующим в осадке.

Рентгеновский дифракционный анализ использовался для определения минерального состава осадочных отложений. Анализ образцов (504, 581, 750) был проведен методом порошковой рентгеновской дифракции на многофункциональном дифрактометре STADI-MP (STOE, Германия), использующим строго монохроматизированное  $\text{CoK}\alpha_1$ -излучение (длина волны  $1.78896\text{ \AA}$ ). Рентгеносъемка велась при комнатной температуре в дискретном режиме записи дифракционной картины в широком угловом диапазоне  $10^\circ \leq 2\theta \leq 120^\circ$  с шагом сканирования  $0.02^\circ$ . Следует отметить, что до проведения рентгенофазового анализа каждый образец предварительно вручную растирался в порошок в яшмовой ступке, затем диспергировался ультразвуком в водном, содержащем поверхностно-активное вещество, растворе, из которого по стенке пробирки вручную с помощью неодимового магнита вытягивалась ферромагнитная фракция.

Лабораторные исследования по изучению относительной палеонапряженности проводились в ресурсном центре “Геомодель” (Санкт-Петербургский государственный университет) на криогенном магнитометре SQUID SRM-755, (2G Enterprises, США). Эксперименты по определению относительной палеонапряженности предусматривали создание и измерение парциальной безгистерезисной остаточной намагниченности ( $pARM$ ) на образцах, предварительно размагниченных переменным полем. Для пилотной коллекции была проведена детальная чистка с целью подбора оптимального режима чистки остальной коллекции, максимальное поле размагничивания в этом случае достигало 100 мТл. Оставшуюся часть коллекции было решено размагничивать до 70 мТл. Таким образом, размагничивание выполнялось ступенчато до максимального поля 70 или 100 мТл. Далее на размагниченных образцах была создана безгистерезисная остаточная намагниченность с тем же шагом, с каким они были размагничены. Шаг эксперимента составлял от 2.5 до 30 мТл. Постоянное поле при создании  $pARM$  использовалось близкое к современному, т.е. 50 мкТл. После создания безгистерезисной намагниченности образцы снова были размагничены. Обработка результатов лабораторных исследований осуществлялась с помощью специально разработанной программы в Excel.

Результаты измерений представлялись на диаграмме псевдо-Араи–Нагаты [Tauxe et al., 1995], где по оси абсцисс приводились значения создаваемой  $pARM$ , а по оси ординат – величины остатка  $NRM$  после воздействия соответствующего переменного поля. Диаграмма псевдо-Араи–Нагаты является аналогом диаграммы Араи–Нагаты [Nagata et al., 1963], используемой для оценки абсолютной палеонапряженности на основе изучения термоостаточных намагниченностей – естественной и лабораторной с той разницей, что вместо  $pTRM$  приводятся значения  $pARM$ . Относительная палеонапряженность определялась по тангенсу угла наклона прямолинейного отрезка на диаграмме псевдо-Араи–Нагаты. При оценке качества определений  $H_{др}$  используются те же критерии Коэ [Coe et al., 1978], что и для оценки качества определений абсолютной палеонапряженности. Дополнительно, для проверки выполнения законов взаимности образцы с созданной  $ARM$  были размагничены в тех же полях. На основе результатов измерений намагничивания образцов, создания на них  $pARM$  и последующего размагничивания, строился график  $ARM_{left} - ARM_{gained}$ , который в идеальном случае должен быть линейен, а тангенс угла наклона равен 1, что свидетельствует о соответствии диапазонов полей при создании и размагничивании  $pARM$ . В качестве дополнения к методу псевдо-Телье используется и отношение  $NRM/ARM_{max}$ , хотя такой подход в некоторых случаях может приводить к систематическим ошибкам [Tauxe et al., 1995].

## РЕЗУЛЬТАТЫ

### Возраст изучаемых отложений

В табл. 1 отображены результаты 16 измерений  $^{14}C$  возраста 14 образцов керновой колонки № 3 озера Ши́ра. Первая партия образцов (NTUAMS 7293~7302) была датирована в апреле 2021 г. Затем для увеличения частоты измерений в августе 2021 г. была запущена 2-я партия образцов (NTUAMS 7466~7469) для датирования. Во второй партии проводились повторные измерения для двух образцов: NTUAMS-7467b и 7469b. Дубликаты представляли собой аликвоты первоначальных образцов. Для этих образцов эксперимент проводился по той же методике: от сжигания обработанного образца до измерения на УМС. Возраст двух пар образцов имеет хорошую сходимость с учетом погрешности, что указывает на хорошее качество датирования.

Возраст двух образцов (с глубины 240 и 450 см) не соответствует стратиграфической последовательности, поскольку более глубокие слои должны иметь более древний возраст отложений (табл. 1). Поскольку ТОС в отложениях имеет разные источники, влияние старого углерода могло привести к расхождению возраста с соседними образцами [Blyakharchuk et al., 2020; Misra et al., 2024]. Тем не менее, полученный радиоуглеродный возраст всех образцов обеспечивает хорошую хронологическую последовательность с глубиной отложений (рис. 2). Что касается двух возрастов на глубине 240 см, то у нас нет достаточных оснований для их исключения из-за хорошего дублирования возрастов. Аналогично, для двух полученных возрастов на глубине 470 см, их возраст должен быть истинным. У нас нет убедительных причин для исключения возраста на глубине 450 см. Следовательно, для построения хронологической модели нами были использованы все  $^{14}C$  возраста. Для построения возрастной модели осадконакопления использовалась модель Bacon [Blaauw, Christen, 2011] (рис. 2). Для нижней части колонки возраст определен с помощью полиномиального уравнения (рис. 2), поскольку модель Bacon в малой степени учитывает возраст на уровне 470 см. Согласно модели, возраст самого верхнего образца в керне составляет 840 кал. лет назад. В процессе отбора длинных керновых колонок часть придонного осадка может быть утеряна, в этой связи такой возраст вполне обоснован. Следовательно, 840 кал. лет назад не являются современным возрастом осадков озера. Фактически современный возраст нам дает короткий керн (GC4), отобранный гравитационным пробоотборником рядом с колонкой № 3. Именно он позволяет выявить на кривой  $^{14}C$  эффект от испытаний ядерных бомб (после 1950 года н.э.). (Исследование керна GC4 было представлено в журнал Radiocarbon в ноябре 2023 г.). Несмотря на то, что озеро Ши́ра является соленым, предварительная кислотно-щелочная обработка осадка позволяет устранить резервуарный эффект, вызванный наличием углерода. Наличие “старого” углерода (OCI) может оказывать влияние на возраст  $^{14}C$ , в связи с поглощением растворенного  $CO_2$  в результате фотосинтеза водных растений в озере [Li et al., 2019; Blyakharchuk et al., 2020; Misra et al., 2024], но тем не менее это влияние часто отсутствовало в изучаемых образцах, в результате того, что растворенный в озере  $CO_2$  хорошо обменивался с атмосферным. Если увеличение возраста на глубинах 240 и 450 см, вызвано OCI, можно сделать вывод о том, что его

Таблица 1. Результаты радиоуглеродного датирования

Код лаборатории	ID образца	Глубина, см	$^{12}\text{C}$ , А	$^{14}\text{C}$ подсчетов	$^{14}\text{C}$ статистическая ошибка, %	Возраст, лет до наших дней	Ошибка ( $\pm$ )	Калиброванный $^{14}\text{C}$ возраст, лет до наших дней	Ошибка ( $\pm$ )
NTUAMS-7293	Shira core3_503	6	5.05704E-06	31 369	0.56	863	90	800	135
NTUAMS-7294	Shira core3_519	38	5.89772E-06	34 738	0.54	1451	59	1350	75
NTUAMS-7466	Shira core3_550	100	6.66108E-06	56 758	0.42	2144	73	2160	175
NTUAMS-7295	Shira core3_573	146	5.14051E-06	26 794	0.61	2403	47	2445	100
NTUAMS-7296	Shira core3_598	196	6.57259E-06	32 234	0.56	3067	71	3240	170
NTUAMS-7467	Shira core3_620	240	7.04638E-06	46 325	0.46	3928	104	4365	285
NTUAMS-7467b	Shira core3_620	240	1.14797E-05	65 380	0.39	3677	186	4005	450
NTUAMS-7297	Shira core3_638	276	6.48278E-06	28 285	0.59	3435	65	3700	150
NTUAMS-7298	Shira core3_654	308	5.94562E-06	27 833	0.60	3714	71	4050	205
NTUAMS-7468	Shira core3_680	360	1.80097E-05	72 019	0.37	4899	69	5615	140
NTUAMS-7299	Shira core3_685	370	8.63505E-06	32 421	0.56	5004	58	5775	125
NTUAMS-7300	Shira core3_713	426	4.24125E-06	16 963	0.77	5830	107	6650	250
NTUAMS-7301	Shira core3_725	450	8.55887E-06	24 066	0.64	6849	75	7710	140
NTUAMS-7469	Shira core3_735	470	1.13275E-05	43 099	0.48	6104	75	6975	195
NTUAMS-7469b	Shira core3_735	470	1.42059E-05	57 132	0.42	6042	170	6885	395
NTUAMS-7302	Shira core3_749	498	7.68484E-06	19 768	0.71	8584	98	9660	240

Примечание:  $^{12}\text{C}$  отражает качество графита. Когда  $^{12}\text{C}$  ниже  $10^{-6}$  А, качество графита низкое. Измерения будут давать большую погрешность. Неопределенность возраста связана с ошибками стандартных, фоновых и выборочных измерений. Для калибровки возраста используется база данных IntCal 20 [Reimer et al., 2020].

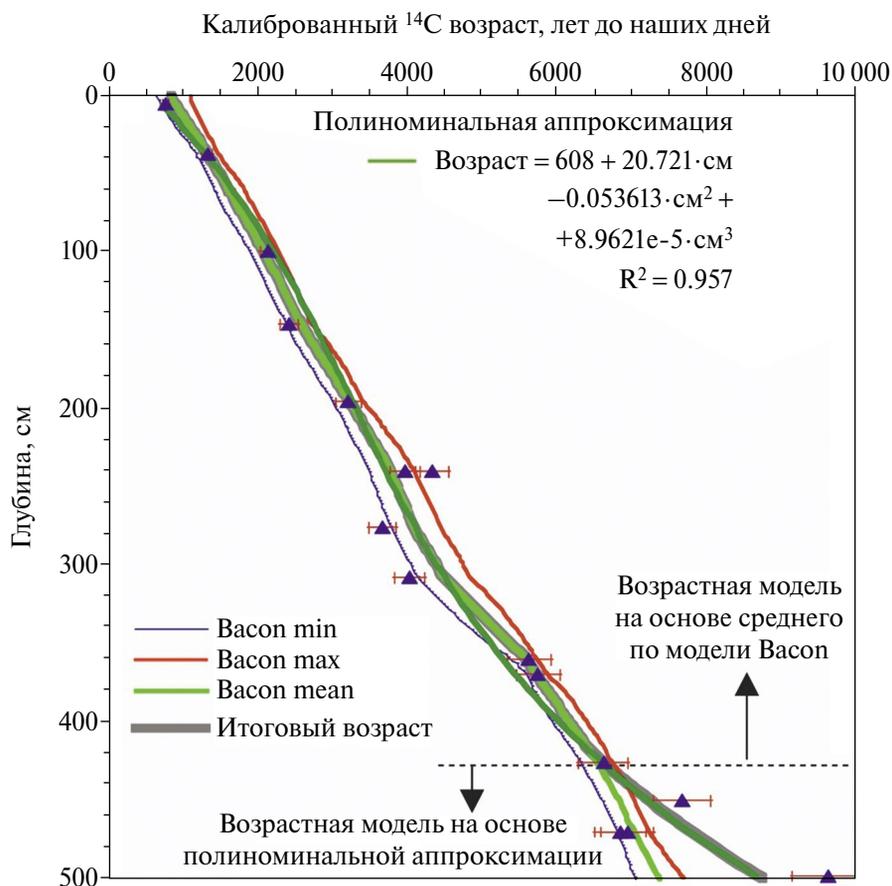
влияние в двух слоях составляет менее 1000 лет, и не распространяется на всю керновую колонку. Таким образом, лучший способ построить хронологию керна – это использовать все доступные возрасты.  $^{14}\text{C}$  возраст донных отложений колонки № 3 составляет 9030 кал. лет назад, и, соответственно, хронология изученной последовательности отложений (длиной 508 см) охватывает последние 9100 лет (рис. 2).

### Результаты петро-, палеомагнитных исследований

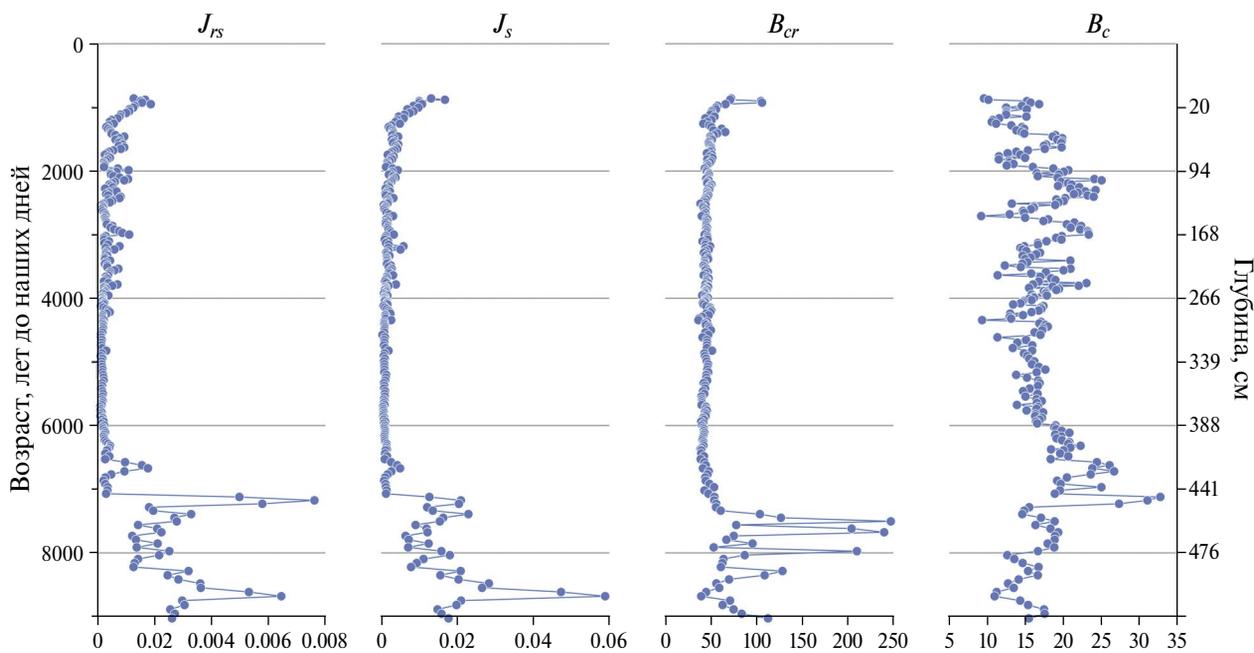
Вариации гистерезисных параметров с возрастом и глубиной представлены на рис. 3. В большей части колонки показатели  $J_{rs}$ ,  $J_s$ ,  $B_{cr}$  изменяются не слишком сильно, лишь на глубинах более 4 метров (около 7 т.л. до наших дней) видны

заметные вариации параметров.  $B_c$ , в отличие от остальных гистерезисных параметров, значительно изменяется по всему разрезу. Изменение параметров образцов древнее 7000 лет может объясняться сменой литологии, примерно в это время заканчивают накапливаться более красные породы.

Согласно диаграмме Дэй [Day et al., 1977; Dunlop, 2002] образцы по большей части представлены смесью однодоменных (ОД) и мелких псевдооднодоменных (ПОД) частиц (на рис. 4 они показаны фиолетовым цветом). По гистерезисным параметрам образцы на диаграмме группируются в четыре кластера с различным наполнением. Группа, выделенная синим цветом, относится к самым верхним (граница вода–осадок) образцам, также часть образцов из



**Рис. 2.** Возраст озерных отложений по керновой колонке 3, полученной с помощью полиномиального уравнения и модели Васкон. Итоговая возрастная модель получена на основе модели Васкон выше 426 см и на основе полиномиального уравнения ниже данного уровня.

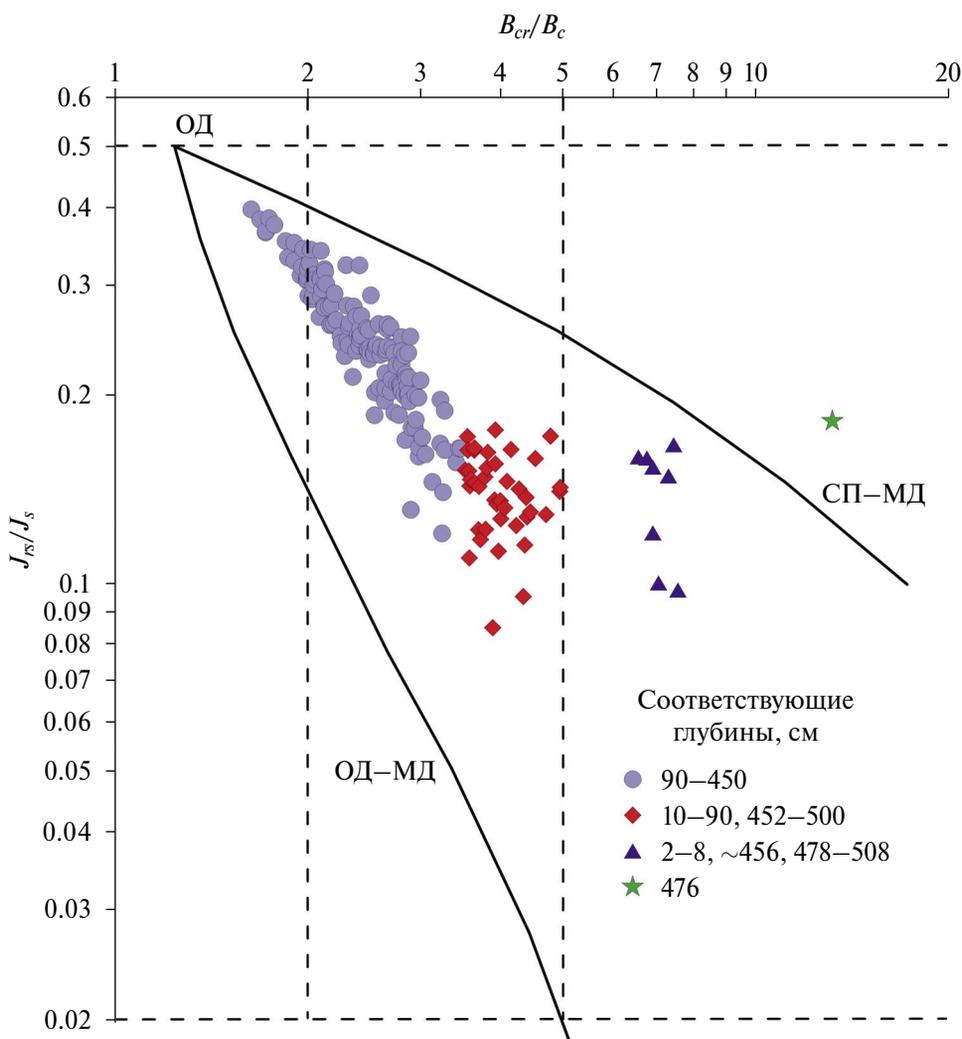


**Рис. 3.** Распределение гистерезисных параметров по керновой колонке.

этой группы находится на глубинах ниже 4.5 метров, неравномерно распределенных до глубины 5.08 м. Наиболее многочисленная группа, обозначенная фиолетовым, в основном приурочена к глубинам 90–450 см, некоторые образцы также расположены выше по колонке. Образцы, относящиеся к группе, обозначенной красным, происходят из двух интервалов 10–90 и 452–500 см, в которых также присутствуют образцы других групп. Зеленая звездочка соответствует образцу с глубины 476 см.

Проблема для интерпретации доменного состояния (ДС) образцов по диаграмме, приведенной на рис. 4, заключается в необычности распределения репрезентативных точек на диаграмме, занимающих область между линиями ОД–МД и СПМ–ОД смесимости [Dunlop,

2002]. Сочетание СПМ–ОД следует отбросить сразу, поскольку суперпарамагнитная восприимчивость, оцененная по петлям гистерезиса [Kosareva et al., 2015], всех образцов крайне мала, составляет всего  $\sim (10^{-9} - 10^{-11})$  м<sup>3</sup>/кг. Сильный сдвиг вправо линии ОД–МД от области реального распределения точек на диаграмме можно формально объяснить следующим. Дело в том, что линия смесимости по работе [Dunlop, 2002] рассчитывается из предположения  $B_{cr}/B_c = 5$  и  $J_{rs}/J_s = 0.02$ , в то время как для нашей коллекции при  $B_{cr}/B_c = 5$  отношение  $J_{rs}/J_s > 0.1$  (красные точки на диаграмме). Все это говорит о том, что концепция объяснения гистерезисных свойств природных образцов, содержащих смеси зёрен как по минералогии, так и по размерам, простой смесью ОД и МД частиц,



**Рис. 4.** Диаграмма Дэй–Данлопа. Представлены образцы, использованные для анализа относительной палеонапряженности (критерии отбора указаны в тексте статьи). Однодоменные и мелкие псевдооднодоменные зёрна – фиолетовый цвет, крупные псевдооднодоменные – красный цвет, образцы с аномальными свойствами – голубой и зеленый.

чересчур упрощена. На деле же, как показано в ряде теоретических и экспериментальных работ [Dunlop, 2002; Conbhui et al., 2018; Nagy et al., 2019], в большинстве случаев решающую роль в образовании этих свойств играют ПОД частицы, существование которых игнорируется в схеме линий смесимости, а форма области распределения точек на диаграмме объясняется обратной корреляцией между  $J_{rs}/J_s$  и  $B_{cr}/B_c$  (чем выше остаточная намагниченность  $J_r$ , тем ближе  $B_{cr}$  к  $B_c$ ). Сказанное выше не отрицает возможной пользы от использования линий смесимости, но предостерегает от их бездумного использования во всех случаях.

Другая проблема для интерпретации доменного состояния (ДС) образцов по диаграмме, приведенной на рис. 4, заключается в необычности поведения нескольких образцов, отмеченных зеленым и голубым цветом, которые сочетают ПОД и МД свойства, то есть высокое  $J_{rs}/J_s > 0.1$  и одновременно с этим высокое  $B_{cr}/B_c \approx 10$ . На самом деле такое сочетание теоретически возможно, поскольку при высокой внутренней восприимчивости  $k_i$  МД зёрен  $J_{rs}/J_s \approx B_c/NJ_s$ , а  $B_{cr}/B_c \approx (1 + Nk_i)$ , где  $N < 1$  – размагничивающий фактор. Отсюда видно, что при  $k_i > 20$  имеем  $B_{cr}/B_c \approx 10$ . Что касается  $J_{rs}/J_s$ , то значение  $J_{rs}/J_s \approx 0.1$  может быть достигнуто либо при относительно высокой  $B_c$  и относительно низкой  $J_s$ , то есть в этом случае следует предположить, что магнитный минерал в этих образцах представлен не магнетитом, а каким-то минералом с невысокой  $J_s$ . Подробное исследование этого вопроса требует отдельного анализа и значительных экспериментальных усилий, что не вписывается в рамки настоящей работы, тем более, что число аномальных образцов всего около 10, а результаты по определению

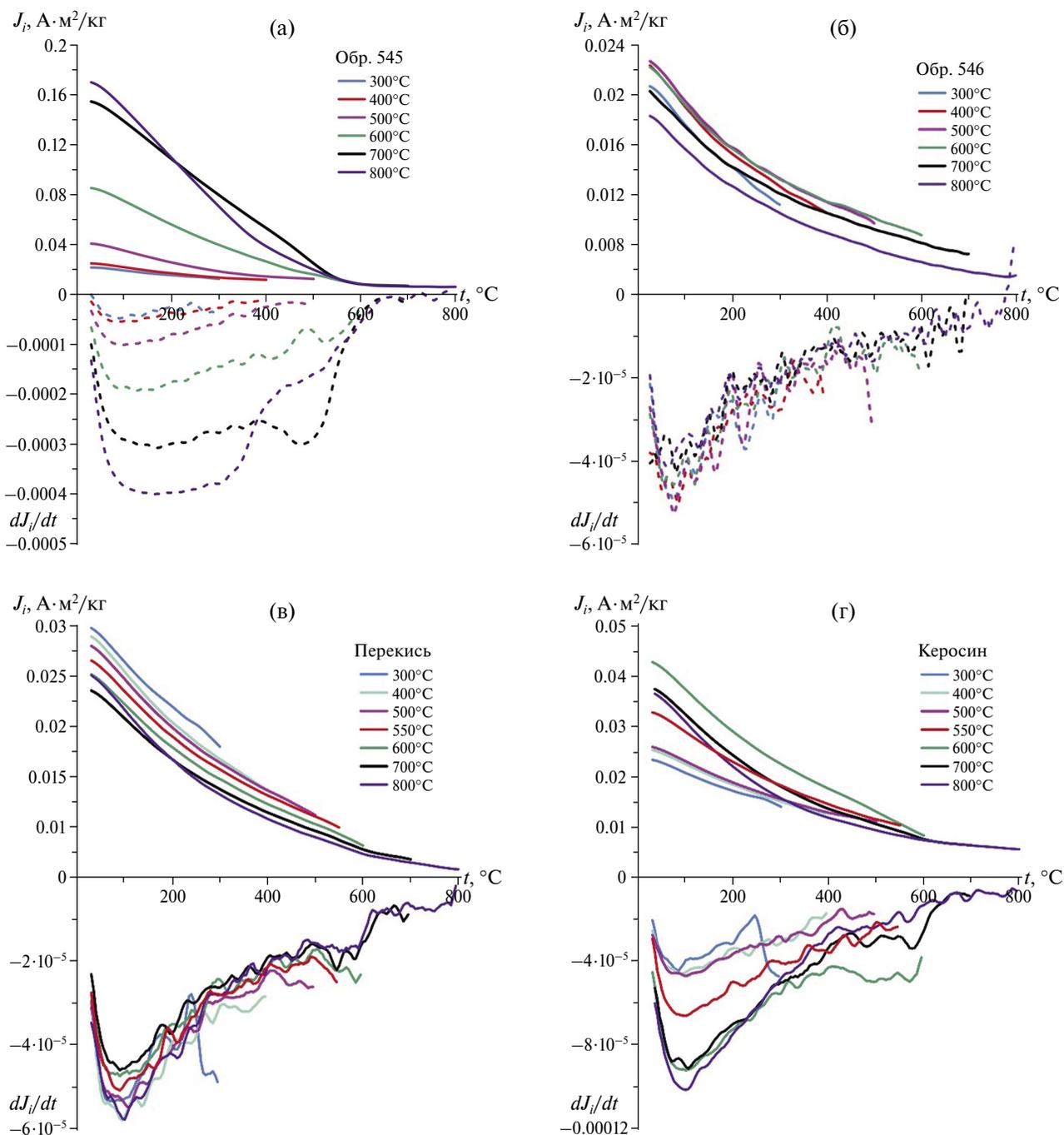
палеонапряженности, полученные по ним, статистически никак не выпадают из общего массива данных (табл. 2).

Из приведенного анализа следует, что ферримагнитная компонента образцов достаточно однородна и представлена в основном смесью однодоменных (ОД) и мелких псевдооднодоменных (ПОД) частиц. Однако, как показал наш анализ, такое различие в доменной структуре (ДС) не отразилось на определении  $H_{др}$  – значимая корреляция между величиной  $H_{др}$  и гистерезисными параметрами  $J_{rs}/J_s$  и  $B_{cr}/B_c$  отсутствует (табл. 2). Отметим, что при построении табл. 2 использовалась непараметрическая статистика и рассчитывалась ранговая корреляция по Спирмену, поскольку закон распределения рассматриваемых переменных в данном случае неизвестен [Симушкин, 1998; 2006].

Согласно термомагнитным исследованиям 20-ти образцов, равномерно отобранных по разрезу, образцы в исходном состоянии (без травления органики, рис. 5а) показывают рост намагниченности почти при каждом последующем нагреве, что говорит об образовании в процессе нагревания новых магнитных минералов. На уровне шума можно предположить наличие в образце гематита, который выделяется на дифференциальной кривой до 700°C. Также на кривых до 400, 500 и 600°C предположительно видна фаза с температурой Кюри в области 360–380°C. Можно предполагать, что это грейгит, но рентгеноструктурный анализ не нашел следов грейгита ни на свежем, ни на прогретом до 400°C образце. Следует отметить, что в минеральной фракции сульфиды тоже не были обнаружены, так что следы ферримагнитной фазы с  $T_c \approx 360$ –380°C, скорее всего, являются

**Таблица 2.** Корреляционная матрица по Спирмену между  $H_{др}$  и гистерезисными параметрами

	$H_{др}$	$J_{rs}$	$B_{cr}$	$J_s$	$B_c$	$J_r/J_s$	$B_{cr}/B_c$
$H_{др}$	1.00	–0.02	0.04	0.04	0.03	0.03	–0.06
$J_{rs}$	–0.02	1.00	0.54	0.93	0.08	–0.19	0.16
$B_{cr}$	0.04	0.54	1.00	0.57	–0.15	–0.34	0.51
$J_s$	0.04	0.93	0.57	1.00	–0.23	–0.50	0.43
$B_c$	0.03	0.08	–0.15	–0.23	1.00	0.92	–0.88
$J_r/J_s$	0.03	–0.19	–0.34	–0.50	0.92	1.00	–0.93
$B_{cr}/B_c$	–0.06	0.16	0.51	0.43	–0.88	–0.93	1.00



**Рис. 5.** Термомагнитные кривые: (а) – образец 545 (90 см); (б) – образец 546 (92 см) после травления органики (исходное состояние); (в) – обработка перекисью водорода; (г) – обработка керосином.

артефактом, и в любом случае ее присутствие (если она все же реальна) не влияет существенно на свойства осадка.

Для улучшения результатов ДТМА в образце 546 (92 см) травилась органика, так как ее горение во время эксперимента может давать ложные эффекты. Для этого использовался керосин и перекись водорода. Дифференциальные

термомагнитные кривые образца 546 в исходном состоянии (рис. 5б) зашумлены, по ним сложно однозначно идентифицировать магнитные минералы. На рис. 5в хорошо видно, что после обработки перекисью водорода органика удалена, роста намагниченности при ступенчатом нагреве не происходит, а, напротив, наблюдается уменьшение намагниченности, вероятно, за счет окисления мелкодисперсного магнетита.

Таблица 3. Результаты рентгеноструктурного анализа

	504 (4 см)	581 (162 см)	750 (500 см)
Минеральная фракция	Кварц 34.3% Кальцит 23.1% Альбит 13.8% Микроклин 10.3% Мусковит 5.2% Вермикулит 1.7% Лепидолит 5.5% Клинохлор 6.1%	Кварц 33.8% Кальцит 28.7% Альбит 15.2% Микроклин 12.2% Мусковит 4.3% Лепидолит 1.6% Клинохлор 4.2%	Кварц 37.3% Кальцит 20.3% Альбит 21.3% Микроклин 12.8% Мусковит 4.1% Клинохлор 4.2%
Магнитная фракция	$a = 8.386 \text{ \AA}$ Магнетит $\approx 99\%$ Гематит $\approx 1\%$		$a = 8.388 \text{ \AA}$ Магнетит – 72.38% Гематит – 12.51% $a = 8.365 \text{ \AA}$ Магнетит – 15.11%

Амплитуда дифференциальной кривой в низкотемпературной области от комнатной температуры до 200–250°C уменьшается после каждой ступени нагрева. На дифференциальных кривых до 600 и 700°C, наблюдается присутствие магнетита (температура Кюри в районе 580°C). Керосин хуже справляется с органикой (рис. 5г), на кривых виден рост намагниченности, тем не менее по сравнению с исходным образцом (рис. 5б) кривые более информативны, на дифференциальных кривых прослеживаются магнитные эффекты.

В ходе исследований были получены дифрактограммы трех образцов, по которым были определены присутствующие в образцах кристаллические фазы и их процентное содержание (табл. 3). Магнитная фракция представлена магнетитом с той или иной степенью окисления, о чем свидетельствуют меньшие по сравнению со стехиометрическим магнетитом значения постоянной решетки, и (в очень небольшой степени) гематитом. В образце 581 (162 см) магнитной фракции было слишком мало и установить ее состав не удалось. В целом минеральная фракция указывает на геологию водосбора, вокруг озера это в основном выходы четвертичных отложений (черные глины, пески, аллювий рек, элювиальные и делювиальные отложения), девонские (песчаники, алевролиты, аргиллиты красноцветные, известняки серые, часто органогенные), также недалеко есть выход дайки габбрового состава. Кроме того, учитывая большую долю однодоменного магнетита, можно предположить его биогенное происхождение.

Для получения качественных определений относительной палеонапряженности были использованы прямолинейные отрезки на

диаграммах псевдо-Араи–Нагаты, а для выборки использовались следующие критерии:

1. Число точек для расчета наклона – не менее 5;
2. Критерий качества  $q \geq 1$ ;
3. Доля  $NRM$ , разрушенной в интервале определения палеонапряженности  $f \geq 25\%$ ;
4. Ошибка определения относительной палеонапряженности –  $\sigma \leq 20\%$ .

Помимо этого, для того, чтобы избежать сложностей с выбором интервала определения  $H_{др}$ , были отброшены нелинейные диаграммы или диаграммы с двумя составляющими.

Таким образом, из имеющихся в нашем распоряжении 254 определений было выбрано 190 определений, которые были получены в интервалах полей 5–10÷15–50 мТл на основе расчета по 5–13 точкам на диаграмме псевдо-Араи–Нагаты. Критерий  $f$  составлял от 25 до 97% (медианное значение 57%), а фактор  $q$  – 2–127 (медианное значение 7.2). Низкий фактор  $q$  вероятно связан с низкой долей  $NRM$ , разрушенной в интервале определения палеонапряженности, а также с тем, что определение палеонапряженности ведется в малых полях, например, до 25 и даже до 15 мТл. Еще одной причиной низкого критерия  $q$  стало то, что значения палеонапряженности относительно малы, таким образом, ошибка определений –  $\sigma$  относительно  $H_{др}$  велика и составляет 17% (медианное значение 6%). На 11 образцах проведено исследование приобретенной  $ARM(ARM_{gained})$  и разрушенной в тех же полях  $ARM(ARM_{left})$ , зависимость  $ARM_{left} - ARM_{gained}$  линейная, а тангенс угла наклона графика составил от 1.04 до 1.11 (медианное значение 1.07). Коэффициент около 1 свидетельствует о разрушении  $ARM$  в тех же полях,

в которых она была создана. Отклонение составляет не более 11%, а поскольку, образец не изменяется в процессе эксперимента, отличие от 1 может быть связано с погрешностью самого эксперимента. На рис. 6 приведены примеры результатов исследований.

На рис. 7 представлено сравнение наклона по озеру Ши́ра с модельными данными. В нескольких интервалах колонки наблюдаются аномальные выбросы значений наклона (на глубинах 360–370 см (5580–5735 лет назад), 480 см (~8100 лет назад), а также в единичных образцах выше по разрезу) связанные с деформацией образцов при отборе. Эти образцы удалены для лучшей наглядности на рисунке. Среднее значение наклона составляет  $68.8^\circ$ , что достаточно близко к средней величине по всем моделям (рис. 7а). Данные по наклону оз. Ши́ра по морфологии похожи на модели PFM9k.1 [Nilsson et al., 2014], HFM.OL1.AL1, ARCH10k.1, CALS10.k2 [Constable et al., 2016]) (рис. 7а). Тем не менее, существует сдвиг по временной шкале, причем для более молодых осадков он значительнее, чем для более древних. При смещении данных по оз. Ши́ра на ~850 лет в сторону омоложения, графики наклона оз. Ши́ра и модельные показывают заметно лучшую корреляцию (рис. 7б). 850 лет соответствует примерно 27 см, это определено на основе сопоставления керновой колонки № 3 и короткой керновой колонки GC4 (см. раздел “возраст извлекаемых отложений”).

Результаты  $H_{др}$  полученные по отношению  $NRM/ARM_{max} \times 50$  мкТл, схожи между собой, коэффициент корреляции составляет 0.69 (рис. 8). Однако первые данные систематически ниже, чем вторые, что вероятно связано с выполаживанием графика  $NRM/ARM$  на диаграмме Арай–Нагаты в высоких полях (рис. 8б) и, соответственно, с увеличением доли  $ARM$  в сравнении с  $NRM$ .

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В ходе детальных исследований керна оз. Ши́ра было получен ряд из 190 определений относительной палеонапряженности, дополненных необходимым комплексом магнито-минералогических исследований и датированных радиоуглеродным методом.

Рентгеновский дифракционный анализ показал, что магнитная фракция в основном представлена магнетитом с различной степенью окисления и, в малой степени, гематитом.

Исследование гистерезисных параметров выявило, что ферромагнитная фракция достаточно однородна и представлена в основном смесью ОД и мелких ПОД частиц, что позволяет использовать данные образцы для определения относительной палеонапряженности.

Значимая корреляция между величиной  $H_{др}$  и гистерезисными параметрами  $J_{rs}/J_s$  и  $B_{cr}/B_c$  по большей части разреза отсутствует, что позволяет сделать вывод о независимости возможных вариаций магнито-минералогического состава на получаемые результаты  $H_{др}$ .

График изменения относительной палеонапряженности (рис. 9) показывает, что в период с 10 000 до 5000 лет назад  $H_{др}$  была понижена относительно интервала от 4000 лет до настоящего времени, исключая короткий период всплеска  $H_{др}$  в период 7130–7300 лет назад. Здесь, резкое повышение  $H_{др}$  коррелирует с изменением параметров –  $J_{rs}$ ,  $J_s$  и  $B_c$ . Поэтому можно считать этот всплеск палеонапряженности как реально существующим, так и связанным с изменением магнитной минералогии. При этом рост  $J_{rs}$  и  $J_s$  отмечается и в возрастном интервале ~8600 лет назад без существенных изменений  $B_c$  и  $H_{др}$ , что скорее говорит в пользу независимости  $H_{др}$  от петромагнитных параметров. В целом, в интервале ~6500–7300 лет назад отмечается умеренная корреляция  $H_{др}$  с  $J_{rs}$ ,  $J_s$  и  $B_c$  (0.54; 0.51; 0.60 соответственно) в отличие от всего разреза (табл. 2).

Сопоставление полученных рядов данных относительной палеонапряженности со значениями палеонапряженности, рассчитанными для координат оз. Ши́ра по модели CALS10k2 [Constable et al., 2016] показало, что они хорошо согласуются между собой (рис. 9), коэффициент корреляции  $R$  по Спирмену = 0.59, а между усредненными значениями относительной палеонапряженности (голубая линия) и модельными данными (черная линия)  $R = 0.72$ .

Можно отметить следующие элементы сходства указанных кривых (рис. 9): уменьшение палеонапряженности ближе к современности, наличие максимума в области от 1000 до 4500 лет назад, минимума от 4500 до 6000 лет назад, максимума в области от 7000 до 9000 лет назад. Отличия кривых заключаются в следующих особенностях: некоторое смещение максимумов в области от 1000 до 4500 лет назад и от 7000 до 9000 лет назад, наличие на кривой относительной палеонапряженности, полученной по донным отложениям оз. Ши́ра дополнительного максимума в интервале от 7100 до 7300 лет

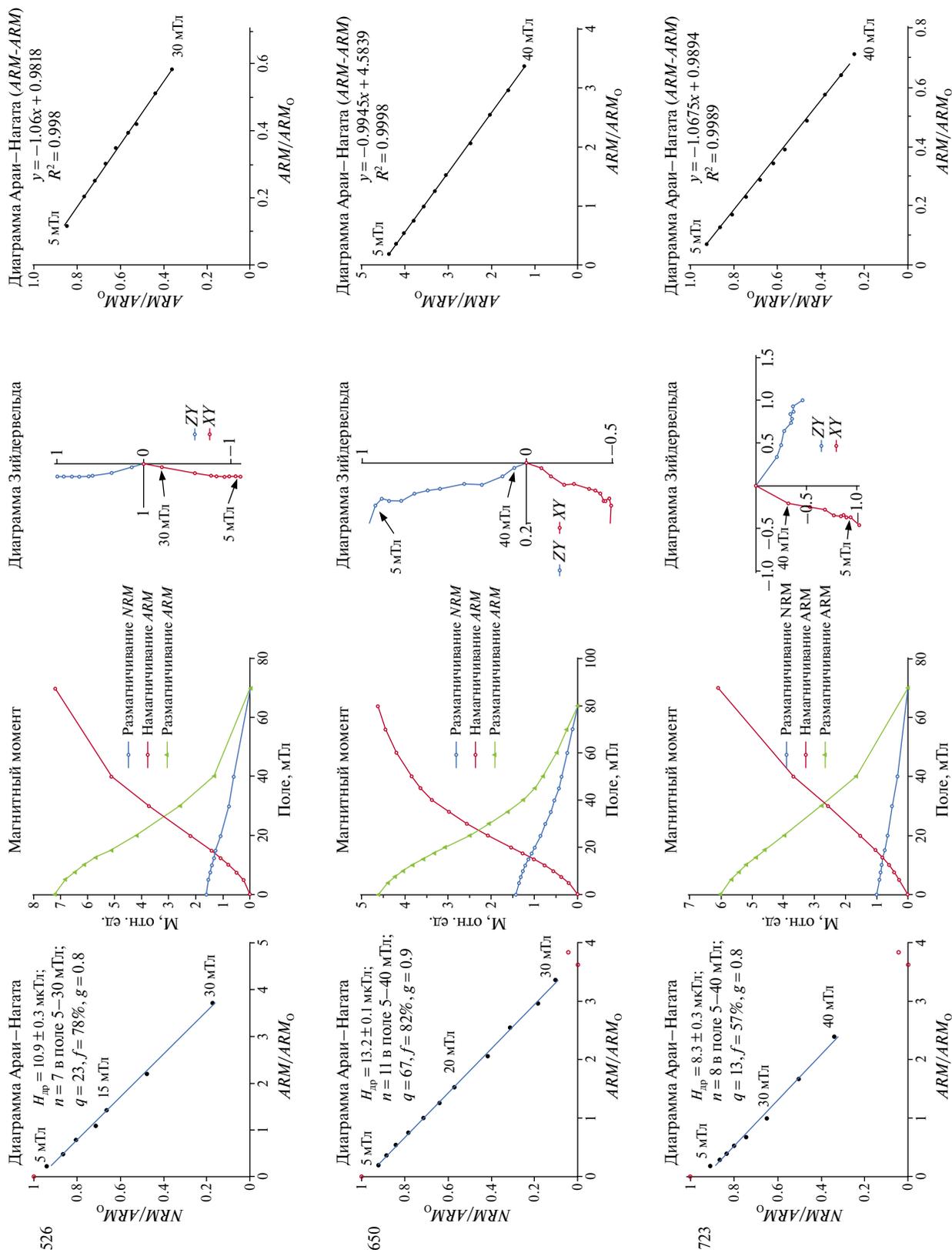
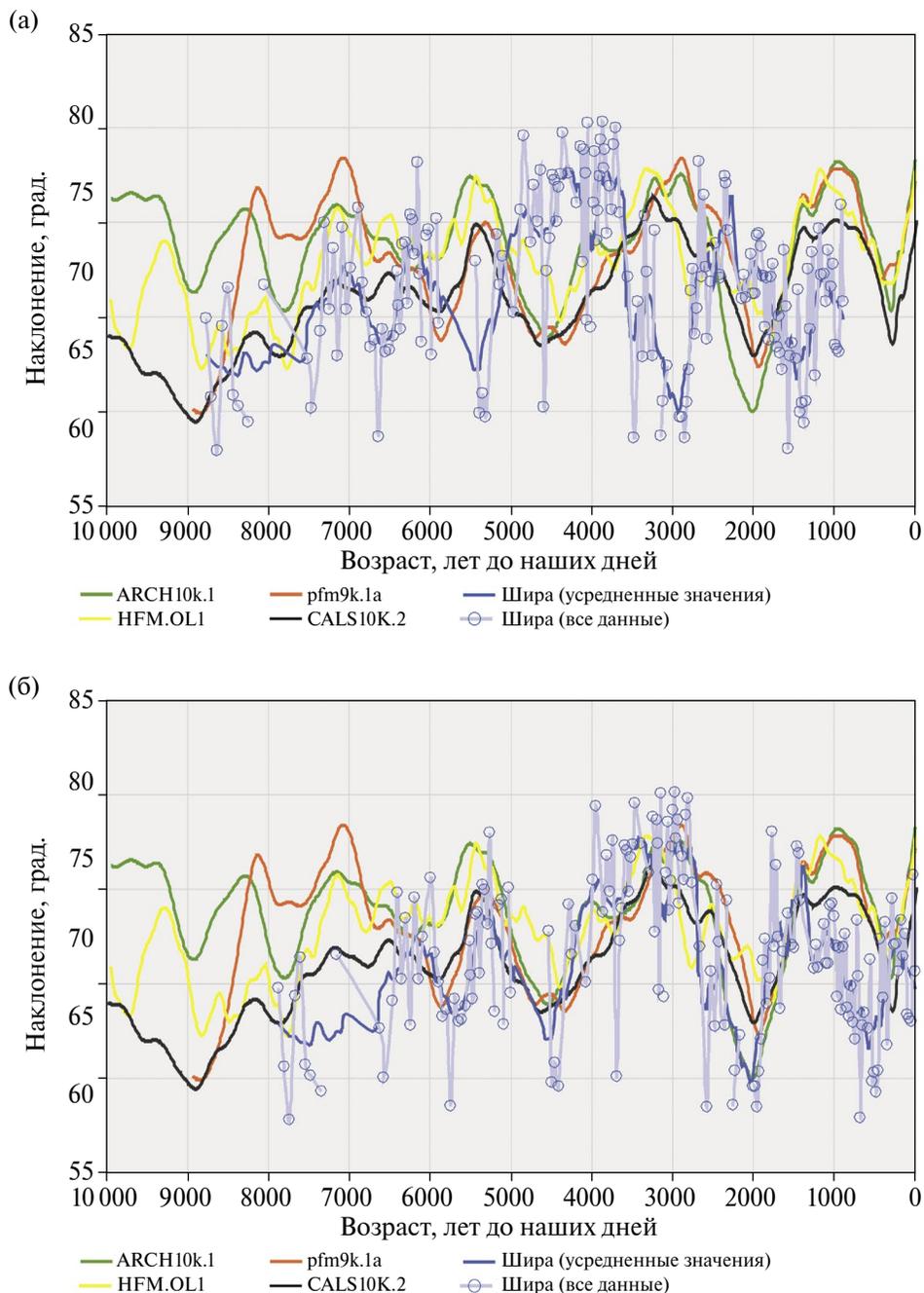


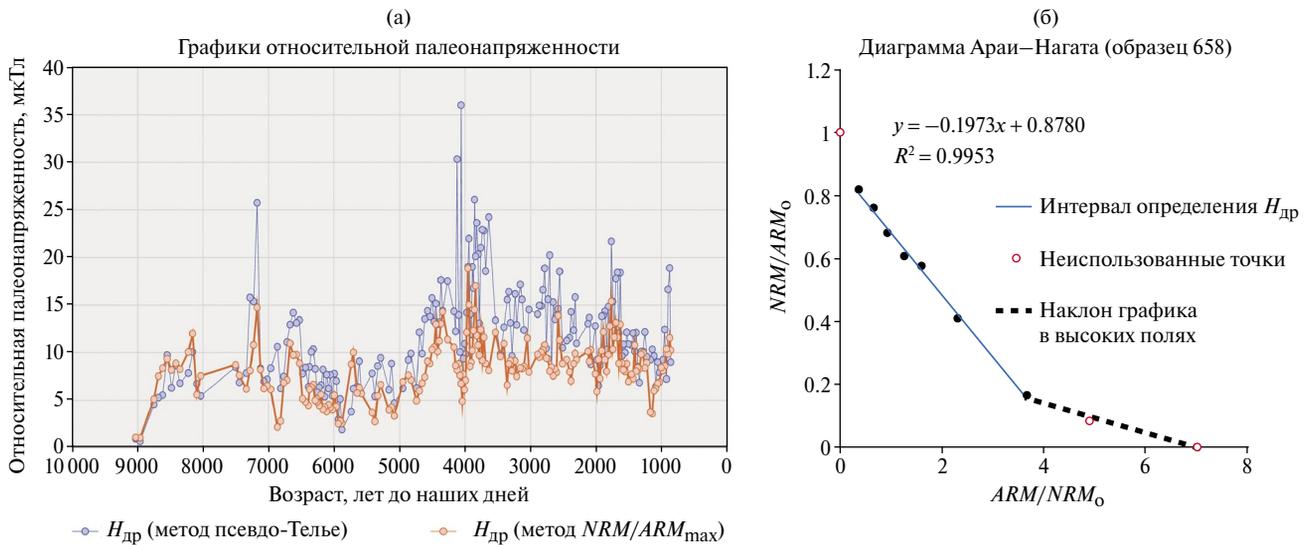
Рис. 6. Примеры определения  $H_{др}$  методом псевдо-Телье. Слева-направо: диаграмма псевдо-Арай—Нагаты; кривые размагничивания  $NRM$ ,  $ARM$  и намагничивания  $ARM$ ; диаграмма Зийдвервельда; диаграмма Арай—Нагаты ( $ARM_{left} - ARM_{gained}$ ).



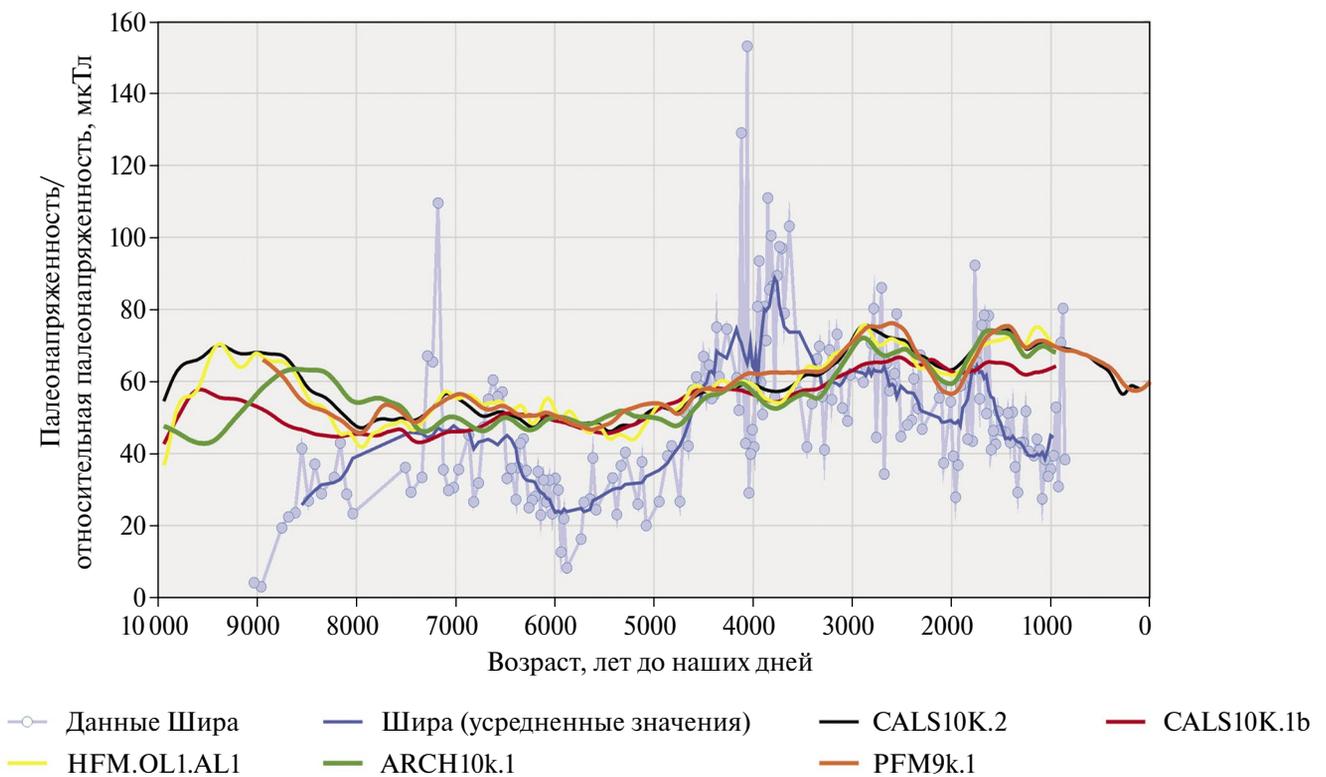
**Рис. 7.** Сопоставление наклонения по оз. Шири: (а) – результаты отвечают радиоуглеродному возрасту; (б) – результаты по возрасту сдвинуты на ~850 лет с модельными значениями, рассчитанными для различных моделей для координат оз. Шири.

назад, который можно объяснить как резким изменением петромагнитных характеристик, так и реальным изменением палеонапряженности. Тем не менее, хотелось бы отметить, что подобное сходство поведений графиков проявляется только в одном коротком интервале несмотря на то, что вниз по разрезу гистерезисные параметры также вариативны и обладают большими величинами, при этом величины

относительной палеонапряженности не показывают резких изменений. Подобный максимум, но значительно меньшей амплитуды, можно увидеть и на модельных кривых. Также можно заметить, что при сдвиге полученных данных относительной напряженности оз. Шири в сторону омоложения, совпадение с модельными кривыми улучшается.



**Рис. 8.** Сопоставление значений относительной палеонапряженности, рассчитанных двумя способами: (а) – из отношения  $NRM/ARM_{max}$  умноженного на лабораторное поле (50 мкТл); (б) – по методу псевдо-Телье.



**Рис. 9.** Сопоставление новых данных по относительной палеонапряженности оз. Ши́ра, средних величин относительной палеонапряженности по оз. Ши́ра и модельных значений, рассчитанных для различных моделей для координат оз. Ши́ра. Все значения относительной палеонапряженности (точки на графике) умножены на коэффициент 4.25 с тем, чтобы средние значения данных по псевдо-Телье и модельных данных по оз. Ши́ра совпадали.

Подчеркнем, что эти выводы сохраняются, если рассмотреть и другие известные на настоящее время модели геомагнитного поля за последние 10000 лет, в основе которых лежат как

данные по абсолютной палеонапряженности (ARCH10k.1 [Constable et al., 2016]), так и совокупность результатов исследований по осадочным и магматическим породам, а также

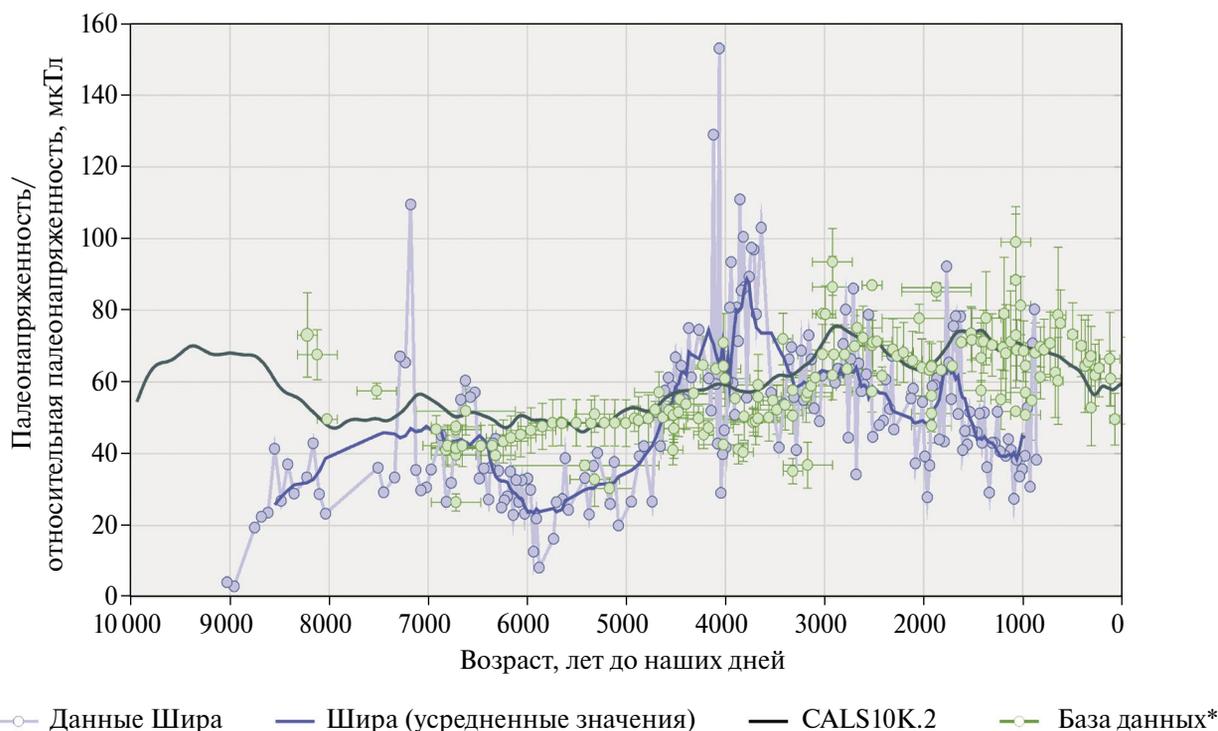
археоманнитным объектам (CALS10K.1b [Korte et al., 2011], PFM9k.1 [Nilsson et al., 2014], HFM.OL1.AL1, CALS10k.2 [Constable et al., 2016]) (рис. 9).

Хорошее согласие между различными моделями обосновано, очевидно, тем, что во всех моделях используется один и тот же набор данных, полученных непосредственно для региона вокруг оз. Ши́ра. Как результат, указанные модели практически полностью повторяют археоманнитные данные по Сибири и Монголии, отобранные с территории, близкой к оз. Ши́ра (координаты 46–57° с.ш. и 102–115° в.д.) [Бурлацкая, 1970; Бурлацкая и др., 1976; Начасова, Бураков, 1997а; 1997б; Бураков и др., 2000; Начасова, Бураков, 2008; Начасова и др., 2015] (рис. 10).

Как видно из рис. 9 и рис. 10, вглубь веков наблюдается естественная убыль как в целом данных палеонапряженности из-за снижения количества объектов исследования, так и качества определений. Снижение качества данных связано с трудностями определения возраста как для данных абсолютной палеонапряженности, так и для данных относительной палеонапряженности, а также эффектами отложенной

фиксации  $NRM$  и соответствующего этому эффекту усреднения величины  $NRM$  в осадке по некоторому интервалу времени [Roberts, Winkelhofer, 2004]. Снижение количества качественных данных во временном интервале 4000–10 000 лет назад, конечно, влияет на точность моделей и фиксацию мелкомасштабных во времени и пространстве вековых вариаций в силу ограниченности набора данных, но не приводит к значимым различиям результатов по оз. Ши́ра и модельных значений на временном масштабе в сотни и тысячи лет, отражая общую тенденцию в вариациях геомагнитного поля.

Что касается отличий между модельными значениями  $H_{др}$  и определениями, полученными в настоящей работе, то они могут быть обусловлены вкладом недипольных составляющих поля, поскольку модели основаны на данных с территории, расположенной на расстоянии более чем 800 км от оз. Ши́ра. Кроме того, наблюдаемые различия при сравнении моделей возникают в силу неизбежных ошибок в определении относительной палеонапряженности, а также ввиду неточности определения возраста фиксации намагниченности исследуемых пород.



**Рис. 10.** Сопоставление новых данных по относительной палеонапряженности оз. Ши́ра, средних величин относительной палеонапряженности по оз. Ши́ра, рассчитанных методом скользящего среднего по 11 точкам, и модельных данных CALS10k.2 для координат оз. Ши́ра (54.5° с.ш., 89.9° в.д.) [Constable, 2016], а также выборки из базы данных Geomagia [Brown et al., 2015] для координат 46–57° с.ш. и 102–115° в.д. Все значения относительной палеонапряженности (точки на графике) умножены на коэффициент 4.25 с тем, чтобы средние значения данных по псевдо-Телье и модельных данных по оз. Ши́ра совпадали.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сравнение результатов определения палеонапряженности методом псевдо-Телье по осадочным породам оз. Ши́ра с предсказаниями, полученными по различным моделям поведения напряженности геомагнитного поля в последние 9000 лет, показало их согласие, если иметь в виду общий тренд изменения напряженности, а не соответствие отдельных определений. Такой вывод дает основания для применения данной методики к определению палеонапряженности методом псевдо-Телье в применении к осадочным породам. Однако стоит учитывать, что для обоснованных выводов необходимо проводить строгий отбор полученных определений и располагать достаточно большим и протяженным во времени набором данных с тем, чтобы иметь надежную статистику для фиксации тех или иных трендов в изменении палеонапряженности во времени.

Ценность наших данных состоит, в частности, в том, что на большой территории вокруг оз. Ши́ра, расположенного на расстоянии не менее 800 км от упомянутых мест отбора, в геомагнитной базе Geomagia 50 [Brown et al., 2015] на настоящее время полностью отсутствуют данные по палеонапряженности как относительной, так и абсолютной.

Полученные результаты также демонстрируют некоторые особенности и отличия вариаций относительной палеонапряженности, полученной по донным отложениям оз. Ши́ра методом псевдо-Телье, от различных модельных кривых (CALS10k.1b [Korte et al., 2011], PFM9k.1 [Nilsson et al., 2014], HFM.0L1.AL1, CALS10k.2 ARCH10k.1 [Constable et al., 2016]). Например, аномалия максимума напряженности в интервале от 7100 до 7300 лет тому назад может быть проявлением как недипольной вариации, которая не учтена в современных моделях, так и проявлением резкого изменения петромагнитных параметров. Необходимо получение новых данных об относительной палеонапряженности по данному региону и по Сибири для оценки достоверности данной аномалии и для наращивания базы данных по палеонапряженности.

## ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ No 22-47-08001, <https://rscf.ru/project/22-47-08001/> Рентгеновский дифракционный анализ и математическая обработка петромагнитных данных выполнялись при поддержке Госпрограммы ГО Борок ИФЗ РАН FMWU-2022-0026.

## БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность А.А. Костерову за ценные замечания по статье, которые помогли улучшить рукопись.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Борисов А.С.* Система технологического обеспечения палеомагнитных исследований отложений современных озер. Дис... докт. геол.-мин. наук. 2004. Казань. 267 с.
- Бураков К.С., Начасова И.Е., Петрова Г.Н.* Напряженность геомагнитного поля в Прибайкалье в последние тысячелетия // Геомагнетизм и аэрономия. 2000. Т. 40. № 2. С. 90–95.
- Бурлацкая С.П., Начасова И.Е., Бураков К.С.* Новые определения параметров древнего геомагнитного поля для Монголии, Средней Азии и Абхазии // Геомагнетизм и аэрономия. 1976. № 4. С. 914–918.
- Бурлацкая С.П., Нечаева Т.Б., Петрова Г.Н.* Напряженность геомагнитного поля за последние 2000 лет по мировым данным // Геомагнетизм и аэрономия. 1970. № 5. С. 878.
- Буров Б.В., Нургалеев Д.К., Ясонов П.Г.* Палеомагнитный анализ. Казань: изд-во КГУ. 1986. 167 с.
- Буров Б.В., Ясонов П.Г.* Введение в дифференциальный термомагнитный анализ горных пород. Казань: изд-во КГУ. 1979. 159 с.
- Геология и минерагения северной Хакасии (Путеводитель по учебному геологическому полигону вузов Сибири) / Васильев Б.Д., Парначев В.П. (ред.). Т.: изд-во Томского политехнического университета. 2006. 238 с.
- Начасова И.Е., Бураков К.С.* 8000-летняя вариация напряженности геомагнитного поля // Геомагнетизм и аэрономия. 1997а. № 1. С. 167.
- Начасова И.Е., Бураков К.С.* Археомагнитные исследования материалов памятников Восточной Сибири Горелый Лес и Усть-Хайта // Физика Земли. 2008. № 3. С. 84–91.
- Начасова И.Е., Бураков К.С.* Напряженность геомагнитного поля в Средней Азии во втором-первом тысячелетиях до нашей эры // Физика Земли. 1997б. № 7. С. 1–6.
- Начасова И.Е., Бураков К.С., Пилипенко О.В.* Вариации напряженности геомагнитного поля в Сибири в последние тринадцать тысячелетий // Физика Земли. 2015. № 1. С. 46–53.
- Нургалеев Д.К., Ясонов П.Г.* Полезная модель “Коэрцитивный спектрометр”: патент № 81805. Государственный реестр полезных моделей Российской Федерации. 2009.
- Симушкин С.В.* Дисперсионный анализ. Ч.1, Ч.2. Казань.: изд-во КГУ. 1998.
- Симушкин С.В.* Многомерный статистический анализ. Казань.: изд-во КГУ. 2006. 98 с.
- Храмов А.Н., Шолто Л.Е.* Палеомагнетизм. Л.: Недра. Ленингр. отд-ние. 1967. 251 с.

- Щербаков В.П., Сычева Н.К.* Численное моделирование процесса образования намагниченности осаждающейся суспензии горных пород // *Физика Земли*. 2009. № 1. С. 51–60.
- Blaauw M., Christen J.A.* Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process // *Bayesian Analysis*. 2011. V. 6. P. 457–474.
- Blyakharchuk T., Udachin V., Li H.-C., Kang S.-C.* AMS <sup>14</sup>C dating problem and high-resolution geochemical record in Manzhherok Lake sediment core from Siberia: Climatic and environmental reconstruction for Northwest Altai over the past 1,500 years // *Front. Earth Sci*. 2020. V. 8. P. 206. DOI: 10.3389/feart.2020.00206
- Brock F., Higham T., Ditchfield P., Ramsey C.B.* Current pretreatment methods for AMS radiocarbon dating at the Oxford radiocarbon accelerator unit (ORAU) // *Radiocarbon*. 2010. V. 52. P. 103–112. <https://doi.org/10.1017/S0033822200045069>
- Brown M.C., Donadini F., Korte M., Nilsson A., Korhonen K., Lodge A., Lengyel S.N., Constable C.G.* GEOMAGIA50.v3: 1. General structure and modifications to the archeological and volcanic database // *Earth Planets Space*. 2015. V. 67. Art. № 83. <https://doi.org/10.1186/s40623-015-0232-0>
- Carter-Stiglitz B., Valet J.-P., LeGoff M.* Constraints on the acquisition of remanent magnetization in fine-grained sediments imposed by redeposition experiments // *Earth Planet. Sci. Lett*. 2006. V. 245. P. 427–437. DOI: 10.1016/j.epsl.2006.03.002
- Coe R.S., Gromme S., Mankinen E.A.* Geomagnetic paleointensities from radiocarbon-dated lava flows on Hawaii and the question of the Pacific nondipole low // *J. Geophys. Res*. 1978. V. 83. P. 1740–1756.
- Constable C., Korte M., Panovska S.* Persistent high paleosecular variation activity in southern hemisphere for at least 10 000 years // *Earth Planet. Sci. Lett*. 2016. V. 453. P. 78–86. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.08.015>
- Day R., Fuller M., Schmidt V.A.* Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 1977. V. 13. P. 260–267.
- Dunlop D.J.* Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc), 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data // *Journal of Geophysical Research*. 2002. V. 107(B3). <https://doi.org/10.1029/2001JB000486>
- Hatfield R.G., Stoner J.S., Fraass A.J.* Relative paleointensity record of Integrated Ocean Drilling Program Site U1396 in the Caribbean Sea: Geomagnetic and chronostratigraphic observations in the Pliocene. // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2021. V. 22. <https://doi.org/10.1029/2021GC009677>
- Iassonov P.G., Nourgaliev D.K., Burov B.V., Heller F.A.* modernized coercivity spectrometer // *Geologica Carpathica*. 1998. V. 49. P. 224–226.
- Kosareva L.R., Nourgaliev D.K., Kuzina D.M., Spassov S., Fattakhov A.V.* Ferromagnetic, dia-/paramagnetic and superparamagnetic components of Aral Sea sediments: significance for paleoenvironmental reconstruction // *ARPN Journal of Earth Sciences*. 2015. V. 4. № 1. P. 1–6.
- Korte M., Constable C., Donadini F., Holme R.* Reconstructing the Holocene geomagnetic field // *Earth Planet. Sci. Lett*. 2011. V. 312. P. 497–505. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.10.031>
- Kruiver P., Kok Y., Dekkers M., Langereis C., Laj C.* A pseudo-Thellier relative palaeointensity record, and rock magnetic and geochemical parameters in relation to climate during the last 276 kyr in the Azores region // *Geophysical Journal International*. 1999. V. 136. P. 757–770. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.1999.00777.x>
- Li H.-C., Chang Y., Berelson W.M., Zhao M., Misra S., Shen T-T.* Interannual Variations of D14CTOC and Elemental Contents in the Laminated Sediments of the Santa Barbara Basin During the Past 200 Years // *Front. Mar. Sci*. 2022. V. 9. Art. № 823793. <https://doi.org/10.3389/fmars.2022.823793>
- Li H.-C., Wang J., Sun J.-J., Chou C.-Y., Li H.-K., Xia Y.-Y., Zhao H.-Y., Yang Q.-N., Kashyap S.* Study of Jinchuan Mire in NE China I: AMS <sup>14</sup>C, <sup>210</sup>Pb and <sup>137</sup>Cs dating on peat cores // *Quaternary International*. 2019. V. 528. P. 9–17. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.07.020>
- Misra S., Kashyap S., Chou C.Y., Chang T.Y., Li H.C., Ning X.Y., Sun J.J., Wang J., Zhao M.* The influence of plant species and pretreatment on the <sup>14</sup>C age of Carex-dominated peat plants of a peat core from Jinchuan Mire, NE China // *Radiocarbon*. 2024. (Published online 2023:1-21). DOI: 10.1017/RDC.2023.112
- Nagata T., Arai Y., Momose K.* Secular variation of the geomagnetic total force during the last 5000 years // *J. geophys. Res*. 1963. V. 68. P. 5277–5281.
- Nilsson A., Holme R., Korte M., Suttie N., Hill M.* Reconstructing Holocene geomagnetic field variation: new methods, models and implications // *Geophys. J. Int*. 2014. V. 198. P. 229–248. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu120>
- Reimer P.J., Austin W., Bard E., Bayliss A., Blackwell P.G., Ramsey C.B., Butzin M., Cheng H., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Hajdas I., Heaton T.J., Hogg A.G., Hughen K.A., Kromer B., Manning S.W., Muscheler R., Palmer J.G., Pearson C., van der Plicht J., Reimer R.W., Richards D.A., Scott E.M., Southon J.R., Turney C.S.M., Wacker L., Adolphi F., Büntgen U., Capano M., Fahrni S., Fogtmann-Schulz A., Friedrich R., Köhler P., Kudsk S., Miyake F., Olsen J., Reinig F., Sakamoto M., Sookdeo A., Talamo S.* The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0-55 cal kBP) // *Radiocarbon*. 2020. V. 62. P. 725–757.
- Roberts A.P., Winklhofer M.* Why Are Geomagnetic Excursions Not Always Recorded in Sediments? Constraints from Post-Depositional Remanent Magnetization Lock-In Modeling // *Earth and Planetary Science Letters*. 2004. V. 227. P. 345–359. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.07.040>
- Shcherbakov V., Sycheva N.* On the mechanism of formation of depositional remanent magnetization // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2010. V. 11. Art. № Q02Z13. <https://doi.org/10.1029/2009GC002830>
- Tarling D.* *Palaeomagnetism: Principles and Applications in Geology, Geophysics and Archaeology*. London, New York: Chapman and Hall. 1983. 380 p.

*Tauxe L.* Sedimentary records of relative paleointensity of the geomagnetic field: theory and practice // *Rev. Geophys.* 1993. V. 31. P. 319–354.

*Tauxe L., Pick T., Kok Y.S.* Relative paleointensity in sediments: A Pseudo-Thellier Approach // *Geophysical Research Letters*. 1995. V. 22. P. 2885–2888. <https://doi.org/10.1029/95GL03166>

*Thellier E., Thellier O.* Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique // *Ann. Geophys.* 1959. V. 15. P. 285–376.

*Turner G.M., Howarth J.D., G.I.N.O. de Gelder, Fitzsimons S.J.* A new high-resolution record of Holocene geomagnetic secular variation from New Zealand // *Earth and Planetary Science Letters*. 2015. V. 430. P. 296–307.

*Xiao W., Frederichs T., Gersonde R., Kuhn G., Esper O.R., Zhang Xu* Constraining the dating of late Quaternary marine sediment records from the Scotia Sea (Southern Ocean) // *Quaternary Geochronology*. 2016. V. 31. P. 97–118. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2015.11.003>

## Relative Paleointensity of Geomagnetic Field during the Last 9000 Years Estimated by the Pseudo Thellier Method from the Bottom Sediments of Lake Shira, Northern Khakassia

D. M. Kuzina<sup>a, \*</sup>, V. P. Shcherbakov<sup>b, \*\*</sup>, N. V. Salnaia<sup>c, \*\*\*</sup>, A. R. Yusupova<sup>a, \*\*\*\*</sup>, H-Ch. Li<sup>d, \*\*\*\*\*</sup>, and D. K. Nurgaliev<sup>a, \*\*\*\*\*</sup>

<sup>a</sup>Kazan (Volga Region) Federal University, Kazan, 420008 Russia

<sup>b</sup>Geophysical Observatory “Borok,” Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Borok, Yaroslavl oblast, 152742 Russia

<sup>c</sup>Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, 119017 Russia

<sup>d</sup>National Taiwan University, Taipei. 106319 Taiwan

\*e-mail: di.kuzina@gmail.com

\*\*e-mail: shcherbakovv@list.ru

\*\*\*e-mail: natasavi@inbox.ru

\*\*\*\*e-mail: yusupovaanast095@gmail.com

\*\*\*\*\*e-mail: hcli1960@ntu.edu.tw

\*\*\*\*\*e-mail: Danis.Nourgaliev@kpfu.ru

Received February 10, 2024

revised March 15, 2024

accepted March 25, 2024

**Abstract** – The results of rock magnetic studies and determination of relative paleointensity from sediments of Lake Shira, Khakassia, are presented. The *NRM* carrier minerals were determined from the hysteresis parameters, thermomagnetic and X-ray diffraction (XRD) analyses. The age of the sediments was determined by radiocarbon dating. According to these measurements, the column spans about 9100 years. The qualitative determinations of relative paleointensity were obtained from linear segments of the pseudo-Arai–Nagata diagrams. The quality of the determinations was evaluated by the following criteria: number of points used to calculate the slope; quality criterion (*q*), fraction of *NRM* destroyed in the paleointensity determination interval, and relative paleointensity determination error ( $\sigma$ ). According to rock magnetic studies and XRD analysis, the magnetization carriers are represented mainly by single-domain and pseudo-single-domain magnetite and hematite. The comparison of the obtained series of relative paleointensity data with both the model paleointensity values calculated for Shira coordinates from various models (CALS10K.1b [Korte et al., 2011], PFM9k.1 [Nilsson et al., 2014], HFM.OL1.AL1, CALS10k.2 ARCH10k.1 [Constable et al., 2016]) and with absolute paleointensity, as well as the aggregate results of the studies on sedimentary and igneous rocks and on archaeomagnetic objects has shown that these data are in good agreement with each other and have common trends. This provides a rationale for using this methodology to determine paleointensity from sediments of modern lakes using the pseudo-Thellier method.

**Keywords:** relative paleointensity, pseudo-Thellier method, bottom sediments, Lake Shira

УДК 550.34+556.3

## АКТУАЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ ГИДРОГЕОЛОГИИ СЕЙСМОГЕННЫХ РАЗЛОМНЫХ ЗОН

© 2024 г. Г. Г. Кочарян<sup>1</sup>\*, И. В. Шатунов<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт динамики геосфер имени академика М.А. Садовского РАН, г. Москва, Россия

\*E-mail: [gevorgkidg@mail.ru](mailto:gevorgkidg@mail.ru)

Поступила в редакцию 22.02.2024 г.

После доработки 10.03.2024 г.

Принята к публикации 12.03.2024 г.

Гидрогеология разломных зон, особенно на значительной глубине, является, возможно, наиболее слабо разработанной областью механики очага землетрясений. Это связано как с недостаточным количеством данных о фильтрационных характеристиках материала на большой глубине, так и со сложностью процессов массопереноса, образования и залечивания нарушений сплошности в условиях высоких температур и давлений. При этом очевидно сильнейшее влияние флюида как на фрикционные характеристики, так и на напряженное состояние массива горных пород в окрестности зоны скольжения. Флюиды являются носителями растворенного вещества и тепловой энергии, эффективным катализатором различного рода метаморфических превращений. Согласно некоторым моделям, перетоки флюида могут являться триггерами старта и остановки сейсмогенных разрывов. Развивающаяся в последние годы в мировой сейсмологии тенденция к построению комплексной расчетной модели, адекватно описывающей процессы подготовки, инициирования и остановки различных мод скольжения по разломам, требует совершенствования представлений о флюидодинамике сейсмогенных разломов.

В настоящем обзоре собраны сведения о гидрогеологии разломных зон, полученные в последние годы. Проанализированы развиваемые на основе натурных данных, лабораторных и полевых экспериментов и численных расчетов модели и представления о роли флюидов на разных стадиях сейсмического цикла.

*Ключевые слова:* разлом, перетоки флюида, поровое давление, проницаемость, пьезопроводность, дилатансия, трещинообразование, залечивание, распространение и остановка разрыва.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0002333724040121>, EDN: FVYLQS

### ВВЕДЕНИЕ

Предлагаемая статья продолжает серию публикаций, в которых рассматривается состояние дел в столь важной для понимания процессов, происходящих в земной коре, области, как физика разломных зон. В первом обзоре были проанализированы различные аспекты проблемы зарождения и эволюции процессов скольжения по разломам земной коры – от структуры участков локализации скольжения до инициирования динамических разрывов экзогенными факторами [Кочарян, 2021]. Во второй публикации были детально рассмотрены результаты недавних исследований структуры и фрикционных свойств областей скольжения разломных зон, которые в значительной степени определяют режим деформирования [Кочарян и др., 2023]. Ясно, что и фрикционные характеристики, и напряженное

состояние в окрестности зоны скольжения существенно зависят от порового давления и характеристик флюида, насыщающего зону разлома. Более того, флюид, являясь наиболее подвижной составляющей массива горных пород, выступает носителем растворенного вещества и тепловой энергии, сильно влияет на физические и, в частности, реологические свойства вещества литосферы. В широком диапазоне температур флюид является также эффективным катализатором различного рода метаморфических превращений и механических эффектов [Киссин, 2015; Родкин, Рундквист 2018; и др.].

Современные представления о динамике флюидов земной коры основаны на достижениях многих направлений наук о Земле – гидрогеологии, структурной геологии, петрологии, геофизики, а также на базовых положениях гидродинамики и термодинамики. Получение

натурных данных ограничено глубинами разведочных и добывающих скважин. Сведения об условиях формирования и миграции флюидов на глубинах до 3–5 км довольно обширны. “Рекордные” сверхглубокие скважины проникли до 9–12 км [Кольская..., 1998; Grawinkel, Stockhert, 1997], однако сведения о характере обводнения и *P-T*-условиях на больших глубинах носят лишь “точечный” характер.

Гидрогеология разломных зон на малых глубинах (до 1–3 км) изучена сравнительно неплохо. Разработаны концептуальные модели, основанные на наблюдениях, выполненных на участках, открытых в результате денудации, обширных данных гидрогеологических исследований в горных выработках, а также с использованием результатов глубинного бурения разломных зон. Эти модели основаны на представлениях, что разломные зоны действуют как сложные системы проводящих каналов и малопроницаемых барьеров, затрудняющих течение флюида. Как правило, полагают, что при течении в направлении субпараллельном магистральному направлению скольжения, проницаемость существенно выше, чем во вмещающих породах. В то же время центральная часть разлома часто служит препятствием для течения в направлении поперек разломной зоны [Vense et al., 2013].

Флюиды играют важнейшую роль во многих деформационных процессах в земной коре, в значительной степени определяя эффективную прочность тектонических разломов. С вариациями порового давления часто связывают как инициирование сильных землетрясений, так и медленных асейсмических сдвигов. Последние, в свою очередь, могут являться как триггерами крупнейших землетрясений, так и напротив, приводить к снижению порового давления в окрестности зоны скольжения, повышая стабильность участка разломной зоны [Behr, Bürgmann, 2021].

Разломная зона является объектом, сильно подверженным влиянию подземных вод. Под воздействием флюида могут существенно изменяться и гидравлические, и механические, и структурные свойства разломных зон [Ружич и др., 1990; Richard et al., 2015; Tenthorey et al., 2003]. Возможность чрезвычайно быстрого (в геологическом смысле) изменения гидравлических свойств разлома связана с широким спектром причин — от дилатансии/компакции, нагрева, плавления, термального

разложения геоматериала в ходе динамического деформирования или крипа, до процессов геотермального залечивания. Минерализация, связанная с потоком флюида и взаимодействием вода–порода, может влиять на механическую прочность разломов, потенциально влияя и на характер деформирования (например, см. работы [Moore, Rymer, 2007; Carpenter et al., 2011]). При этом время “запечатывания” или “заживления” трещин радикально снижается в условиях высоких температур и давлений [Brantley et al., 1990; Laubach et al., 2019].

Существенную роль играют и механохимические процессы [Бернштейн, 1987]. Разупрочняющее действие воды связано с накоплением разрывов Si–O–Si связей на фоне механических напряжений в присутствии молекул воды, что приводит к уменьшению коэффициента трения филлосиликатов. Кроме того, поверхность минералов листовой структуры, которые регулярно обнаруживаются в зонах скольжения разломов [Kameda et al., 2011], притягивает молекулы воды, образуя тонкую пленку между двумя соседними пластинами [Renard, Ortoleva, 1997; Moore, 2004]. Влияние адсорбированной воды на степень снижения фрикционной прочности непосредственно продемонстрировано в лабораторных экспериментах на образцах мусковита [Kawai et al., 2015].

До сих пор нет ясности в таком важном вопросе, как изменение прочности и проницаемости разломных зон в результате динамического воздействия как в зоне высокой интенсивности колебаний, так и на удалении от эпицентра в сотни и тысячи километров [Кочарян, Спивак, 2003; Elkhoury et al., 2006; Faoro et al., 2012; Yan et al., 2022; и др.]

Адекватное описание взаимного влияния разломных зон и режимов течений флюидов имеет как фундаментальное значение для физики Земли, так и практическое значение для многих инженерных приложений, включая добычу углеводородов, обеспечение безопасного хранения радиоактивных отходов и т.д.

Со времен трудов [Scholz et al., 1973, Райс, 1982; Николаевский, 1982; Киссин, 2015; Щелкачев, Лапук, 1949; и др.], сформировавших основополагающие представления о подземной флюидодинамике, получено довольно много новых сведений о гидравлических свойствах разломных зон, часть из которых проанализирована в настоящем обзоре.

## МЕТОДЫ ОЦЕНКИ ГИДРАВЛИЧЕСКИХ СВОЙСТВ И СТРУКТУРА ГИДРАВЛИЧЕСКИХ ПЕРЕТОКОВ В РАЗЛОМНЫХ ЗОНАХ

В неглубокой коре, если исключить из рассмотрения коллекторы углеводородов, как правило, приемлема схема однофазного течения. На большей глубине трещиноватые породы будут содержать преимущественно соленые подземные воды и/или скопления углеводородов, а закономерности течения будут зависеть от плотности и многофазности потока.

При решении задач гидрогеологии разломных зон, последние рассматриваются как объем породы, свойства которого были изменены в процессе деформации, связанной с разломообразованием и залечиванием. Этот объем расположен в протолите – недеформированном геологическом материале.

Для удобства мы сочли уместным привести в табл. 1 основные параметры, которыми характеризуется подземный поток и соотношения их связывающие.

Структура разломной зоны сложна и существенно различается на поверхности и на сейсмогенных глубинах. Систематические исследования разломных зон позволили получить детальные сведения о толщине основной зоны сдвига и распределении нарушений сплошности вокруг ядра разлома (например, [Кочарян, 2021] и ссылки там). Ядро (*Fault core, FC*) сейсмогенных разломов включает сильно локализованные слои сдвига, по которым происходит

основная часть косейсмических и более медленных перемещений. Центральная часть (“ядро”, “магистральная часть разлома”) часто представляет собой зону (иногда зоны) ультракатакластических, глиносодержащих пород шириной в десятки-сотни миллиметров. При этом участок основного косейсмического сдвига может быть локализован внутри этого ультракатаклизитового ядра в зоне шириной менее 1–5 мм. Вдоль таких узких слоев (“зона магистрального сместителя”, “*principal slip zone*” (*PSZ*)) могут накапливаться километры (!) относительного перемещения бортов. Хотя предполагается, что протяженность *PSZ* может достигать многих километров, они редко могут быть прослежены более чем на несколько сотен метров. Вероятно в разломной зоне имеет место “взаимодействие” отрезков магистральных сместителей через зоны распределенных катакластических деформаций без ясных следов единого разрыва в последних [Кочарян, 2016]. Материал в зонах локализации скольжения (*gouge* или разломная глинка трения) обычно имеет широкий гранулометрический состав от нескольких нанометров до нескольких десятков микрон [Chester et al., 2005].

Сильно локализованные участки сдвига окружены зонами поврежденного материала (*Damage zone, DZ*), которые обычно ассоциируются с зоной повышенной, по сравнению с вмещающим массивом, плотности трещин [Рац, Чернышев, 1970; Faulkner et al., 2011; и др.]. С.И. Шерман с коллегами ввел более общий термин “зоны динамического влияния разломов” [Ружич, 1997; Шерман, 2014; Семинский, 2003].

**Таблица 1.** Основные характеристики гидравлических свойств массива горных пород

Параметр	Англ. термин	Соотношения для расчета	
Проницаемость, м <sup>2</sup>	Permeability	$k = q\mu \frac{dx}{dp}$	$q$ – расход на единицу площади, м/с $\mu$ – динамическая вязкость, Па с $p$ – давление, Па
Коэффициент фильтрации, м/с	Hydraulic conductivity	$K = k \frac{\rho g}{\mu}$	$\rho$ – плотность, кг/м <sup>3</sup> $g$ – ускорение силы тяжести, м/с <sup>2</sup> $\beta_{ж}$ – сжимаемость флюида, Па <sup>-1</sup> $\beta_{с}$ – сжимаемость скелета, Па <sup>-1</sup> $\beta^*$ – упругость, Па <sup>-1</sup>
Коэффициент пьезопроводности, м <sup>2</sup> /с	Hydraulic diffusivity	$\kappa = \frac{k}{\mu(\phi\beta_{ж} + \beta_{с})} = \frac{k}{\mu\beta^*}$ $\kappa = K / \mu\phi\beta_{ж}$	$h$ – мощность пласта, м
Водопроницаемость, м <sup>2</sup> /с	Transmissivity	$T = Kh$	
Гидропроводность пласта, м <sup>3</sup> /Па с	Conductivity	$\varepsilon = \frac{kh}{\mu}$	

Ширина и свойства зон влияния сильно различаются с глубиной и по простиранию [Anders, Wiltschko, 1994; Wilson et al., 2003; Faulkner et al., 2018; и др.]. Их ширина, определяемая расстоянием, на котором уровень нарушенности возвращается к фоновым значениям, масштабируется с перемещением по разлому, вплоть до очень малых смещений [Рац, Чернышев, 1970; Кочарян, 2016; Faulkner et al., 2011; и др.]. Важно отметить, что максимальная степень поврежденности породы как на макро-, так и на микроуровне непосредственно вблизи магистральной части разлома, определяется типом породы, но практически не зависит от амплитуды смещения бортов. Это связано с тем, что порода может накопить лишь определенную критическую величину трещинной поврежденности [Родионов и др., 1986; Mitchell, Faulkner, 2009; Кочарян, 2016]. Монотонное изменение трещиноватости вдоль профиля, нормального к плоскости разлома, может нарушаться вследствие наличия вторичных разрывов или нескольких субпараллельных зон интенсивной деформации. В тех случаях, когда зона разлома содержит не одну, а несколько магистральных зон, последние могут быть извилистыми, пересекаясь и заключая между собой блоки сильно или слабо трещиноватой породы.

При определении гидравлических свойств разломов *in situ* возникает необходимость применения разных методов для исследования свойств различных элементов разлома вследствие большой разницы в значениях характеристик соответствующих областей и, как следствие, высоких градиентов, когда величина проницаемости может изменяться на несколько порядков на базе всего лишь в несколько метров.

На обнажениях активных разломных зон и эксгумированных участков разломов, поднятых на поверхность в результате денудации, отбираются образцы для проведения испытаний, а также выполняется оценка эффективной проницаемости отдельных трещин [Rempe et al., 2018; Walker et al., 2013; и др.].

На небольших глубинах для оценки фильтрационных свойств разлома и вмещающего массива, используют различные виды опытно-фильтрационных работ с регистрацией уровня подземных вод как в возмущающей, так и в наблюдательных скважинах [Doan et al., 2006; Kitagawa, Kano, 2016]. Ясно, что в этом случае значения получаются сильно осредненными по пространству. При решении многих

инженерных задач, оценка проницаемости зон разломов и вмещающих пород проводится по скоростям притока воды в горные выработки [Кочарян, Спивак, 2003; Мохов, 2018а; 2018б].

Для оценки характеристик локальных участков, например объема горной породы с повышенной трещиноватостью в зоне влияния разлома, вскрытой при бурении скважины, применяют такие методы, как нагнетание, откачка, а также контроль уровня в скважине при вариации приливных деформаций [Brixel et al., 2020а; 2020б; Brodsky, Prejean, 2005; Ma et al., 2019; Gao et al., 2020; Горбунова и др., 2021].

Особенно ценные результаты получаются при интервальном опробовании скважин с использованием пакеров и поэтапных нагнетаний воды или воздуха в открытые интервалы [Кочарян и др., 2001; Brixel et al., 2020а; 2020б]. В числе наиболее ранних работ такого типа следует упомянуть исследования проницаемости массива до и после ядерного взрыва “Днепр”, проведенные сотрудниками Спецсектора ИФЗ РАН (ныне ИДГ РАН) [Спивак, 1980; Родионов и др., 1981; Родионов и др., 1986].

Данные, получаемые подобными методами, называют “объемной проницаемостью” или “проницаемостью объема” (*bulk permeability*). Уменьшение расстояния между пакерами позволяет получить достаточно достоверную картину распределения гидравлических свойств в зоне влияния разлома. В то же время, высокая степень локализации ядра разлома, как правило, не дает возможности оценить его свойства. Для этого приходится использовать, так называемые, “точечные измерения” (*matrix permeability*), когда свойства породы определяют по результатам лабораторных испытаний кернов, извлеченных из скважин. Точечные измерения используют и для определения свойств протолита. Достоинства и недостатки оценки проницаемости по керну, извлеченному при бурении глубоких скважин хорошо известны, см., например, [Zharikov et al., 2003; Ulusay, 2015; Тихоцкий и др., 2017]. Следует, в частности, иметь в виду, что результаты исследования кернов низкопроницаемых горных пород могут быть искажены из-за нелинейности фильтрационного потока [Барышников и др., 2022].

Доля высокопроницаемых участков в кристаллических породах, как правило, невелика. В монографии [Кочарян, Спивак, 2003] приводятся результаты анализа данных, полученных в 10 горизонтальных скважинах общей длиной 7402 м, пробуренных на глубине 200–300 м

в массиве кварцитов (табл. 2). Как видно из приведенных данных, большая часть участков, где наблюдаются водопроявления, имеет проницаемость 0.01–1 Дарси. При этом участки с низкой проницаемостью (<0.1 Дарси) имеют, как правило, значительную протяженность и, вероятно, состоят, в свою очередь, из нескольких зон с более высокой проницаемостью выделить которые не позволяет точность измерений. Участки с проницаемостью свыше 0.1 Дарси имеют более выраженные границы и коррелируют с тектонически ослабленными зонами, определенными по результатам геофизических исследований, выполненных в скважинах.

Проницаемость отдельных участков массива вблизи тектонических узлов (пересечения разломных зон), по-видимому, может быть выше на несколько порядков. Об этом, в частности, свидетельствуют факты вскрытия при проходке штолен на глубине около 1000 м, субвертикальных веретенообразных полостей диаметром до 0.5–1.5 м, заполненных водой, приуроченных к тектоническим узлам. Судя по возникновению в результате горных работ, проседания осадочного чехла в окрестности тектонических узлов на поверхности массива, эти полости, вскрытые на глубине около 1000 м, могут представлять собой участки зон сверхвысокой проницаемости, имеющие связь с дневной поверхностью [Кочарян, Спивак, 2003].

Заслуживают внимания результаты недавних работ [Brixel et al., 2020a; 2020b], в которых проводились детальные измерения водопроводимости крупной разломной зоны, пересеченной горизонтальными скважинами на глубине около 500 м на испытательном полигоне Гримзель в Швейцарских Альпах. Особенность исследования заключалась в высокой детальности измерений именно в зоне повышенной

трещиноватости в окрестности *PSZ*. Участки скважины длиной от 1 до 16 м отсекались пакерами и в них, практически мгновенно, давление жидкости увеличивалось до величины в несколько сот кПа. Всего было проведено 157 испытаний, из которых в 107 случаях длина интервала была менее 2.5 м, а в 67 – менее 1 м. Водопроницаемость оценивалась по скорости снижения давления.

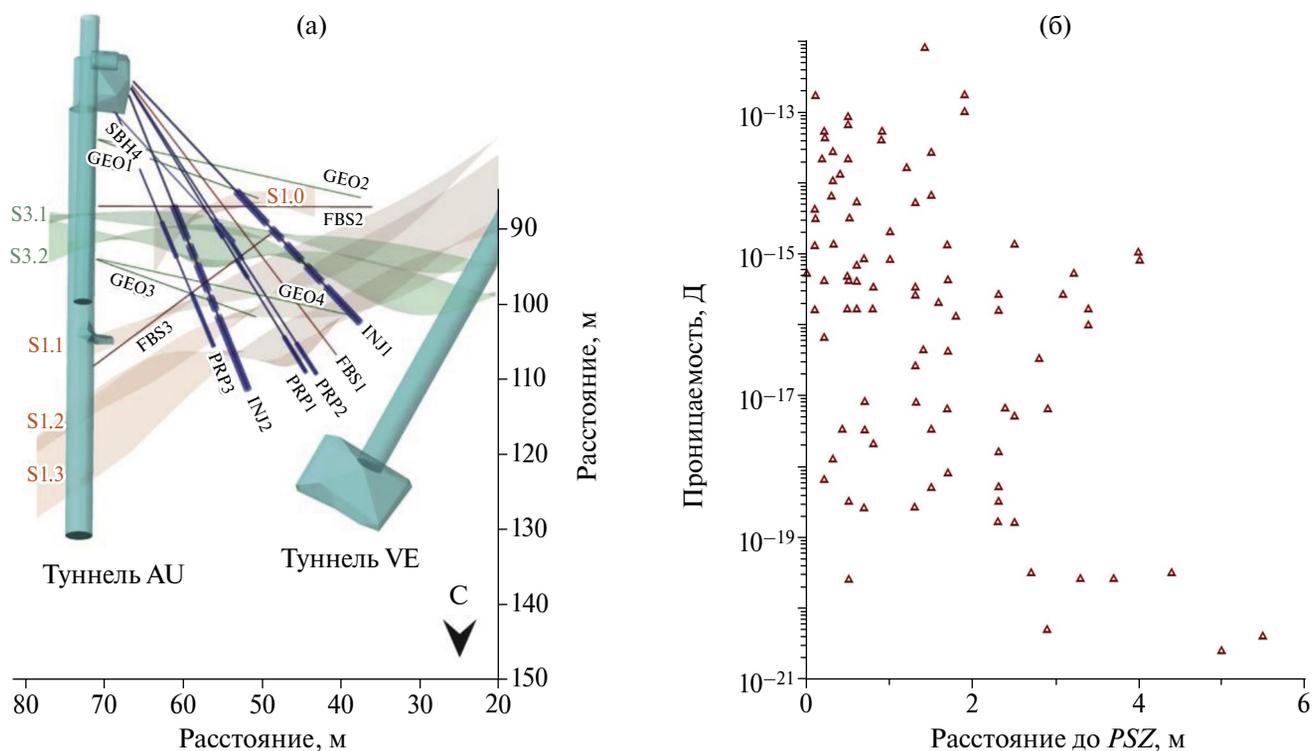
На рис. 1 приведены схема измерений и построенный по данным работы [Brixel et al., 2020a] график изменения величины проницаемости среды в зависимости от расстояния до нескольких *PSZ*, пересекающих измерительные скважины. Проницаемость пересчитывалась по измеренной на каждом интервале величине водопроводимости. Как видно из данных рис. 1, даже на относительно небольшой глубине (~500 м) проницаемость нарушенной зоны быстро снижается по мере удаления от ядра разлома, достигая фоновых значений уже на расстоянии около 3–5 м. Заметим, что удельная плотность трещин выходит на фоновые значения на этих же расстояниях.

Породы ядра разлома, как правило, имеют очень низкую проницаемость по сравнению с зоной влияния так, что зона скольжения служит своеобразным “барьером” на пути перетоков подземных флюидов. Зона повышенной трещиноватости, напротив имеет проницаемость существенно выше пород протолита и служит естественным резервуаром для накопления флюида.

В целом, картина повышения проницаемости в зоне влияния разлома по сравнению с протолитом и резкое ее снижение в ядре разлома, является типичной, см., например, врезку на рис. 2 [Sutherland et al., 2012].

**Таблица 2.** Распределение участков с различной проницаемостью в массиве кварцитов [Кочарян, Спивак, 2003]

Проницаемость, Дарси	Суммарная длина участков, м	Относительная длина, %
Нет водопроявлений	6601	89.18
<0.01	80	1.08
0.01–0.1	368	4.97
0.1–1	314	4.24
>1	39	0.53



**Рис. 1.** Схема проведения измерений на двух разломных зонах в Швейцарских Альпах и примеры полученных результатов (по данным работы [Vrixel et al., 2020a]): (а) – вид сверху на участок проведения наблюдений; AU и VE – горизонтальные выработки; скважины INJ1, INJ2 и др., пробуренные из камеры в тоннеле AU, пересекали разломные зоны S1 и S3. Синими отрезками показаны участки нагнетания давления между пакерами; (б) – изменение проницаемости массива в зависимости от расстояния до PSZ разломов S1 и S3.

Такая ситуация зачастую, приводит к аномалиям в распределении температуры и давления флюида. Так, например, при бурении через разлом “Альпина” (Новая Зеландия) было обнаружено, что центральная часть разлома является фактически непроницаемой [Janku-Carova et al., 2018]. Это приводит к активной циркуляции метеорных флюидов в висячем крыле (рис. 2), аномально высокому градиенту температуры – 12–15°C на 100 м глубины в окрестности основной зоны скольжения (среднее значение для региона составляет величину около 3°C/100 м) [Sutherland et al., 2012]. Подчеркнем, что схема, приведенная на рис. 2, носит, скорее, гипотетический характер, поскольку к моменту ее опубликования глубина бурения составляла всего лишь около 150 м. Детальнейшим образом структура этого разлома рассмотрена в более свежей работе [Schuck et al., 2020]. На отдельных участках температура порового флюида может превышать 200°C на глубине всего 1 км, а скорости перетока флюида составляют 10<sup>-6</sup>–10<sup>-7</sup> м/с, что на 2–3 порядка выше региональных [Janku-Carova et al., 2018].

Широкое распространение получили методы косвенного изучения проницаемости, основанные на изучении геометрических характеристик порового пространства и измерения их по результатам исследования шлифов и полевого описания [Ustinov et al., 2022; Bense et al., 2013]. Геохимические и минералогические оценки палеопроницаемости пород позволяют реконструировать процесс эволюции разлома по наличию отдельных минералов и компонентов в пустотном пространстве. Например, высокое содержание глины в сочетании с жилами и открытыми трещинами может служить индикатором того, что в син- и постдеформационный этапы эволюции разлом выступал в роли проводяще-непроводящей структуры – глинка трения в ядре действует как барьер, открытые трещины зоны дробления действуют как каналы, зачастую преимущественно параллельно простиранию разлома [Caine et al., 1996].

В последнее время все шире применяются методы, основанные на регистрации и интерпретации отклика флюдонасыщенного коллектора на естественные возмущения. Эти методы значительно дешевле традиционных и особенно

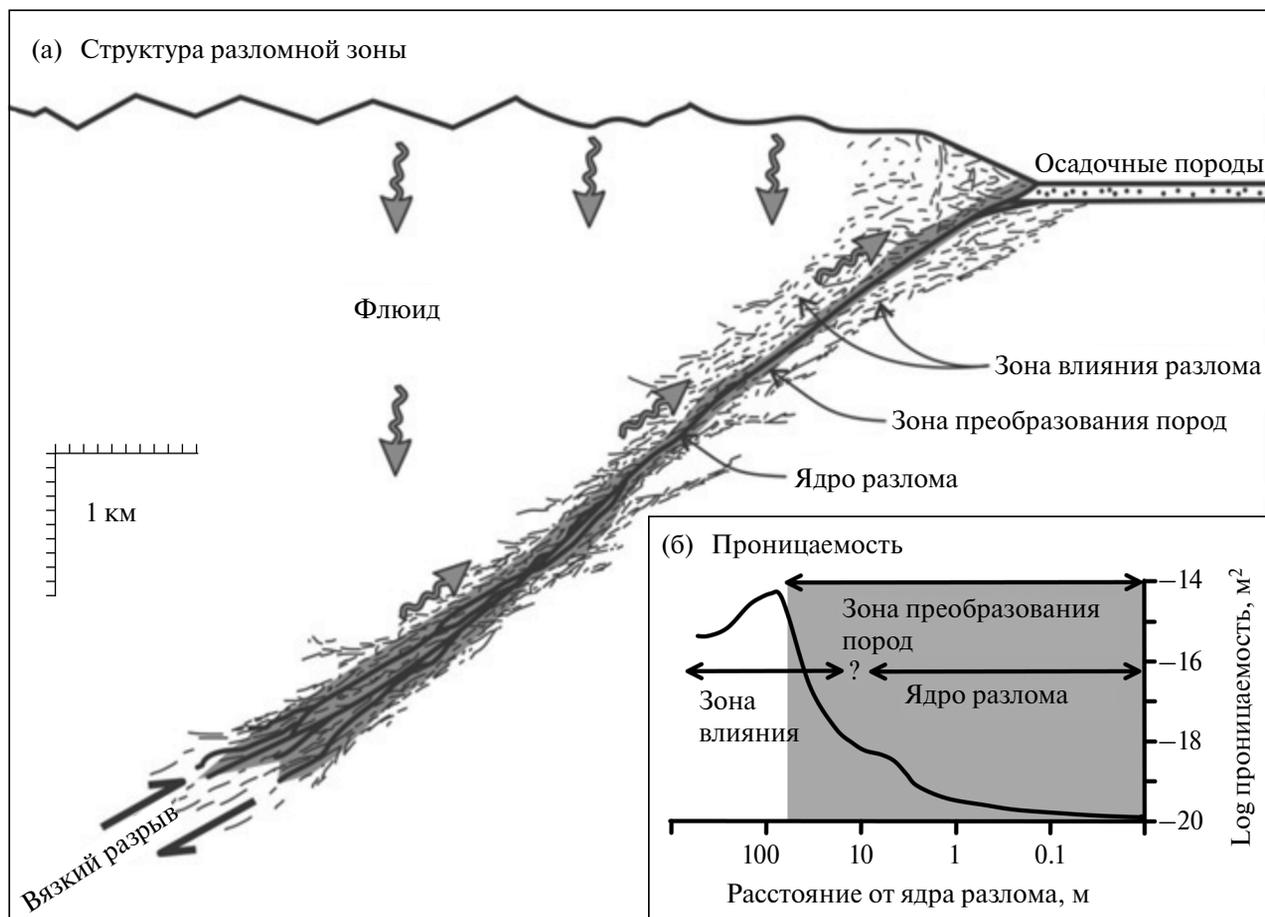


Рис. 2. Схема разлома “Альпина” с предполагаемой циркуляцией флюида. На врезке показано изменение проницаемости (по работе [Sutherland et al., 2012]).

удобны при использовании для контроля долгосрочных изменений гидрогеологических характеристик разломных зон. Дополнительным преимуществом является то обстоятельство, что не происходит техногенного нарушения характеристик зоны разлома. В частности, данные прецизионного мониторинга уровня воды в скважине используются для оценки фильтрационных характеристик коллектора на основе анализа вариаций порового давления в скважинах под влиянием земных приливов [Brodsky, Prejean, 2005; Ma et al., 2019; Gao et al., 2020; Горбунова и др., 2021].

В недавней работе [He et al., 2023] выполнено детальное сравнение пассивных (приливных и барометрических) и традиционных методов мониторинга проницаемости разломных зон. Хотя тщательный анализ продемонстрировал некоторые различия в получаемых значениях по сравнению с традиционными гидрогеологическими испытаниями (отличие от результатов стандартных испытаний составило в среднем

около 16% для приливного метода и около 6% для барометрического), сделан вывод, что реакция на естественные возмущения является достаточно надежным инструментом.

Ряд авторов полагает, что для оценки коэффициентов пьезопроводности или проницаемости могут быть использованы данные о миграции очагов землетрясений и скорости распространения фронта сейсмичности, индуцированной закачкой жидкости под давлением или облака афтершоков [Shapiro et al., 1997; Yamashita, Tsutsumi, 2018]. При этом часто используется сравнение скорости миграции гипоцентров с решением линейного уравнения диффузии жидкости. Предполагается также, что модель диффузии порового давления соответствует корреляции продолжительности предвестников землетрясений и масштаба зоны афтершоков [Николаевский, 1982; Scholz, 2019]. В монографии [Родкин, Рудквист, 2018] выполнен анализ миграции гипоцентров с использованием соотношения, связывающего скорость

систематического перемещения очагов роя землетрясений  $V$  и проницаемость [Miller et al., 2004]:

$$V = k\Delta\gamma/\eta\varphi, \quad (1)$$

где:  $k$  – средняя проницаемость;  $\Delta\gamma$  – разница в удельном весе вмещающих пород и флюида;  $\eta$  – динамическая вязкость;  $\varphi$  – пористость.

Значения пьезопроводности, определенные по скорости распространения облака очагов индуцированной сейсмичности на таких объектах, как инъекция флюида в скважине КТВ, Германия, рои землетрясений в Mammoth Mountain (Калифорния), Наконе (Япония), Agios Ioanis (Греция) и др. находятся в диапазоне 0.1–1.5 м<sup>2</sup>/с [Yamashita, Tsutsumi, 2018].

Ряд сейсмологических наблюдений демонстрируют концентрацию роевых землетрясений в тонких плоских зонах, по крайней мере на начальном этапе (см., например, [Yukutake et al., 2011; Nauksson et al., 2016; и др.]). Это может означать движение флюида преимущественно вдоль нарушенных зон существующих разломов [Yamashita, Tsutsumi, 2018].

Необходимо отметить некоторую неоднозначность при оценках фильтрационных характеристик по скорости распространения облака афтершоков из-за того, что в соотношении, связывающее проницаемость и пьезопроводность, входят такие параметры, как вязкость, пористость и коэффициент сжимаемости. Так, например, К. Шольц с коллегами в работе [Scholz et al., 1973] и В.Н. Николаевский в работе [Николаевский, 1982], используя одно и то же значение коэффициента пропорциональности  $k = 6 \cdot 10^4$  см<sup>2</sup>/с (пьезопроводность) в соотношении, связывающем характерный масштаб зоны очагов афтершоков  $L$  и продолжительность предвестников  $\theta$ :  $k\theta = L^2$ , получили разные значения пористости  $\varphi$ , проницаемости  $k$  и упруго-емкости  $B$  (см. таблицу 3).

Такое расхождение отражает концептуально разный подход. Если К. Шольц, согласно ДД модели выбрал значения для ненарушенного

гранита, то В.Н. Николаевский предположил, что массив в окрестности разлома сильно трещиноватый.

### ГИДРАВЛИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА РАЗЛОМНЫХ ЗОН В ПРИПОВЕРХНОСТНОЙ ЧАСТИ КОРЫ

Вполне естественно, что гидравлические свойства пород и геологических структур, слагающих приповерхностную часть земной коры изучены наилучшим образом, по сравнению с более глубокими горизонтами [Шатунов, 2023]. Имеется значительный объем данных, полученных при бурении или при проходке подземных сооружений. Одна из последних опубликованных баз данных [Scibek, 2020] содержит сведения по матричной и объемной проницаемости как разломов, так и вмещающей породы, полученных на 521 объекте с использованием различных методов (откачек, нагнетаний, трассеров, приливного анализа и др.). Обобщенные значения проницаемости разломных зон и вмещающих пород, рассчитанные на основе данных [Scibek, 2020], приведены в табл. 4.

Как видно из приведенных данных, матричная проницаемость изменяется в огромном диапазоне как для ядра разлома, так и для кернов из зоны влияния и вмещающей породы.

Заметим, что разброс в 10 порядков величины характерен, в первую очередь, для значений, определенных на обнажениях и на глубинах в первые 500–1000 м. Средняя величина объемной проницаемости зоны влияния, по крайней мере, на 1–2 порядка выше, чем у ядра разлома и вмещающей породы.

Имеется множество работ по исследованию проницаемости глинки трения в лабораторных условиях, например [Evans et al., 1997; Moon et al., 2022]. Как отмечалось выше, к этим данным надо относиться с осторожностью. Сравнение лабораторных и натурных измерений проницаемости глинки трения проведено в работе [Matsumoto, Shigematsu, 2018].

**Таблица 3.** Значения констант в моделях в работе [Scholz et al., 1973] и работе [Николаевский, 1982]

$k$ , Д	$\varphi$ , %	$B$ , 1/атм	Ссылка на работу
$2 \cdot 10^{-3}$	0.1	$3.2 \cdot 10^{-5}$	[Scholz et al., 1973]
1	1	$10^{-3}$	[Николаевский, 1982]

**Таблица 4.** Сводная таблица значений проницаемости разломных зон по данным работы [Scibek, 2020]

	Проницаемость ядра разлома по керну	Объемная проницаемость ядра разлома	Проницаемость в зоне влияния по керну	Объемная проницаемость разломной зоны, включая FC и DZ	Проницаемость протолита по керну	Проницаемость протолита объемная
Количество измерений	97	26	63	292	126	196
Среднее значение, м <sup>2</sup>	$3.2 \cdot 10^{-13}$	$1.9 \cdot 10^{-12}$	$1.8 \cdot 10^{-11}$	$1.1 \cdot 10^{-11}$	$4.0 \cdot 10^{-12}$	$7.1 \cdot 10^{-13}$
Min, м <sup>2</sup>	$1.0 \cdot 10^{-21}$	$5.0 \cdot 10^{-19}$	$3.0 \cdot 10^{-20}$	$3.0 \cdot 10^{-20}$	$2.0 \cdot 10^{-19}$	$1.0 \cdot 10^{-18}$
Max, м <sup>2</sup>	$1.0 \cdot 10^{-11}$	$3.5 \cdot 10^{-11}$	$1.0 \cdot 10^{-9}$	$2.0 \cdot 10^{-9}$	$1.2 \cdot 10^{-10}$	$5.0 \cdot 10^{-11}$

На рис. 3 приведены зависимости объемной проницаемости ядра разлома (слева) и разломной зоны в целом от объемной проницаемости вмещающей породы. Несмотря на значительный разброс, вполне очевидно прослеживается рост проницаемости элементов разломной зоны в соответствии с ростом проницаемости вмещающих пород. Заметим, что хотя рис. 3 демонстрирует унаследованность значений проницаемости материала ядра разлома от величин проницаемости соответствующего протолита, но эта унаследованность неполная, изменения проницаемости протолита составляют 11 порядков, а диапазон изменения проницаемости ядра разломной зоны намного меньше – 7–8 порядков. Проницаемость является наиболее изменчивой характеристикой вещества (до 10 порядков величины!), и, по-видимому, обусловлена структурным фактором в большей степени, чем составом вещества (что, в том числе обуславливает возможность аномальной изменчивости проницаемости во времени).

Тем не менее, вещественный состав оказывает существенное влияние на величину проницаемости. Например, в приповерхностных условиях карбонатные породы (известняки, мергели) будут демонстрировать хрупкий характер разрушения, тогда как глинистые породы – пластичный, что отражается на формировании новых пустот, в первом случае трещин. На рис. 4 приведены значения объемной проницаемости для разломных зон (без выделения отдельных элементов) в различных массивах горных пород.

При проведении сравнения проницаемости пород, залегающих в приповерхностных условиях, выделяются два облака точек, характерных для глинистых и для карбонатных пород. Значения проницаемости глинистых пород группируются в интервале от  $10^{-20}$  до  $10^{-12}$  м<sup>2</sup>, тогда как характерные значения для проницаемости карбонатных пород варьируются в интервале от  $10^{-14}$  до  $10^{-8}$  м<sup>2</sup>.

Значения характерные для интрузивных пород также имеют довольно большой разброс от  $10^{-18}$  до  $10^{-8}$  м<sup>2</sup>. Величины, полученные при исследовании разломных зон в эффузивных породах, группируются несколько по иному, а минимальные значения их проницаемости достигают  $10^{-15}$  м<sup>2</sup>.

На рис. 5 приведены гистограммы распределения объемной проницаемости разломных зон для нескольких интервалов глубин. Если для глубин менее 2500 м наиболее вероятное значение проницаемости лежит в диапазоне 0.01–1 Д, то на более глубоких горизонтах равновероятны значения от  $10^{-6}$  до 1 Д. При этом исчезают области высокой проницаемости с  $k > 1$  Д, которые довольно часто встречаются на малых глубинах.

#### СВЕДЕНИЯ О ГИДРОГЕОЛОГИИ РАЗЛОМНЫХ ЗОН НА СЕЙСМОГЕННЫХ ГЛУБИНАХ

В отличие от приповерхностной части коры, где значительная часть данных получена прямыми методами, сведения о гидравлических

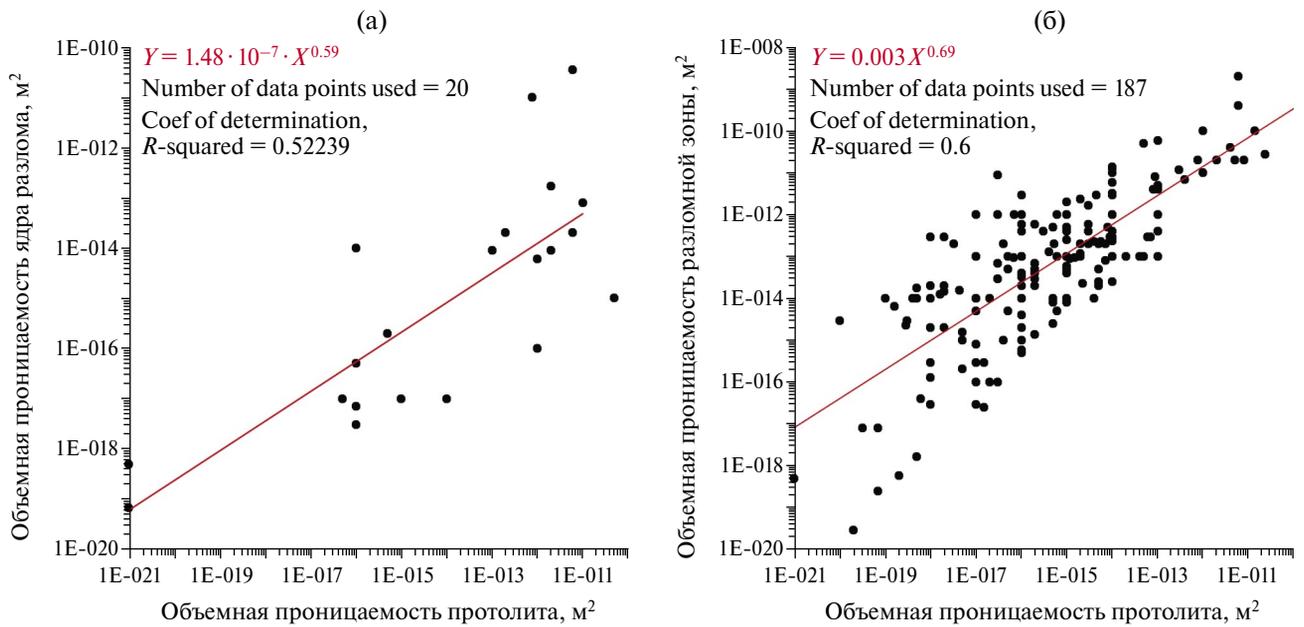


Рис. 3. Зависимость объемной проницаемости ядра разлома (а) и разломной зоны в целом (б) от объемной проницаемости вмещающей породы (по данным работы [Scibek, 2020]).

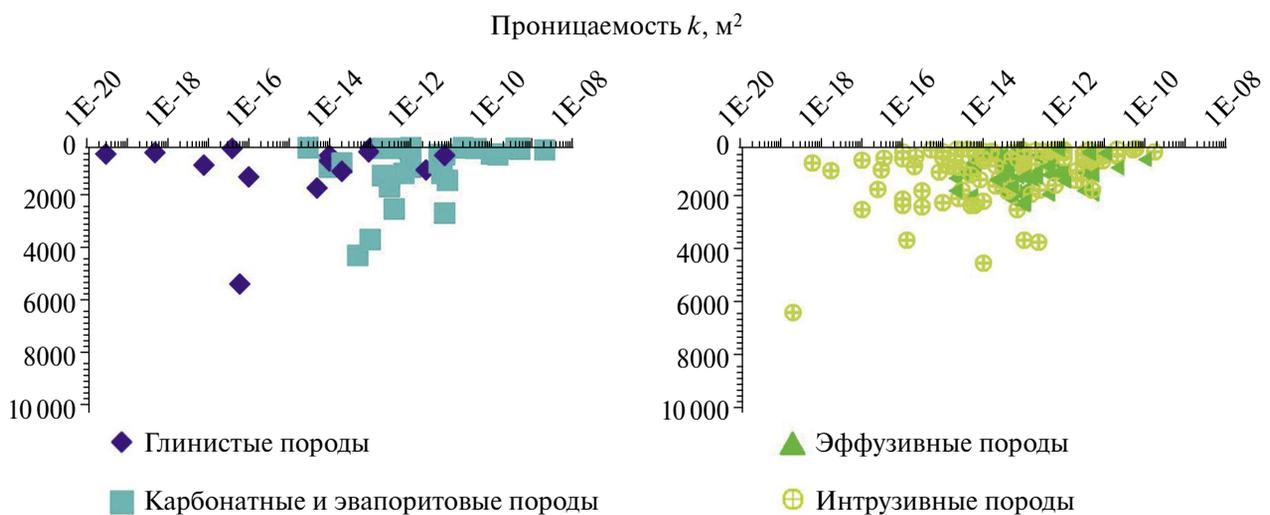
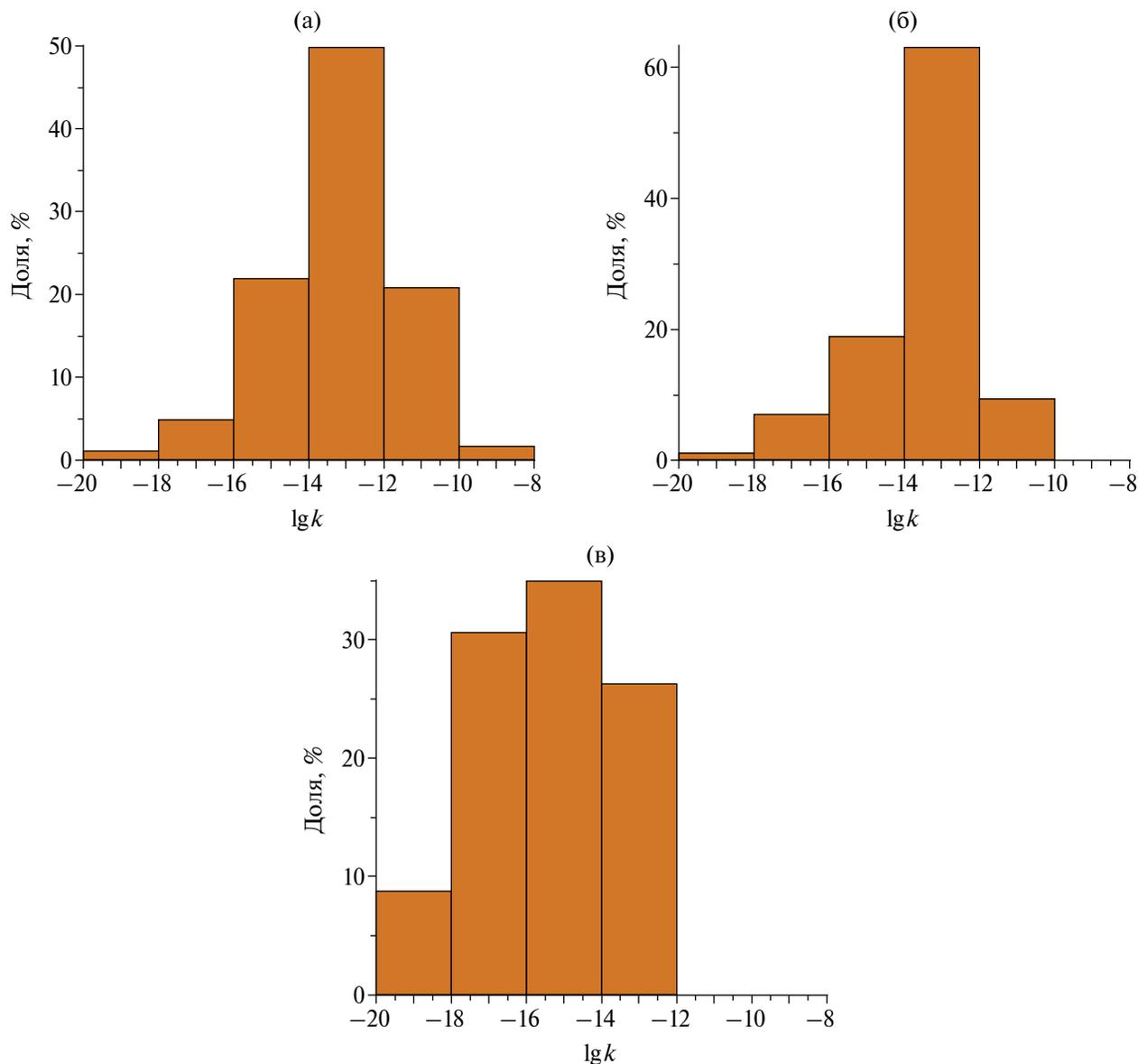


Рис. 4. Распределение проницаемости, полученное объемным методом для разломных зон целиком (*Fault zone bulk permeability*), в зависимости, от их глубины залегания с классификацией по петрографическому составу (по данным работы [Scibek, 2020]).

характеристиках разломных зон на сейсмогенных глубинах лишь в редких случаях имеют экспериментальное подтверждение. Большая часть таких сведений получается при петрографическом изучении материалов, отобранных в зонах скольжения палеоразломов, поднятых в результате эксгумации при тектонических и денудационных процессах.

В серии работ В.В. Ружича с коллегами [Ружич, Кочарян, 2017; Ружич и др., 2018а; 2018б] получены

сведения о строении, возрасте и возникновении сейсмогенных разрывов в пределах Приморского сегмента коллизионного шва на окраине Сибирского кратона при термодинамических условиях, соответствующих эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фациям регионального метаморфизма на глубинах эксгумации 12–18 км. Собранные данные позволили сделать заключение о времени возникновения древних сейсмогенных подвижек в глубоко денудированном участке



**Рис. 5.** Гистограммы распределения логарифма объемной проницаемости разломных зон для нескольких интервалов глубин: (а) – 0–1000 м ( $N = 183$ ); (б) – 1000–2500 м ( $N = 84$ ); (в) – 2500–9065 м ( $N = 23$ ) (по данным работы [Scibek, 2020]).

шва, порядка 673 млн лет назад (по турмалину) и 415 млн лет (по мусковиту).

Результаты изучения шлифов, концентрации флюида и изменение характера его размещения позволяют предполагать реализацию того или иного режима деформирования [Родкин, Рундквист, 2018].

Даже бурение рекордно глубоких скважин не позволяет пока выйти на глубинные, активные в настоящее время зоны пластической деформации, расположение которых ограничено температурой начала пластичности кварца [Scholz, 2019]. Тем не менее, по результатам бурения

Кольской сверхглубокой скважины и скважины КТВ (Германия) [Кольская..., 1984; 1998; Huenges et al., 1997; Smithson et al., 2000; Zharikov et al., 2003] удалось получить ряд важных результатов.

В контексте рассматриваемой темы отметим следующее. Был выявлен ряд аномальных механически нарушенных и высокопроницаемых слоев, ассоциирующихся с возможными глубинными сдвиговыми зонами. Как правило, эти слои отличаются повышенной флюидонасыщенностью. Развитие механических нарушений (трещиноватости) обнаружилось до больших глубин, чем это предполагалось ранее. Перетоки

флюида наблюдались вплоть до самых глубоких пробуренных горизонтов [Родкин, Рундквист, 2018].

Сейсмические исследования демонстрируют наличие в литосфере субгоризонтальных слоев пониженных скоростей распространения сейсмических волн, для которых характерна повышенная концентрация очагов землетрясений [Николаевский, 1982; Киссин, 2006; Павленкова, 2006; и др.]. Горизонты выполаживания аномальных сейсмических зон зафиксированы в широком диапазоне глубин – от нескольких до более 80 км. Как отмечают авторы работы [Родкин, Рундквист, 2018], объяснение генезиса аномальных зон литосферы существованием обводненных зон [Киссин, 2006; и многие другие] “встречает серьезные затруднения”. Дело в том, что измеренные аномалии скоростей сейсмических волн оказываются заметно выше значений, ожидаемых в соответствии с петрологическими и томографическими данными о концентрации флюидов (чаще всего ~1%) [Родкин, 1993; и др.]. Хорошо известно, что глубинные разломы выявляются в сейсмическом разрезе как слоистые зоны с контрастными упругими свойствами часто субвертикальные в верхней части разреза и выполаживающиеся с увеличением глубины. Причем этом выполаживание происходит на самых разных глубинах – от первых километров, до десятков километров [Павленкова, 2006].

Древние зоны нарушений, предположительно возникшие в период активного протекания метаморфических процессов, сохраняют некоторые свои аномальные свойства в течение длительного интервала времени, уже при невысоких температурах [Ружич и др., 2018а; Родкин, Рундквист, 2018].

Типична ситуация, когда милонитовая зона мощностью в сотни метров или даже в первые километры включает в себя узкий хрупкий разлом [Родкин, Рундквист, 2018; Norgis, Cooper, 2003; Schuck et al., 2020; и др.], исторически наследующий характер деформации глубинной сдвиговой зоны. Зоны псевдохрупкого разрушения, если они в самом деле существуют на большой глубине, могут иметь важные последствия как с точки зрения гидрогеологии разломных зон, так и для механики очага землетрясения [Yang, Dunham, 2023].

В пользу существования таких “тонких хрупких разломов” свидетельствует и детальный анализ результатов лабораторных экспериментов последних лет [Кочарян, Батухтин, 2018]. Анализ показал, что следует существенно

расширить диапазон *P-T*-условий, в которых может иметь место квазихрупкое разрушение. Так, динамические сдвиги в условиях скоростного разупрочнения в кальцитовом *gouge* могут происходить при столь высоких температурах, как 550°C. Более того, исследования шлифов образцов, которые продемонстрировали хрупкий фрикционный механизм разрушения, показали характерную милонитическую микроструктуру (удлинение зерен, выровненные удлиненные порфинокласты, перекресталлизация) [Verbenne et al., 2015]. При сдвиге в лаборатории слоя мафической породы в диапазоне очень высоких температур и давлений ( $T \sim 600\text{--}800^\circ\text{C}$ , обжимающее давление  $0.5 \text{ ГПа} \leq P_c \leq 1.5 \text{ ГПа}$ ) был исследован переход от преимущественно хрупкой ( $T \sim 600^\circ\text{C}$ ) до преимущественно вязкой ( $T \sim 800^\circ\text{C}$ ) деформации. Исследования шлифов на микро- и наноуровне позволили авторам установить микроструктурные детали этого перехода, который происходил не только в результате увеличения температуры, но также и вследствие микроструктурной эволюции. В процессе перехода от 600 к 800°C в экспериментах наблюдался смешанный – как хрупкий, так и вязкий механический отклик [Marti et al., 2017].

Авторы работы [Pec et al., 2016] показали, что наличие кварца в гранитоидах разлома обеспечивает локальное нарастание высоких напряжений, которые затем вызывают измельчение и разрушение кристаллической решетки в минералах с более слабыми атомными связями (полевые шпаты, и слюды) и образование нанокристаллического, частично аморфного материала (*PAM*) по которому может происходить скольжение. Сеть участков *PAM*, т.е. зон скольжения, быстро развивается по мере роста напряжений и постепенно становится связанной, формируя единую зону. При этом, по мнению авторов, и аморфный материал (*AM*) и *PAM* образовались не путем плавления, а скорее путем твердотельной аморфизации. Зоны скольжения (состоящие из *PAM* и *AM*) механически слабее, чем исходные породы разлома, о чем свидетельствует структура течения и инъекционных жил.

Механическое поведение разломной зоны в диапазоне высоких температур и давлений является сложным. В то время как слой породы в целом демонстрирует пластическое течение, сеть зон скольжения продолжает развиваться, пронизывая зону сдвига, иногда достигая 20% ее объема или более. Авторы работы [Pec et al., 2016] обсуждают два возможных механизма квазихрупкого разрушения при высоких давлениях и температурах. В первом зоны скольжения

образуют пронизывающую слой милонитизированной породы зону ослабления. Во втором высокая концентрация напряжений на границе раздела между зоной проскальзывания и вмещающей породой вызывает разрушение разлома хрупкой трещиной. Таким образом *PAM/AM* зоны скольжения могут служить участками нуклеации землетрясения в широком диапазоне *P-T*-условий, где обычное фрикционное скольжение маловероятно. Хрупкое разрушение может произойти, в том числе, и после длительных периодов медленного крипа. Следствия такого хрупкого разрушения будут обсуждены ниже.

### РОЛЬ ФЛЮИДОВ НА РАЗНЫХ СТАДИЯХ СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА

Связь флюидов с режимом деформирования разломных зон подразумевалась, начиная с ранних попыток построения моделей очага землетрясения, на основе закона Терцаги изменения эффективных напряжений. Согласно последнему, давление жидкости  $p$  оказывает дополнительное сопротивление силам, сжимающим участок массива, что изменяет соотношение между нормальными и касательными напряжениями на плоскости скольжения. Это легко учесть введением “эффективных” напряжений  $\sigma'_{ij}$ :

$$\sigma'_{ij} = \sigma_{ij} - p\delta_{ij}, \quad (2)$$

где  $\delta_{ij}$  – символ Кронеккера.

В классической формулировке закона Терцаги предполагается, что  $\sigma$  и  $p$  – независимы, однако они могут быть связаны через процесс деформирования среды. Из-за изменения пустотности материала в процессе деформирования (дилатансия/компакция) происходит изменение (соответственно снижение/увеличение) порового давления. Если скорость изменения объема порового пространства велика, то приток/отток флюида не успевает компенсировать эффект изменения объема (скорость массопереноса определяется проницаемостью породы) и происходит дилатансионное упрочнение/разупрочнение материала. Развитием представлений о взаимосвязи порового давления и разрушения горной породы явилась известная дилатантно-диффузионная модель очага землетрясения [Scholz et al., 1973].

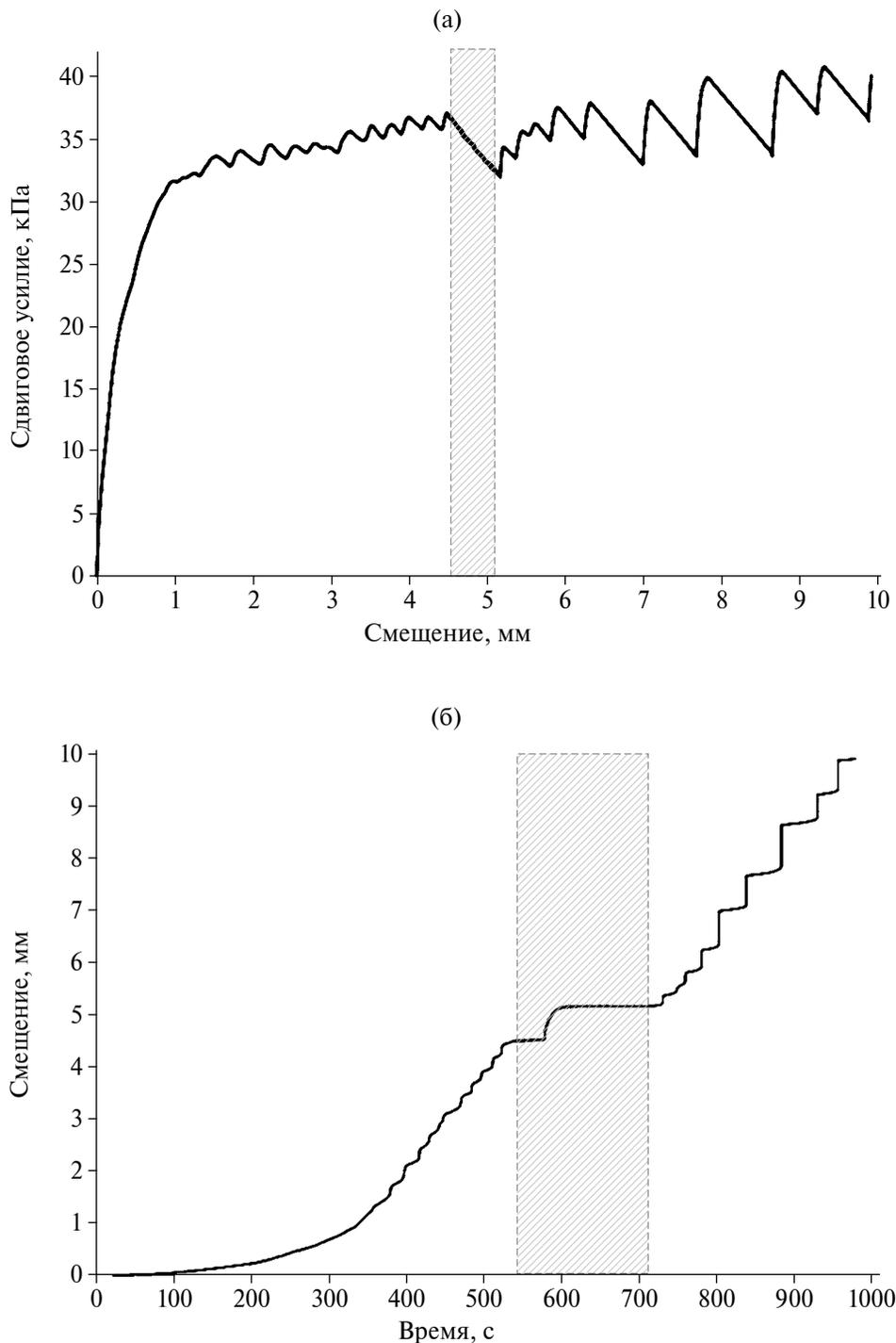
Вторым аспектом являются механо-химические эффекты, изменяющие параметры фрикционного взаимодействия, прочность материала и скорость роста микротрещин (эффект Ребиндера, стресс-коррозия). В лабораторных

экспериментах внедрение воды в образец без существенного увеличения порового давления вызвало сложную активизацию процесса разрушения, в том числе, с образованием макротрещины [Соболев, Пономарев, 2011; Смирнов, Пономарев, 2020]. Опыты с инициацией разрушения в образцах горных пород флюидами различной вязкости позволили выявить ряд особенностей при скачкообразном и плавном изменении порового давления [Карцева и др., 2022]. На скорость фильтрации значимое влияние оказывало также воздействие постоянного электрического тока [Соболев и др., 2020].

В целом, водонасыщенность слабо влияет на прочность силикатных заполнителей (кварц, альбит); может иметь разное влияние на глинку трения, состоящую из листовых минералов (например, 30% ослабления для каолинита, против 0% ослабления для графита) и имеет значительный ослабляющий эффект для листовых силикатных серпентинитов (например, антигорит 39%, лизардит 51%, хризотил 64%). По мнению авторов работы [Mogrow et al., 2000] это связано с тем, что листовая структура минералов имеет заряженные поверхности, которые адсорбируют воду, ослабляя фрикционное сопротивление между частицами.

На рис. 6 приведен пример изменения режима скольжения в результате инъекции воды в промежуток между шероховатыми блоками оргстекла, заполненный смесью кварцевого песка (95%) и гидрослюдистой глины. Эксперименты проводились на установке “Слайдер” ИДГ РАН. Методика детально описана во многих публикациях (см., например, [Кочарян и др., 2017]).

Поскольку в используемой постановке опыта поровое давление не меняется, то наблюдаемые эффекты связаны исключительно с изменением фрикционных свойств материала – заполнителя. В примере на рис. 6 обводнение привело к увеличению амплитуды динамического сдвига и величины сброшенных напряжений за акт проскальзывания. При этом эффект зависит как от процентного содержания глины в кварцевом песке, так и от вида глины. Для гидрослюдистых глин и каолинита эффект межзернового упрочнения при добавлении флюида оказывается сильнее, чем рост сопротивления сдвигу, что в совокупности приводит к увеличению амплитуды смещения при обводнении среды. Обводнение смеси, содержащей бентонитовую глину, резко увеличивает эффективную вязкость заполнителя, что приводит к подавлению прерывистого скольжения.



**Рис. 6.** Пример изменения параметров скольжения в результате обводнения межблокового контакта. Заполнитель смесь кварцевого песка (95%) и гидрослюды (5%): (а) – кривая нагружения межблокового контакта; (б) – изменение относительного смещения блоков от времени. Интервал инъекции воды в зону межблокового контакта отмечен серой областью.

Одной из главных причин снижения фрикционной прочности геоматериалов, слагающих зоны сместителя, часто связано с присутствием адсорбированной или межслоевой воды. Коэффициент трения для насыщенных

и ненасыщенных минералов был исследован в ряде работ [Morrow et al., 2000; и др.] (подробнее см. в работе [Кочарян и др., 2023]).

Повышение порового давления, снижая эффективное нормальное напряжение, является

одним из способов инициирования динамической подвижки по разлому при относительно низком сдвиговом напряжении [Николаевский, 1982; Scholz, 2019; Simpson, 2018; и др.].

Важно разграничить влияние флюидов на разных стадиях сейсмического цикла. Упомянется целый ряд механизмов, которые могут способствовать увеличению давления флюидов в межсейсмический период на сейсмогенных глубинах – высвобождение флюидов в результате реакции дегидратации [Родкин 1993; Родкин, Рундквист, 2018; Leclère et al., 2018; и др.] и охлаждения магмы [Marguin, Simpson, 2023], подъем образовавшегося флюида к поверхности из-за низкой плотности и т.д. Одновременно с этим закрытие пор и трещин при уплотнении породы снижает проницаемость, препятствуя выходу жидкости и увеличивая поровое давление [Киссин, 2006; 2015; Sibson 2017; и др.]. Так, например, при бурении Кольской сверхглубокой скважины (12 261 м), на глубинах свыше 4.5 км наблюдалось высокое, близкое к литостатическому, давление воды, источником которой являлась метаморфическая дегидратация минералов. Давление флюида, измеренное в скважинах внутри активно деформирующейся коры (измерения, выполненные в сейсмически активной коре, такой как складчато-надвиговый пояс Западного Тайваня, и широкая полоса к востоку от разлома Сан-Андреас в центральной Калифорнии) отклоняется от начального гидростатического градиента до значений  $\sim 0.9$  литостатического давления в диапазоне глубин от 2 до 5 км [Sibson, 1992]. В то же время измерения в сверхглубокой скважине *КТВ*, пробуренной в Германии до глубины 9101 м, дают величину порового давления близкую к гидростатическому [Grawinkel, Stockhert, 1997]. Нельзя исключить, что различия, которые наблюдались в сверхглубоких скважинах могут быть обусловлены и отличиями в тепловом режиме.

В настоящее время господствуют представления, что увеличению избыточного давления флюидов в верхней коре противодействуют более быстрые механические процессы, связанные с возникновением хрупкого разрушения, дилатансией и ростом проницаемости [Miller, Nur, 2000; Segall, Rice, 1995; и др.]. Очевидно, что на разных стадиях сейсмического цикла и в разных частях разломной зоны роль таких изменений будет различна.

Судя по описанным выше результатам обследования разломов с высокой степенью локализации деформаций ([Кочарян, 2016; 2021]

и ссылки там) основные параметры зоны трещиноватости формируются на стадии образования разлома (условно первый сейсмический цикл). На начальной стадии развития разлома происходит распространение отдельных локальных трещин. Высокие напряжения в окрестности носика каждого распространяющегося разрыва приводят к образованию ослаблений. Ориентация макротрещин в окрестности конца разлома может иметь очень сложную геометрию, включая структуры расщепления типа “конского хвоста”, бифуркации, эшелонов трещин, трещинных “крылышек” и др. [Семинский, 2003]. В дальнейшем объединение и пересечение отдельных трещин формирует довольно обширную зону трещиноватости с высокой проницаемостью относительно протолита. “Взаимодействие” магистральных трещин может происходить через зоны распределенных катакластических деформаций без ясных следов единого разрыва в последних. Такие сублиннейные конгломераты отдельных магистральных трещин и участков гетерогенной трещиноватости постепенно формируют единую магистральную зону разлома. При этом, судя по результатам расчетов и данным полевых наблюдений, при объединении магистральных трещин через зону распределенных деформаций локализация подвижки остается весьма высокой [Кочарян, 2016]. По данным работы [Chester, Chester, 1998] на одном из участков разлома Punchbowl fault (США) из 10 км сдвига лишь 100 м локализовано в зоне трещиноватости мощностью около 100 м, а все остальное смещение произошло внутри узкого ультракатаклазитового ядра. На этой стадии формирования зоны влияния разлома (*damage zone*), по-видимому, и происходят процессы, описываемые дилатантно-диффузионной моделью [Scholz et al., 1973] – снижение порового давления из-за роста пустотности, заполнение образовавшихся трещин водой и постепенное повышение давления.

После формирования единой магистральной области увеличение величины относительного смещения бортов разлома в основном связано с многократно повторяющимися землетрясениями. Динамические подвижки “подновляют” уже существующую трещиноватость, образуя минимальное количество новых трещин. О таком сценарии развития событий, в частности, свидетельствуют результаты численных расчетов, приведенные в работе [Будков, Кочарян, 2024].

Поскольку массив горных пород является сложно структурированной дискретной средой, почти невозможно определить, как именно

изменяются свойства массива при превышении какого-либо критерия прочности геоматериала. Отличительной особенностью подхода, примененного в работах [Будков и др., 2023; Будков, Кочарян, 2024], является нормировка результатов расчетов экспериментальными данными (скорость распространения сейсмических волн, проницаемость, плотность трещин и т.д.), полученными при обследовании массивов горных пород до и после проведения подземных ядерных взрывов [Кочарян, Спивак, 2003]. Массивы пород, в которых проводились мощные подземные взрывы, являются, по-видимому, наиболее изученными объектами в плане сопоставления интенсивности воздействия и изменения свойств, как геоматериала, так и различных областей массива. В этой связи данные, приведенные в работе [Кочарян, Спивак, 2003] были выбраны как эталон для того, чтобы поставить в соответствие рассчитываемой величине деформаций соответствующую степень нарушения массива (изменения характеристик).

В качестве характеристики, нормируемой на экспериментальные данные, в работах [Будков и др., 2023; Будков, Кочарян, 2024] использовалась интенсивность сдвига  $S$  — величина, пропорциональная корню квадратному из второго инварианта девиатора деформации [Качанов, 1969]:

$$S = 2 \cdot \sqrt{1/6[(e_1 - e_2)^2 + (e_1 - e_3)^2 + (e_2 - e_3)^2]}, \quad (3)$$

где  $e_1, e_2, e_3$  — главные компоненты тензора деформаций.

Этот параметр удобно использовать для оценки геометрии и механических характеристик зон материала, нарушенного в результате динамического воздействия. Хотя представление о линиях равного сдвига как об изолиниях одинаковой механической нарушенности является весьма приближенным, распределение величины  $S$  дает представление об относительном расположении в пространстве материала, деформированного в большей или меньшей степени.

Совместный анализ пространственных распределений величины интенсивности сдвига  $S$  в центральной зоне подземного взрыва и в окрестности распространяющегося разрыва, проведенный в работе [Будков, Кочарян, 2024], позволил оценить степень повреждения массива в окрестности разлома землетрясения. Путем сравнения результатов численного расчета и экспериментальных данных в работе [Будков, Кочарян, 2024] выведены соотношения, связывающие поствзрывные характеристики массива скальных пород (скорость

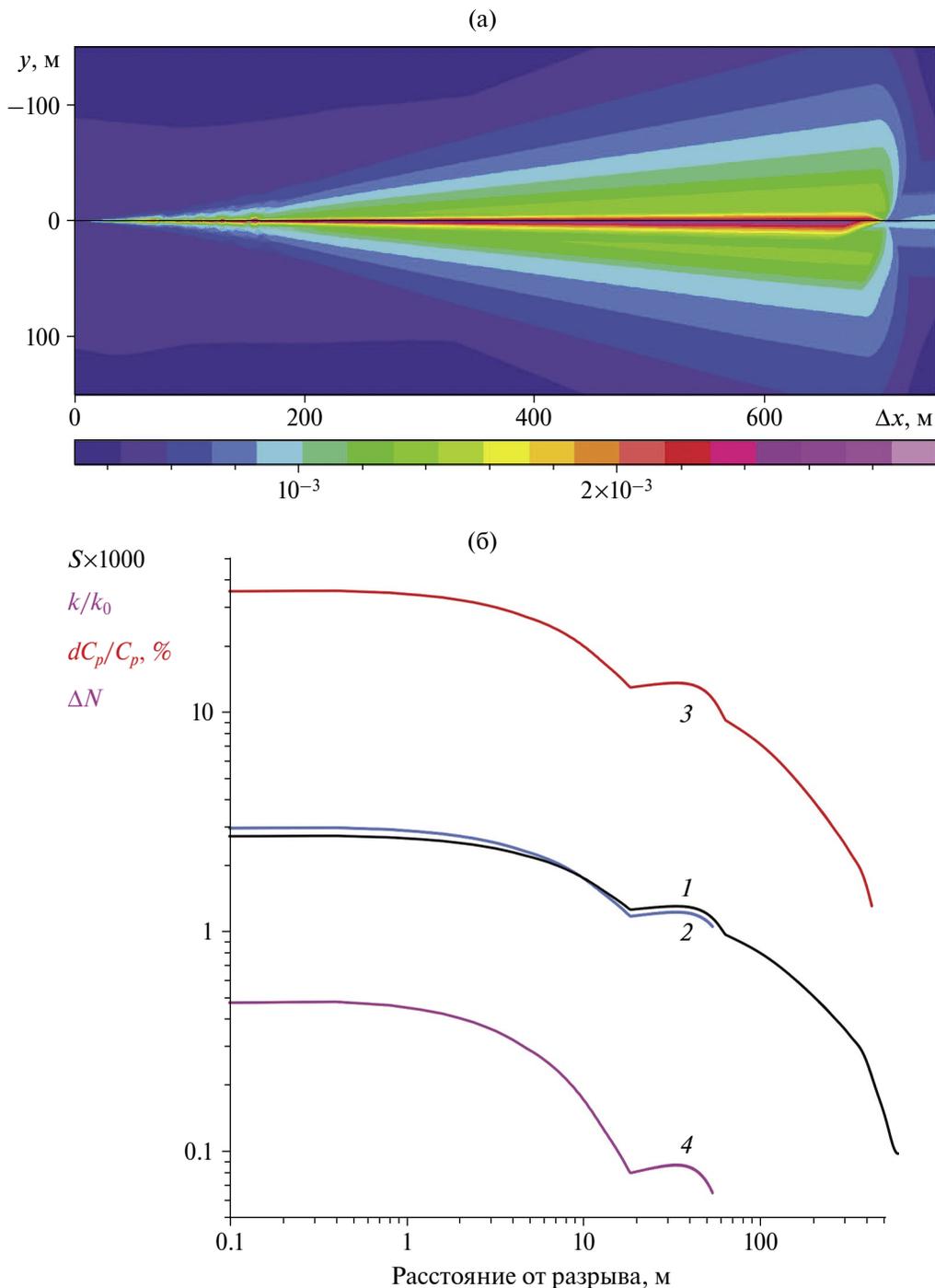
распространения продольных волн, нормированная на начальное значение  $dC_p/C_{p0}$ , средняя плотность трещин и проницаемость с достигнутой величиной интенсивности сдвига  $S$ . Далее полученные соотношения использованы для оценки изменения свойств массива горных пород в результате распространения сейсмогенного разрыва.

На рис. 7а приведен пример рассчитанного пространственного распределения максимальной достигнутой величины интенсивности сдвига в момент времени 235 мс для распространения разрыва по границе однородных блоков. Сопrotивление сдвигу по границе между блоками (плоскость  $y = 0$ ) задается в виде трения с разупрочнением. Асимметрия относительно плоскости интерфейса является следствием зависимости предела прочности породы от давления. Подробное описание используемой модели и метода расчета приведено в работе [Будков, Кочарян, 2024].

Можно видеть, что размер зоны разрушения породы увеличивается по мере распространения разрыва. Это происходит из-за постепенного роста величины модуля вектора скорости смещения грунта по мере распространения разрыва. На расстоянии  $\Delta x \sim 600-700$  м от точки инициирования разрыва параметры движения и, соответственно, размер зоны разрушения стабилизируются.

На рис. 7б черной линией показана зависимость интенсивности сдвига от расстояния до разрыва в перпендикулярном плоскости разлома сечении на расстоянии  $x = 700$  м от точки старта разрыва. На этом же рисунке показаны рассчитанные характеристики нарушенности массива — изменение скорости распространения продольных волн  $dC_p/C_p$ , проницаемости  $k/k_0$  и приращение количества трещин  $\Delta N$ . Немонотонность расчетной зависимости  $S(y)$  в области от 10 до 100 м обусловлена сложным процессом интерференции поперечных волн, излученных на разных стадиях формирования разрыва.

Как видно из результатов расчета, влияние динамического сдвига по разлому на нарушенность массива оказывается не столь сильным, как предполагается в некоторых моделях развития разрыва, согласно которым проницаемость увеличивается на много порядков [Marguin, Simpson, 2023]. Изменение скорости продольных волн в окрестности разрыва достигает величины  $\sim 35\%$ , проницаемость возрастает примерно втрое, а приращение степени трещиноватости оказывается практически незаметным. Это означает, что изменения свойств массива происходит за счет раскрытия ранее существовавших трещин, а свойства собственно геоматериала остаются практически неизменными.



**Рис. 7.** Результаты расчета распространения сейсмогенного разрыва по границе между двумя однородными блоками: (а) – пространственное распределение максимальной достигнутой величины интенсивности сдвига  $S$  (показана цветом) в момент времени 235 мс для распространения разрыва по границе однородных блоков; (б) – изменение интенсивности сдвига (1) и характеристик массива – проницаемости (2), скорости распространения продольных волн (3), удельной трещиноватости (4) в сечении, перпендикулярном плоскости контакта на расстоянии  $x = 700$  м от точки инициирования разрыва по работе [Будков, Кочарян, 2024].

В той же работе проведены расчеты процесса распространения разрыва по контакту блоков с зоной ослабленной породы, что моделировало “повторное землетрясение”. Зона ослабления

была сформирована пятью горизонтальными слоями породы с разными физико-механическими характеристиками с каждой стороны от границы раздела. Наличие ослабленной зоны

приводит к усложнению картины деформирования из-за многократных переотражений излучаемой волны от границ слоев. Это приводит к более неравномерному пространственному распределению интенсивности сдвига, при небольшом возрастании средней величины  $S$ , что не приводит к значительным изменениям свойств массива по сравнению с расчетом для однородных блоков. Таким образом, повторные подвижки не изменяют радикально характерные размеры зоны поврежденного материала и его свойства. Динамические разрывы лишь подновляют существующую трещиноватость. Этот процесс происходит в конкурентной борьбе с геотермальным залечиванием.

Вклад разрушения отрывом на небольших глубинах может быть довольно существенным, однако на сейсмогенных глубинах он в значительной степени подавляется литостатическим давлением. Это следует как из результатов расчета, так и из опыта проведения подземных взрывов на большой глубине [Адушкин, Спивак, 2007].

В то же время, существует ряд известных моделей, согласно которым на некотором этапе эволюции в зоне разлома может “открываться” канал с чрезвычайно большой проницаемостью. Большая их часть основана на, так называемой, схеме “*fault–valve*”, предложенной в работах [Sibson 1990; 1992]. Этот механизм связан, во-первых, с вероятным, как отмечалось выше, сверхгидростатическим уровнем давления флюида в нижней части сейсмогенной зоны, а во-вторых, с резким увеличением проницаемости в результате/в процессе распространения разрыва. Сторонники данной схемы подчеркивают, что “...фрактальный характер шероховатости разломов имеет неизбежные последствия: зоны разрыва должны стать высоко проницаемыми сразу после разрушения” [Sibson, 1992].

Согласно схеме “*fault–valve*” разрывы пересекают слабопроницаемые области, создавая проницаемые трещины в зоне разлома и обладают способностью действовать как клапаны, способствующие разгрузке вверх из частей коры с избыточным давлением флюида и локальному возврату к гидростатическому градиенту, прежде чем произойдет повторное запечатывание за счет гидротермальных процессов осаждения [Sibson, 1992].

Иллюстрация к схеме “*fault–valve*”, приведенная в работе [Cox, Munroe, 2016], показана на рис. 8. На ранних стадиях развития (время  $t_1$ ) разрыв находится в породах с низкой проницаемостью, и в зоне разлома может поддерживаться

относительно высокое поровое давление. Однако, когда зона разрыва распространяется в область с давлением, близким к гидростатическому, и с высокой проницаемостью, происходит существенное падение давления жидкости (время  $t_2$ ), что может привести к остановке разрыва. В межсейсмический период трещины “залечиваются” и низкий уровень проницаемости восстанавливается – “клапан закрывается”.

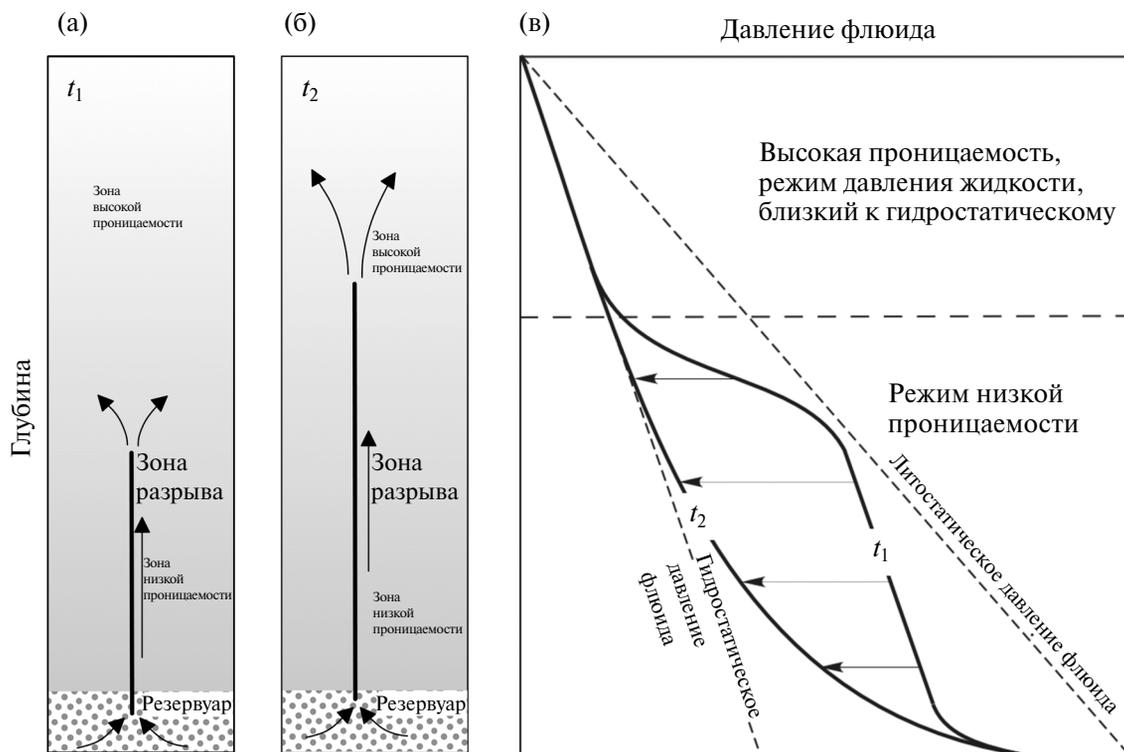
В настоящее время схема “*fault–valve*” широко используется при построении численных моделей. Так, например, в работе [Marguin, Simpson, 2023] рассматривается модель, согласно которой эффективная проницаемость разломной зоны на косейсмической стадии почти мгновенно увеличивается с  $10^{-19}$  до  $10^{-8}$  м<sup>2</sup>, что может быть связано только с раскрытием зияющей трещины. Время восстановления проницаемости, заложенное в модель, составляет несколько десятков лет.

Полученные в работе [Marguin, Simpson, 2023] результаты показывают, что средняя пиковая скорость скольжения, скорость разрыва, величина сброса напряжений и рекуррентное время систематически уменьшаются с ростом величины избыточного давления жидкости в начальный момент образования разрыва (см. рис. 9).

В вариантах расчета с относительно высокими скоростями поступления жидкости за счет дегидратации, авторы наблюдали события медленного скольжения (*Slow Slip Events*) со скоростью скольжения  $\sim 10^{-7}$  м/с и длительностью порядка года, которые предшествовали “нормальным” быстрым землетрясениям [Marguin, Simpson, 2023].

Образование открытых трещин в окрестности разрыва представляется, все же, крайне маловероятным событием тем более, что при бурении зон сейсмогенных разломов, в том числе через непродолжительное время после сейсмогенной подвижки, ни в одном случае не было обнаружено крупных трещин [Кочарян, 2021]. Даже при беспрецедентно большой амплитуде подвижки около 50 м (землетрясение Тохоку,  $M$  9.0, 2011 г.) по результатам бурения не было выявлено крупных трещин в окрестности обнаруженной вероятной зоны локализации косейсмического смещения [Chester et al., 2013].

Хотя уже несколько десятилетий известно, что уплотнение или дилатансия зоны скольжения может вызвать значительное снижение или увеличение фрикционной прочности за счет резкого изменения давления флюида, содержащегося в разломах, в действительности до сих



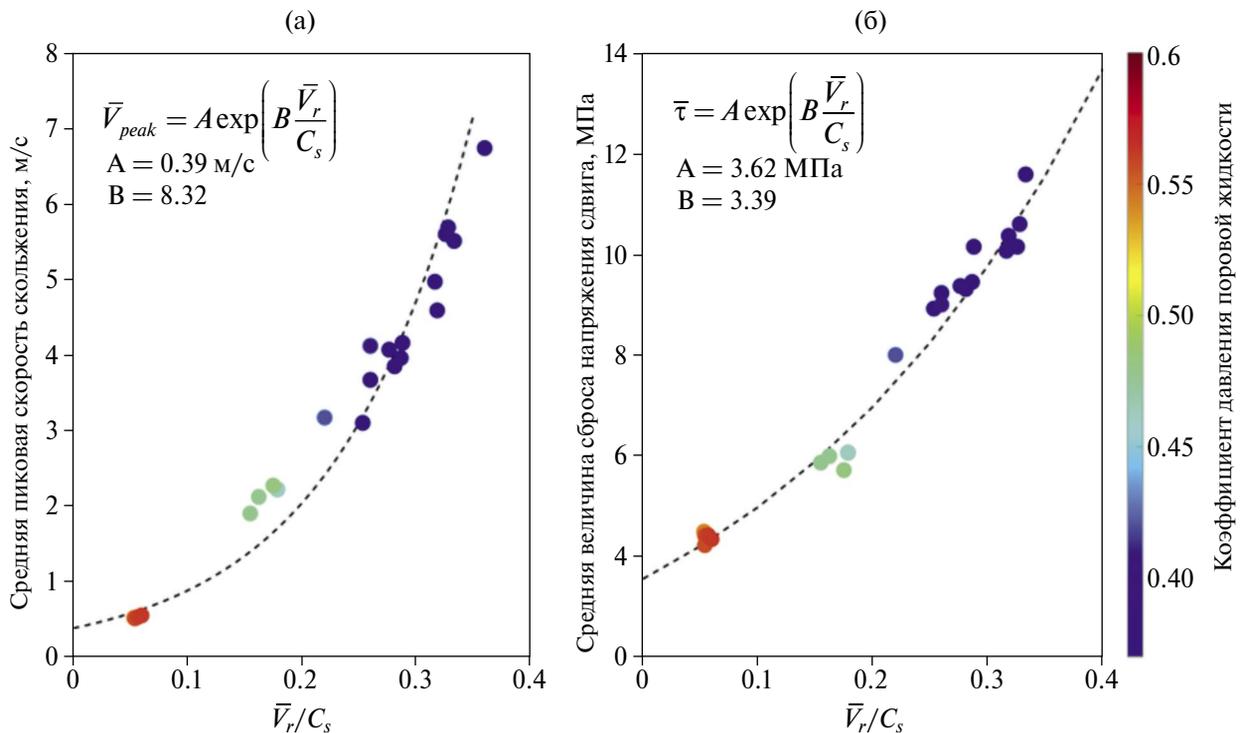
**Рис. 8.** Иллюстрация к схеме “*fault–valve*” при распространении зоны разрыва вверх от резервуара с избыточным давлением (по работе [Cox, Munroe, 2016]): (а) – положение разрыва во время  $t_1$ . Зона разрыва (вертикальная черная линия) полностью находится в зоне низкой проницаемости. Пути жидкости указаны стрелками; (б) – в момент времени  $t_2$  зона разрыва распространилась вверх в область с высокой проницаемостью (высокое  $k$ ) и областью давления, близкого к гидростатическому; (в) – изменение давления жидкости с глубиной в зоне разрыва.

пор нет детального понимания условий, которые приводят к дилатансии или компаксии во время зарождения или распространения разрыва. Остается до конца неясным, как будет эволюционировать проницаемость нарушений сплошности разных типов во время скольжения и как проницаемость связана с механическими характеристиками трещины [Proctor et al., 2020]. Даже в условиях лаборатории довольно мало прямых измерений дилатансионного упрочнения, ослабления уплотнения или других явлений, которые влияют на поровое давление во время зарождения разрыва или падения динамического напряжения в условиях, соответствующих природным. Например, авторы работы [Samuelson et al., 2009] исследовали дилатансию и уплотнение модельного разлома в процессе ступенчатого изменения скорости смещения в условиях полностью дренированного слоя gouge. Эти эксперименты продемонстрировали, что эффект дилатансии сильно зависит от скорости деформации, но не изменяется в диапазоне эффективных нормальных напряжений от 0.8 до 20 МПа [Samuelson et al., 2009]. В работе [Lockner, Byerlee, 1994], напротив, исследованы

изменения порового давления в полностью недренированном разломе (постоянная масса жидкости).

Эффект дилатансии при высоком нормальном давлении сильно зависит от структуры сдвигаемой области. Эксперименты [Teufel, 1981] показывают увеличение дилатансии с ростом нормального напряжения, связанное с образованием и распространением новых трещин, как источника разуплотнения, в то же время высокие нормальные напряжения при сдвиге отдельной трещины могут полностью подавить эффект дилатансии [Кочарян и др., 2013; Goodman, 1976].

Проницаемость собственно зоны скольжения может как увеличиваться во время сдвига (обычно при высокой начальной шероховатости контакта скальных поверхностей), так и снижаться (обычно при относительно гладкой исходной геометрии контакта) [Giwelli et al., 2016]. В работе [Ishibashi et al., 2018] проводились лабораторные эксперименты с гладкими трещинами (шероховатость определялась обработкой абразивом № 60 – 423 мкм в образцах гранита Вестерли). Особенность экспериментов состояла в прецизионном контроле скорости сдвига в процессе



**Рис. 9.** (а) – Средняя пиковая скорость скольжения как функция отношения средней скорости разрыва и скорости поперечной волны ( $C_s$ ); (б) – средняя величина сброса напряжения сдвига как функция отношения средней скорости разрыва к скорости поперечной волны. Цвет значков соответствует шкале в правой части рисунка, которая представляет коэффициент давления поровой жидкости  $\lambda$  (перед началом разрыва), определяемый как отношение давления жидкости к вертикальному напряжению (по работе [Marguin, Simpson, 2023]).

измерения проницаемости. Результаты продемонстрировали рост проницаемости при Velocity Weakening (потенциально нестабильном скольжении). Авторы предполагают, что изменение проницаемости связано либо с изменением распределения контактов неровностей, либо с дилатансией трещины при сдвиге.

Разрушение неровностей, образование фрикционной глинки трения (*gouge*) в результате износа являются ключевыми факторами в эволюции проницаемости трещин. Ранние измерения дилатансии в гранулированных материалах были сосредоточены на материалах, богатых кварцем. В недавней работе [Ashman, Faulkner, 2023] проведено детальное исследование свойств *gouges*, богатых глиной. Результаты показали, что состав глинки трения является важным фактором, влияющим на величину дилатансии. Интересно, что максимальное значение коэффициента дилатансии наблюдается не в кварцевых *gouges*, а в кварц-глинистых смесях с массовым содержанием глины 10–40%.

С другой стороны, авторы работы [Yamashita, Tsutsumi, 2018] отмечают, что проницаемость слоев богатых глинистыми минералами снижается с увеличением смещения разломов в результате “наведенной сдвигом компакции”, что может привести к динамическому росту порового давления, а следовательно к снижению эффективной прочности разлома в процессе сдвига.

Критическое влияние скорости скольжения на дренирование/гидравлическую изоляцию PSZ отмечают авторы работы [Perez et al., 2023] на основе результатов численного моделирования порового давления внутри зернистого слоя. Проведенное численное моделирование динамического разрушения разлома с неупругой деформацией *gouge*, позволило авторам работы [Hirakawa, Ma, 2016] предложить модель, согласно которой большая концентрация напряжения сдвига перед фронтом разрушения приводит к уплотнению глинки трения (например, за счет структурного разрушения и измельчения). Уплотнение увеличивает поровое давление и снижает статическое трение. Вскоре после прохождения фронта разрыва расширение *gouges*

в процессе скольжения быстро снижает избыточное давление жидкости, возникшее во время уплотнения перед разрывом, и восстанавливает прочность разлома, способствуя остановке разрыва.

В недавней работе [Yao et al., 2023] смоделирован эффект повышения давления в результате нагрева в ходе динамической подвижки со скоростью около 2 м/с. После достижения амплитуды перемещения около 1.5 м, авторы зарегистрировали резкое снижение прочности контакта образцов долерита вплоть до практически нулевого трения, совпадающее по времени с резким скачком давления порового флюида, связанным с термальным расширением последнего. При этом фиксируется экспоненциальное снижение сопротивления сдвигу.

Важную роль играет соотношение проницаемостей зоны скольжения (*PSZ*) и нарушенной зоны, а также степень локализации скольжения. В большинстве теоретических и лабораторных моделей предполагается, что сдвиг и дилатансия равномерно распределены по слою заполнителя [Samuelson et al., 2009]. Локализация же *PSZ* в области несколько сотен микрон [Chester, Chester, 1998; Кочарян, 2016] увеличивает вероятность и степень влияния флюида за счет увеличения величины локальной объемной деформации. Важно также, с какой скоростью происходит дренаж флюида — заполнение дополнительного порового пространства. Можно ожидать замедления разрывов, которые распространяются в водонасыщенной области с высокой скоростью дренажа из-за дилатансионной декомпрессии порового флюида. При высокой проницаемости, дренирование рассеивает давление поровой жидкости так же быстро, как оно образуется, что обычно наблюдается в лабораторных экспериментах [Samuelson et al., 2009].

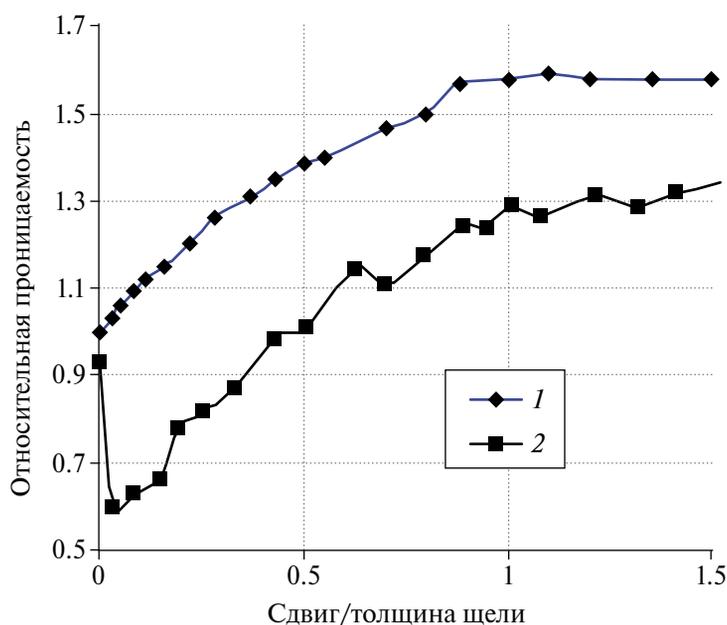
Следует иметь в виду, что хотя ядро разлома может иметь ширину в десятки сантиметров, скольжение может локализоваться в более узких основных зонах скольжения внутри слоя *gouge* с низкой проницаемостью, т.е. активная зона скольжения оказывается гидравлически изолирована. Однако скольжение может также локализоваться на границах ядра разлома, примыкающего к более проницаемой нарушенной зоне трещиноватости [Mitchell, Faulkner, 2009], что может изменить как проницаемость, так и степень гидравлической изолированности зоны скольжения.

Динамическое скольжение может также создавать новые пути потока, создавая ряд вторичных разрывов в зоне влияния, как показано

в теоретических и лабораторных исследованиях [Кочарян и др., 2007; Ando, Yamashita, 2007; Griffith et al., 2009].

На рис. 10 приведены усредненные по многим опытам [Кочарян и др., 2007] результаты измерений проницаемости щели, заполненной кварцевым песком, от амплитуды сдвига, нормированной на ширину трещины (кривая 1). Можно видеть, что проницаемость нарушения постепенно возрастает в процессе накопления макродисplacements берегов. Уже при относительно небольших деформациях  $\gamma \sim 0.1-0.2$ , изменение проницаемости трещины довольно значительно и составляет величину порядка 10–15%. Максимальное увеличение проницаемости достигает 60% при деформации сдвига  $\gamma \sim 1$ . На этом же графике приведен расчет изменения проницаемости за счет разуплотнения песка, выполненный на основе эмпирической зависимости, полученной в отдельной серии экспериментов. Можно видеть, что вклад дилатансии существенен на поздних стадиях сдвига, однако и там он не является определяющим. Эта серия опытов показывает, что значительный вклад в изменение проницаемости заполненных трещин вносит изменение внутренней структуры заполнителя — образование новых проницаемых каналов за счет взаимодействия отдельных частиц.

Изменение проницаемости среды при воздействии сейсмических волн, даже небольшой интенсивности, является установленным фактом [Кочарян и др., 2011; Elkhoury et al., 2006; Chadha et al., 2008; Shi et al., 2015; Liao et al., 2021]. В качестве впечатляющего примера приводится образование фонтана высотой 60 м из скважины, пробуренной в алевролитовых сланцах на расстоянии 3200 км от землетрясения 2004 г. *M* 9.1 на Суматре [Yan et al., 2022]. Существует ряд объяснений подобных эффектов низкоамплитудных вибраций, включая декольматацию трещин, образование проницаемых каналов за счет разрушения коллоидных пленок, переход растворенного  $\text{CO}_2$  в газообразное состояние с последующим расширением и т.д. [Brodsky et al., 2003, Кочарян и др., 2011; Yan et al., 2022]. В конечном итоге сейсмическое воздействие сводится к двум механизмам. Во-первых, это изменение проницаемости коллектора, во-вторых, изменение параметров скин слоя в окрестности скважины. Оба эти механизма наблюдались в полевом эксперименте с искусственным источником сейсмических колебаний [Кочарян и др., 2004]. Исследование реакции более чем 220 скважин на сейсмическое



**Рис. 10.** Зависимость проницаемости трещины от амплитуды сдвига ее бортов: 1 – эксперимент; 2 – расчет (по данным работы [Кочарян и др., 2007]).

воздействие от четырех сильнейших землетрясений с  $M_w \sim 8-9$  позволило авторам работы [Shi et al., 2015] предположить, что устойчивые постсейсмические реакции уровня воды связаны именно с изменениями проницаемости в локальном водоносном горизонте.

Зона влияния разлома представляет собой, по сути дела, трещиноватый коллектор в котором при воздействии сейсмических волн могут наблюдаться аналогичные эффекты изменения проницаемости. Прямые измерения, проведенные до и после подземных ядерных взрывов ясно продемонстрировали увеличение проницаемости в зонах тектонических нарушений в результате взрывного воздействия вплоть до приведенных расстояний  $\sim 1000 \text{ м/кт}^{1/3}$ , что соответствует скоростям смещения грунта 15–20 см/с [Кочарян, Спивак, 2003; Адушкин, Спивак, 2006]. При этом значения проницаемости не меняется на несколько порядков, несмотря на то, что амплитуды волн напряжений в ближней зоне значительно превышают соответствующие значения для землетрясения. Некоторые данные приведены в табл. 5. Видно, что изменение характеристик в значительной степени определяется локальными условиями. Тем не менее можно заключить, что в окрестности сейсмогенного разрыва (скорости смещения грунта несколько м/с) величина эффективной проницаемости разломной зоны может возрасти в несколько раз.

В заключение отметим пока практически не исследованный аспект влияния условий гидравлической изолированности зоны скольжения на формирование сверхсдвиговых (*supershear*) разрывов, распространяющихся со скоростью превышающей скорость волн Релея. Авторы работы [Pampillón et al., 2023] с помощью численного моделирования продемонстрировали, что в недренируемых условиях во время распространения разрыва пороупругое взаимодействие приводит к увеличению порового давления на фронте разрыва, что способствует переходу к сверхсдвиговому разрушению. Авторы работы [Mu et al., 2023] так же отмечают, что численное моделирование спонтанного разрыва в пороупругой среде приводит к заключению, что наведенное увеличение трещиноватости (пористости) породы в окрестности разрыва может привести к сверхсдвиговой моде распространения разрыва.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Важнейшей задачей следующих десятилетий в науке о землетрясениях является построение расчетной модели, адекватно описывающей процессы подготовки и инициирования различных мод скольжения, а также остановки распространения разрыва вдоль разломов, являющихся границами между структурными блоками разных иерархических уровней. Можно надеяться, что такая модель окажется пригодной

**Таблица 5.** Коэффициенты проницаемости тектонических разломов до и после взрывного воздействия [Кочарян, Спивак, 2003; Адушкин, Спивак, 2007]

№ разлома	I	II	III	IV	V
до взрыва $k_0$ , Д	1.3	2.5–4.7	0.8	3.6	1.65
После взрыва $k_1$ , Д	4	11.2	7.6; 9.5	11.8	2.4
Максимальная скорость смещения, м/с	27	21	8	4.2	2.5
$k_0/k_1$	3.08	2.4–4.5	9.5–11.9	3.3	1.45

для решения задач прогноза и снижения ущерба от катастрофических событий. Сразу следует подчеркнуть, что такая задача ставится и широко обсуждается учеными и специалистами в области наук о Земле [Lapusta et al., 2019]. Как показывает анализ состояния вопроса ([Кочарян, 2021; Кочарян и др., 2023] и данная статья) большое количество исследований, особенно зарубежных авторов, направлено именно на разработку отдельных аспектов этой крупной проблемы. К большому сожалению, в России эта тематика развивается очень небольшими силами.

Ясно, что подобная модель должна состоять из взаимосвязанных геотектонической, структурной, механической и флюидодинамической частей. Вопросы геотектоники в этой статье оставлены вне рассмотрения.

Структура сейсмогенных разломов – участков распространения динамических разрывов, а также зон, на которых нуклеация крупного землетрясения маловероятна, изучена неплохо. Существует ряд моделей, с той или иной степенью достоверности описывающих такие образования. При этом, большинство авторов сходится на том, что основным структурным критерием сейсмогенности является высокая степень локализация деформации. Этот вопрос подробно обсуждался в обзоре [Кочарян, 2021].

Механическая часть базируется на основных закономерностях трещинообразования и фрикционного скольжения. Тут краеугольными понятиями являются представления о гетерогенности разломных зон – существовании участков разупрочнения (VW) и упрочнения (VS) контакта при сдвиге. Зарождаясь на участке разупрочнения, разрыв может, замедляясь, преодолевать VS-зоны. Если размер такого участка слишком велик, то разрыв останавливается. Участки с VW- и VS-свойствами отличаются по

материальному составу. Если первые сложены кварцесодержащими породами с трением, соответствующим известному закону Байерли, то свойство упрочнения при сдвиге характерно, например, для некоторых филлосиликатов с низкими значениями коэффициента статического трения [Кочарян и др., 2023]. Местоположение и размеры таких участков могут быть определены по результатам инструментальных наблюдений, как сейсмологических, включая контроль слабой сейсмичности, так и геодезических. “Подведение” участка к нестабильности также проявляется в структуре микросейсмического фона [Беседина и др., 2020; Kocharyan et al., 2018].

Флюидодинамика разломных зон является, пожалуй, наиболее загадочной областью физики очага землетрясения и разломообразования. Разломная зона представляет собой сложную систему проводящих каналов и малопроницаемой основной зоны скольжения (иногда нескольких таких зон). Разброс эффективных значений проницаемости массива в разломных зонах очень велик – до 10 порядков величины. Судя по довольно немногочисленным результатам измерений, на глубинах свыше 2.5 км области высокой проницаемости с  $k > 1$  Д не встречаются. И объемная проницаемость ядра разлома, и объемная проницаемость разломной зоны в целом неплохо коррелируют со значениями проницаемости вмещающих пород.

О флюидодинамике разломов на сейсмогенных глубинах мало что известно. Существующие представления основываются, главным образом, на косвенных данных и результатах лабораторных опытов. Представляется важным эффект существования псевдохрупкого разрушения на глубинах, соответствующих температурам  $\geq 600^\circ\text{C}$ . Узкие хрупкие разломы могут служить проводящими каналами, обеспечивающими

возможность перетоков флюида, наблюдаемых вплоть до самых глубоких пробуренных горизонтов [Родкин, Рундквист, 2018].

Роль флюидов проявляется на разных стадиях сейсмического цикла в виде влияния на эффективную прочность разломных зон, согласно закону Терцаги, механо-химических эффектов (эффект Ребиндера, стресс-коррозия и др.). Рассматривается множество механизмов, которые могут способствовать увеличению давления флюидов в межсейсмический период на сейсмогенных глубинах. Увеличению избыточного давления флюидов в верхней коре противодействуют более быстрые механические процессы, обуславливающие рост проницаемости. Соотношение этих “противоборствующих” процессов различно на разных стадиях сейсмического цикла и в разных частях разломной зоны. Судя по результатам расчетов, основные параметры трещиноватости формируются на стадии формирования разломной зоны, а повторные динамические подвижки “подновляют” уже существующую трещиноватость, образуя минимальное количество новых трещин.

Распространенные модели радикального (до 10 порядков величины) увеличения проницаемости разломной зоны в ходе распространения динамического разрыва основаны на представлениях об образовании открытых трещин в окрестности разрыва, которые со временем залечиваются. На наш взгляд, это представляется крайне маловероятным событием, тем более что при глубинном бурении через зоны сейсмогенных разломов ни в одном случае не было обнаружено крупных высокопроницаемых трещин.

Измерения при подземных ядерных взрывах позволяют сделать заключение о том, что в окрестности сейсмогенного разрыва величина эффективной проницаемости разломной зоны может возрасти не более, чем в несколько раз.

Дополнительным фактором, вносящим неопределенность в модели, является то обстоятельство, что область скольжения может быть локализована как внутри слоя *gouge* с низкой проницаемостью, так и на границе ядра разлома. Понятно, что в этих двух случаях условия дренирования флюида будут существенно различаться.

## БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают глубокую признательность рецензентам докт. физ.-мат. наук М.В. Родкину и докт. геол.-мин. наук Э.М. Горбуновой за

конструктивные замечания и ценное обсуждение. Их участие помогло существенно улучшить изложение материала.

## ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ. Проект № 22-17-00204.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Адушкин В.В., Спивак А.А.* Подземные взрывы. М.: Наука. 2007. 579 с.
- Барышников Н.А., Зенченко Е.В., Турунтаев С.Б.* Применение метода регуляризации квадратичного отклонения для анализа результатов лабораторных исследований нелинейных фильтрационных потоков // *Динамические процессы в геосферах*. 2022. Т. 14. № 1. С. 85–92. [http://doi.org/10.26006/22228535\\_2022\\_14\\_1\\_85](http://doi.org/10.26006/22228535_2022_14_1_85)
- Бернштейн В.А.* Механогидролитические процессы и прочность твердых тел. Л.: Наука. 1987. 320 с.
- Беседина А.Н., Кишкина С.Б., Кочарян Г.Г., Ряховский И.А.* Анализ микросейсмического фона до и после сильных землетрясений на примере Чилийской зоны субдукции // *Физика Земли*. 2020. № 2. С. 10–20.
- Будков А.М., Кочарян Г.Г.* Формирование зоны нарушенного материала в окрестности динамического сдвига по разлому в кристаллическом массиве горных пород // *Физическая мезомеханика*. 2024. Т. 27. № 1. С. 102–116. DOI: 10.55652/1683-805X\_2024\_27\_1\_102-116
- Будков А.М., Кочарян Г.Г., Кишкина С.Б.* Оценка изменения проницаемости массива горных пород в окрестности подземного взрыва по экспериментальным данным и результатам численного моделирования // *Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых*. 2023. № 1. С. 12–21. DOI: 10.15372/FTPRP120230102
- Горбунова Э.М., Беседина А.Н., Кабыченко Н.В., Батухтин И.В., Петухова С.М.* Реакция водонасыщенных коллекторов на динамическое воздействие (по данным прецизионного мониторинга уровня подземных вод) // *Физика Земли*. 2021. № 5. С. 74–90.
- Карцева Т.И., Смирнов В.Б., Патонин А.В., Сергеев Д.С., Шихова Н.М., Пономарева А.В., Строганова С.М., Михайлов В.О.* Инициация разрушения горных пород флюидами разной вязкости // *Физика Земли*. 2022. № 4. С. 151–166. DOI: 10.31857/S0002333722040056. – EDN JHVKOU
- Качанов Л. М.* Основы теории пластичности. М.: Наука. 1969. 420 с.
- Киссин И.Г.* Современный флюидный режим земной коры и геодинамические процессы. Флюиды и геодинамика / И.Г. Киссин, В.Л. Русинов (ред.). М.: Наука. 2006. С. 85–104.

- Киссин И.Г. Флюиды в земной коре. Геофизические и тектонические аспекты. М.: Наука. 2015. 328 с.
- Кольская сверхглубокая. Исследование глубинного строения континентальной коры с помощью бурения Кольской сверхглубокой скважины / Е.А. Козловский (ред.). М.: Недра. 1984. 490 с.
- Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследований / В.П. Орлов, Н.П. Лаверов (ред.). М.: МФ "Технонефтегаз". 1998. 260 с.
- Кочарян Г.Г. Геомеханика разломов. М.: ГЕОС. 2016. 424 с.
- Кочарян Г.Г. Возникновение и развитие процессов скольжения в зонах континентальных разломов под действием природных и техногенных факторов. Обзор современного состояния вопроса // Физика Земли. 2021. № 4. С. 3–41. DOI: 10.31857/S0002333721040062
- Кочарян Г.Г., Батухтин И.В. Лабораторные исследования процесса скольжения по разлому как физическая основа нового подхода к краткосрочному прогнозу землетрясений // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 3. С. 671–691. DOI: 10.5800/GT-2018-9-3-0367
- Кочарян Г.Г., Бенедик А.Л., Костюченко В.Н., Павлов Д.В., Перник Л.М., Свицов И.С. Опыт воздействия на трещиноватый коллектор низкоамплитудными сейсмическими колебаниями // Геоэкология. 2004. № 4. С. 367–377.
- Кочарян Г.Г., Беседина А.Н., Гридин Г.А., Морозова К.Г., Остапчук А.А. Трение как фактор, определяющий излучательную эффективность подвижек по разломам и возможность их инициирования. Состояние вопроса // Физика Земли. 2023. № 3. С. 3–32. DOI: 10.31857/S0002333723030067
- Кочарян Г.Г., Виноградов Е.А., Горбунова Э.М., Марков В.К., Марков Д.В., Перник Л.М. Гидрогеологический отклик подземных коллекторов на сейсмические колебания // Физика Земли. № 12. 2011. С. 50–62.
- Кочарян Г.Г., Лившиц Л.Д., Павлов Д.В., Перник Л.М. Исследование деформационных свойств и проницаемости зон нарушений сплошности скальных массивов // Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геокриология. 2001. № 1. С. 3–16.
- Кочарян Г.Г., Марков В.К., Марков Д.В., Перник Л.М. О механизме вариаций флюидодинамического режима подземных коллекторов под действием слабых возмущений. Физические поля и динамика взаимодействующих геосфер. Сборник научных трудов ИДГ РАН. М.: ГЕОС. 2007. С. 56–65.
- Кочарян Г.Г., Марков В.К., Остапчук А.А., Павлов Д.В. Мезомеханика сопротивления сдвигу по трещине с заполнителем // Физическая мезомеханика. 2013. Т. 16. № 5. С. 5–15.
- Кочарян Г.Г., Остапчук А.А., Мартынов В.С. Изменение режима деформирования разлома в результате инъекции флюида // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 2017. № 2. С. 20–28.
- Кочарян Г.Г., Спивак А.А. Динамика деформирования блочных массивов горных пород. М.: ИКЦ "Академкнига". 2003. 423 с.
- Мохов А.В. Трансформация проницаемости горных пород на участках подземных разработок каменноугольных залежей (геомеханические аспекты) // Наука Юга России. 2018. Т. 14. № 2. С. 42–54.
- Мохов А.В. Гидродинамический режим подземных вод горных отводов угольных и сланцевых шахт // Докл. РАН. 2018. Т. 483. № 1. С. 70–73.
- Николаевский В.Н. Обзор: земная кора, дилатансия и землетрясения. РайсДж. Механика очага землетрясения. М.: Мир. 1982. С. 133–215.
- Павленкова Н.И. Флюидный режим верхних оболочек Земли по геофизическим данным. Флюиды и геодинамика / И.Г. Киссин, В.Л. Русинов (ред.). М.: Наука. 2006. С. 201–218.
- Райс Дж. Механика очага землетрясения. М.: Мир. 1982. 215 с.
- Рац М.В., Чернышев С.Н. Трещиноватость и свойства трещиноватых горных пород. М.: Недра. 1970. 160 с.
- Родионов В.Н., Сизов И.А., Цветков В.М. Основы геомеханики. М.: Недра. 1986. 301
- Родионов В.Н., Спивак А.А., Цветков В.М., Сизов И.А. Изменение проницаемости среды в зоне неупругих деформаций при подземном взрыве // Физико-техн. проблемы разработки полезных ископаемых. 1981. № 1. С. 27–33.
- Родкин М.В. Роль глубинного флюидного режима в геодинамике и сейсмоструктурной тектонике. М.: Нац. Геоф. Ком. 1993. 194 с.
- Родкин М.В., Рундквист Д.В. Геофлюидогеодинамика. Приложение к сейсмологии, тектонике, процессам рудо- и нефтегенеза. Долгопрудный: Интеллект. 2018. 288 с.
- Ружич В.В. Сейсмоструктурная деструкция в земной коре Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: изд-во СО РАН. 1997. 144 с.
- Ружич В.В., Кочарян Г.Г. О строении и формировании очагов землетрясений в разломах на приповерхностном и глубинном уровне земной коры. Часть I. Приповерхностный уровень // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 4. С. 1021–1034]. <https://doi.org/10.5800/GT-2017-8-4-0330>
- Ружич В.В., Кочарян Г.Г., Савельева В.Б., Травин А.В. О формировании очагов землетрясений в разломах на приповерхностном и глубинном уровне земной коры. Часть II. Глубинный уровень // Геодинамика и тектонофизика. 2018а. Т. 9. № 3. С. 1039–1061. DOI: 10.5800/GT-2018-9-3-0383
- Ружич В.В., Кочарян Г.Г., Травин А.В., Савельева В.Б., Остапчук А.А., Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Юдин Д.С. Определение РТ-условий при формировании сейсмогенных подвижек по глубинному сегменту краевого шва сибирского кратона // Докл. РАН. 2018б. Т. 481. № 4. С. 434–437. DOI: 10.31857/S086956520001774-4

- Ружич В.В., Медведев В.Я., Иванова Л.А.* Залечивание сейсмогенных разрывов и повторяемость землетрясений. Сейсмичность байкальского рифта. Прогностические аспекты / Павлов О.В., Мишарина А.Л. (ред.). Новосибирск: Наука. 1990. С. 44–50.
- Семинский К.Ж.* Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. Новосибирск: Гео. 2003. 243 с.
- Смирнов В.Б., Пономарев А.В.* Физика переходных режимов сейсмичности. М.: РАН. 2020. 412 с.
- Соболев Г.А., Пономарев А.В.* Динамика разрушения моделей геологической среды при триггерном влиянии жидкости // Физика Земли. 2011. № 10. С. 48–63.
- Соболев Г.А., Пономарев А.В., Киреев С.М., Майбук З.Ю.Я.* Экспериментальное исследование влияния постоянного электрического тока на фильтрацию суспензий в горной породе // Геофизические исследования. 2020. Т. 21. № 3. С. 19–33.
- Спивак А.А.* Оценка нарушенности горного массива по результатам фильтрационных испытаний // Горный журнал. 1980. № 5. С. 29–35.
- Тихоцкий С.А., Фокин И.В., Баяк И.О., Белобородов Д.Е., Березина И.А., Гафурова Д.Р., Дубиня Н.В., Краснова М.А., Корост Д.В., Макарова А.А., Патонин А.В., Пономарев А.В., Хамидуллин Р.А., Цельмович В.А.* Комплексные лабораторные исследования керн в ЦПГИ ИФЗ РАН // Наука и технологические разработки. 2017. Т. 96. № 2. С. 17–32. DOI: 10.21455/std2017.2-2.
- Шатунов И.В.* Гидравлические свойства разломных зон приповерхностной части земной коры – методы и результаты исследований. Состояние вопроса // Динамические процессы в геосферах. 2023. Т. 15. № 4. С. 25–43. [http://doi.org/10.26006/29490995\\_2023\\_15\\_4\\_25](http://doi.org/10.26006/29490995_2023_15_4_25)
- Шерман С.И.* Сейсмический процесс и прогноз землетрясений: тектонофизическая концепция. Новосибирск: Гео. 2014. 359 с.
- Щелкачев В.Н., Ланук Б.Б.* Подземная гидравлика. М.–Л.: Государственное научно-техническое издательство нефтяной и горно-топливной литературы. 1949. 525с.
- Anders M.H., Wiltschko D.V.* Microfracturing, paleostress and the growth of faults // J. Struct. Geol. 1994. V. 16. № 6. P. 795–815.
- Ando R., Yamashita T.* Effects of mesoscopic-scale fault structure on dynamic earthquake ruptures: dynamic formation of geometrical complexity of earthquake faults // J. Geophys. Res. 2007. V. 112. P. B09303. DOI: 10.1029/2006JB004612
- Ashman I. R., Faulkner D. R.* The effect of clay content on the dilatancy and frictional properties of fault gouge // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2023. V. 128. P. e2022JB025878. <https://doi.org/10.1029/2022JB025878>
- Behr W.M., Bürgmann R.* What’s down there? The structures, materials and environment of deep-seated slow slip and tremor // Phil. Trans. R. Soc. A. 2021. V. 379. P. 20200218. 2020.0218 DOI. <http://doi.org/10.1098/rsta.2020.0218>
- Bense V.F., Gleeson T., Loveless S.E., Bour O., Scibek J.* Fault zone hydrogeology // Earth-Science Reviews. 2013. V. 127. P. 171–192. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.09.0>
- Brantley S.L., Evans B., Hickman S.H., Crerar D.A.* Healing of microcracks in quartz: Implications for fluid flow // Geology. 1990. V. 18(2). P. 136–139. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1990\)018<0136:HOMIQI>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1990)018<0136:HOMIQI>2.3.CO;2)
- Brixel B., Klepikova M., Jalali M. R., Lei Q., Roques C., Krietsch H., Loew S.* Tracking fluid flow in shallow crustal fault zones: 1. Insights from single-hole permeability estimates // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2020a. e2019JB018200. <http://dx.doi.org/10.1029/2019jb018200>
- Brixel B., Klepikova M., Lei Q., Roques C., Jalali M.R., Krietsch H., Loew S.* Tracking fluid flow in shallow crustal fault zones: 2. Insights from cross-hole forced flow experiments in damage zones // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2020b. e2019JB019108. <http://dx.doi.org/10.1029/2019jb019108>
- Brodsky E.E., Prejean S.G.* New constraints on mechanisms of remotely triggered seismicity at Long Valley Caldera // Journal of Geophysical Research. 2005. V. 110(B4). P. B04302. <https://doi.org/10.1029/2004jb003211>
- Brodsky E., Roeloffs E., Woodcock D., Gall I., Manga M.* A mechanism for sustained ground water pressure changes induced by distant earthquakes // J. Geophys. Res. 2003. V. 108. P. 2390–2400.
- Caine J.S., Evans J.P., Forster C.B.* Fault zone architecture and permeability structure // Geology. 1996. V. 24(11). P. 1025. [http://dx.doi.org/10.1130/0091-7613\(1996\)024<1025:fzaaps>2.3.co](http://dx.doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024<1025:fzaaps>2.3.co)
- Carpenter B.M., Marone C., Saffer D.M.* Weakness of the San Andreas Fault revealed by samples from the active fault zone // Nature Geoscience. 2011. V. 4. № 4. P. 251–254. DOI: 10.1038/NNGEO1089
- Chadha R.K., Chandrani S., Shekar M.* Transient changes in well-water level in bore wells in Western India due to the 2004  $M_w$  9.3 Sumatra earthquake // Bull. Seism. Soc. Amer. 2008. V. 98(5). P. 2553–2558. DOI: 10.1785/0120080952
- Chester F.M., Chester J.S.* Ultracataclastite structure and friction processes of the Punchbowl fault, San Andreas system, California // Tectonophysics. 1998. V. 295. P. 199–221.
- Chester J.S., Chester F.M., Kronenberg A.K.* Fracture surface energy of the Punchbowl fault, San Andreas system // Nature. 2005. V. 437. P. 133–136. DOI: 10.1038/nature03942
- Chester F.M., Rowe C., Ujiie K., Kirkpatrick J., Regalla C., Remitti F., Moore J.C., Toy V., Wolfson-Schwehr M., Bose S., Kameda J., Mori J.J., Brodsky E.E., Eguchi N., Toczko S.* Expedition 343 and 343T Scientists. Structure and Composition of the Plate–Boundary Slip Zone for the 2011 Tohoku–Oki Earthquake // Science. 2013. V. 342. P. 1208–1211.
- Cox S.F., Munroe S.M.* Breccia formation by particle fluidization in fault zones: Implications for transitory, rupture-controlled fluid flow regimes in hydrothermal systems // American Journal of Science. 2016. V. 316(3). P. 241–278. <https://doi.org/10.2475/03.2016.02>
- Doan M., Brodsky E., Kano Y., Ma K.* In situ measurement of the hydraulic diffusivity of the active Chelungpu Fault, Taiwan // Geophysical Research Letters. 2006. V. 33(16). <http://dx.doi.org/10.1029/2006gl026889>

- Elkhoury J.E., Brodsky E.E., Agnew D.C.* Seismic waves increase permeability // *Nature*. 2006. V. 441(7097). P. 1135–1138. <https://doi.org/10.1038/nature04798>
- Evans J.P., Forster C.B., Goddard J.V.* Permeability of fault-related rocks, and implications for hydraulic structure of fault zones // *J. Struct. Geol.* 1997. V. 19. P. 1393–1404.
- Faoro I., Elsworth D., Marone C.* Permeability evolution during dynamic stressing of dual permeability media // *J. Geophys. Res.* 2012. V. 117. P. B01310, DOI: 10.1029/2011JB008635
- Faulkner D.R., Mitchell T.M., Jensen E., Cembrano J.* Scaling of fault damage zones with displacement and the implications for fault growth processes // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 2011. V. 116. № 5. P. 1–11. <https://doi.org/10.1029/2010JB007788>
- Faulkner D.R., Sanchez Roa C., Boulton C., den Hartog S.A.M.* Pore fluid pressure development in compacting fault gouge in theory, experiments, and nature // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 2018. V. 123. N. 1. P. 226–241. <https://doi.org/10.1002/2017JB015130>
- Gao X., Sato K., Horne R.N.* General solution for tidal behavior in confined and semiconfined aquifers considering skin and wellbore storage effects // *Water Resources Research*. 2020. V. 56(6). P. e2020WR027195. <https://doi.org/10.1029/2020wr027195>
- Giwelli A., Piane C.D., Esteban L., Clennell M.B., Dautriat J., Raimon J., Kager S., Kiewiet L.* Laboratory observations of fault transmissibility alternation in carbonate rock during direct shearing // *Geofluids*. 2016. V. 16. P. 658–672. <https://doi.org/10.1111/gfl.12183>
- Goodman R.E.* Methods of geological engineering in discontinuous rocks. St. Paul: West Publish. Co. 1976. 472 p.
- Grawinkel A., Stockhert B.* Hydrostatic pore fluid pressure to 9 km depth—fluid inclusion evidence from KTB deep drill hole // *Geophysical Research Letters*. 1997. 24. № 24. P. 3273–3276.
- Griffith W.A., Rosakis A., Pollard D.D., Ko C.W.* Dynamic rupture experiments elucidate tensile crack development during propagating earthquake ruptures // *Geology*. 2009. V. 37. P. 795–798. DOI: 10.1130/G30064A.1
- Hauksson E., Andrews J., Plesch A., Shaw J.H., Shelly D.R.* The 2015 Fillmore earthquake swarm and possible crustal deformation mechanisms near the bottom of the eastern Ventura basin, California // *Seismol Res Lett*. 2016. V. 87. P. 807–815.
- He G., Shi Z., Rasmussen T.C., Qi Z.* Fault zone hydraulic parameter estimation by passive methods using natural forces // *Water Resources Research*. 2023. V. 59. P. e2022WR033377. <https://doi.org/10.1029/2022WR033377>
- Hirakawa E., Ma S.* Dynamic fault weakening and strengthening by gouge compaction and dilatancy in a fluid-saturated fault zone // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 2016. V. 121. P. 5988–6008. DOI: 10.1002/2015JB012509.
- Huenges E., Erzinger J., Kuck J., Engeser B., Kessels W.* The permeable crust: Geohydraulic properties down to 9101 m depth // *J. Geophys. Res.* 1997. V. 102. P. 18255–18265.
- Ishibashi T., Elsworth D., Fang Y., Riviere J., Madara B., Asanuma H., Watanabe N., Marone C.* Friction-stability-permeability evolution of a fracture in granite // *Water Resources Research*. 2018. V. 54. P. 9901–9918. <https://doi.org/10.1029/2018WR022598>
- Janku-Capova L., Sutherland R., Townend J., Doan M.L., Massiot C., Coussens J., Celerier B.* Fluid flux in fractured rock of the Alpine fault hanging wall determined from temperature logs in the DFDP-2B borehole, New Zealand // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2018. V. 19. № 8. P. 2631–2646. <https://doi.org/10.1029/2017GC007317>
- Kameda J., Yamaguchi A., Saito S., Sakuma H., Kawamura K., Kimura G.* A new source of water in seismogenic subduction zones // *Geophysical Research Letters*. 2011. V. 38. № 22. DOI: 10.1029/2011gl048883
- Kawai K., Sakuma H., Katayama I., Tamura K.* Frictional characteristics of single and polycrystalline muscovite and influence of fluid chemistry // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2015. V. 120. № 9. P. 6209–6218. DOI: 10.1002/2015JB012286
- Kitagawa Y., Kano Y.* Changes in permeability of the Nojima fault damage zone inferred from repeated water injection experiments // *Earth, Planets and Space*. 2016. V. 68. P. 185.
- Kocharyan G.G., Ostapchuk A.A., Pavlov D.V.* Traces of laboratory earthquake nucleation in the spectrum of ambient noise // *Sci. Rep.* 2018. V. 8. P. 10764. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-28976-9>
- Lapusta N., E. Dunham J.-P. Avouac M. Denolle Y. et al.* Modeling Earthquake Source Processes: from Tectonics to Dynamic Rupture. Report to National Science Foundation. [http://www.seismolab.caltech.edu/pdf/MESP\\_White\\_Paper\\_Main\\_Text\\_8\\_March\\_2019.pdf](http://www.seismolab.caltech.edu/pdf/MESP_White_Paper_Main_Text_8_March_2019.pdf)
- Laubach S.E., Lander R.H., Criscenti L.J., Anovitz L.M., Urai J.L., Pollyea R.M., Hooker J.N., Narr W., Evans M.A., Kerisit S.N., Olson J.E., Dewers T., Fisher D., Bodnar R., Evans B., Dove P., Bonnell L.M., Marder M.P., Pyrak-Nolte L.* The role of chemistry in fracture pattern development and opportunities to advance interpretations of geological materials // *Reviews of Geophysics*. 2019. V. 57. P. 1065–1111. <https://doi.org/10.1029/2019RG000671>
- Leclere H., Faulkner D., Llana-Fúnez S., Bedford J., Wheeler J.* Reaction fronts, permeability and fluid pressure development during dehydration reactions // *Earth and Planetary Science Letters*. 2018. V. 496. P. 227–237. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.05.005>
- Lockner D.A., Byerlee J.D.* Dilatancy in hydraulically isolated faults and the suppression of instability // *Geophysical Research Letters*. 1994. V. 21(22). P. 2353–2356. <https://doi.org/10.1029/94gl02366>
- Ma Y., Wang G., Yan R., Wang B.* Long-term in situ permeability variations of an active fault zone in the interseismic period // *Pure and Applied Geophysics*. 2019. V. 176(12). P. 5279–5289. <https://doi.org/10.1007/s00024-019-02278-1>
- Marguin V., Simpson G.* Influence of fluids on earthquakes based on numerical modeling // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2023. V. 128. P. e2022JB025132. <https://doi.org/10.1029/2022JB025132>

- Marti S., Stünitz H., Heilbronner R., Plümper O., Drury M. Experimental investigation of the brittle-viscous transition in mafic rocks – Interplay between fracturing, reaction, and viscous deformation // *Journal of Structural Geology*. 2017. V. 105. P. 62–79.
- Matsumoto N., Shigematsu N. In-situ permeability of fault zones estimated by hydraulic tests and continuous ground-water-pressure observations // *Earth Planets Space*. 2018. V. 70. P. 13 <https://doi.org/10.1186/s40623-017-0765-5>
- Miller S.A., Collettini C., Chiaraluce L., Cocco M., Barchi M., Kaus B.J.P. Aftershocks driven by a high pressure CO<sub>2</sub> source at depth // *Nature*. 2004. V. 427. P. 724–727.
- Miller S.A., Nur A. Permeability as a toggle switch in fluid-controlled crustal processes // *Earth and Planetary Science Letters*. 2000. V. 183(1–2). P. 133–146. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(00\)00263-6](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00263-6)
- Mitchell T.M., Faulkner D.R. The nature and origin of off-fault damage surrounding strike-slip fault zones with a wide range of displacements: A field study from the Atacama fault system, northern Chile // *Journal of Structural Geology*. 2009. V. 31. P. 802–816.
- Moon S.W., Kim H.S., Seo Y.S. Relationship between hydraulic conductivity and occurrence of fault rocks in Yangsan fault zone, Korea // *Bull Eng Geol Environ*. 2022. V. 81. P. 365. <https://doi.org/10.1007/s10064-022-02875-w>
- Moore D.E. Crystallographic controls on the frictional behavior of dry and water-saturated sheet structure minerals // *Journal of Geophysical Research Atmospheres*. 2004. V. 109. № B3. DOI: 10.1029/2003jb002582
- Moore D.E., Rymer M.J. Talc-bearing serpentinite and the creeping section of the San Andreas fault // *Nature*. 2007. V. 448. P. 795–797. DOI: 10.1038/nature06064
- Morrow C.A., Moore D.E., Lockner D.A. Effect of mineral bond strength and adsorbed water on fault gouge frictional strength, *Geophys // Res. Lett.* 2000. V. 27(6). P. 815–818. DOI: 10.1029/1999GL008401
- Mu C., Song Y., Hu H. Rupture-induced dynamic pore pressure effect on rupture. *Waves in Random and Complex Media*. 2023. DOI: 10.1080/17455030.2023.2182147
- Norris R.J., Cooper A.F. Very high strains recorded in mylonites along the Alpine Fault, New Zealand: implications for the deep structure of plate boundary faults // *J. of Structural Geology*. 2003. V. 25. P. 2141–2157.
- Pampillón P., Santillán D., Mosquera J.C., Cueto-Felgueroso L. The role of pore fluids in supershear earthquake ruptures // *Sci Rep*. 2023. V. 13. P. 398. <https://doi.org/10.1038/s41598-022-27159-x>
- Parez S., Kozakovic M., Havlica J. Pore pressure drop during dynamic rupture and conditions for dilatancy hardening // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2023. V. 128. P. e2023JB026396. <https://doi.org/10.1029/2023JB026396>
- Pec M., Stünitz H., Heilbronner R., Drury M. Semi-brittle flow of granitoid fault rocks in experiments // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 2016. V.121. P. 1677–1705. DOI: 10.1002/2015JB012513
- Proctor B., Lockner D.A., Kilgore B.D., Mitchell T.M., Beeler N.M. Direct evidence for fluid pressure, dilatancy, and compaction affecting slip in isolated faults // *Geophysical Research Letters*. 2020. V. 47. P. e2019GL086767. <https://doi.org/10.1029/2019GL086767>
- Rempe M., Mitchell T.M., Renner J., Smith S.A.F., Bistacchi A., Toro G.Di. The relationship between microfracture damage and the physical properties of fault-related rocks: The Gole Larghe Fault Zone, Italian Southern Alps // *J. Geoph. Res-Sol. Ea*. 2018. V. 123. P. 7661–7687.
- Renard F., Ortoleva P. Water films at grain-grain contacts: Debye-Hueckel, osmotic model of stress, salinity, and mineralogy dependence // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1997. V. 61. № 10. P. 1963–1970. DOI: 10.1016/S0016-7037(97)00036-7
- Richard J., Doan M.L., Gratier J.P., Renard F. Microstructures induced in porous limestone by dynamic loading, and fracture healing: an experimental approach // *Pure Appl. Geophys*. 2015. V. 172. № 5. P. 1269–1290. <https://doi.org/10.1007/s00024-014-0958-9>
- Samuelson J., Elsworth D., Marone C. Shear-induced dilatancy of fluid-saturated faults: Experiment and theory // *J. Geophys. Res.* 2009. V. 114. P. B12404. DOI: 10.1029/2008JB006273
- Scibek J. Multidisciplinary database of permeability of fault zones and surrounding protolith rocks at world-wide sites // *Scientific Data*. 2020. V. 7(1). <http://dx.doi.org/10.1038/s41597-020-0435-5>
- Scholz C.H. The mechanics of earthquakes and faulting 3rd edition. Cambridge, UK: Cambridge University Press. 2019. 517 p.
- Scholz C.H., Sykes L.R., Aggarwal Y.P. Earthquake prediction: A physical basis // *Science*. 1973. V. 181. P. 803–810.
- Schuck B., Schleicher A.M., Janssen C., Toy V.G., Dresen G. Fault zone architecture of a large plate-bounding strike-slip fault: a case study from the Alpine Fault, New Zealand // *Solid Earth*. 2020. V. 11. P. 95–124. <https://doi.org/10.5194/se-11-95-2020>
- Segall P., Rice J.R. Dilatancy, compaction, and slip instability of a fluid-infiltrated fault // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 1995. V. 100(B11). P. 22155–22171. <https://doi.org/10.1029/95jb02403>
- Shapiro S.A., Huenges E., Borm G. Estimating the crust permeability from fluid-injection-induced seismic emission at the KTB site // *Geophys J Int*. 1997. V. 131. P. F15–F18.
- Shi Z., Wang G., Manga M., Wang C.-Y. Mechanism of coseismic water level change following four great earthquakes – insights from co-seismic responses throughout the Chinese mainland // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 2015. V. 430. P. 66–74.
- Sibson R.H. Conditions for fault-valve behaviour // *Geological Society. London. Special Publications*. 1990. V. 54(1). P. 15–28. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1990.054.01.02>
- Sibson R.H. Implications of fault-valve behaviour for rupture nucleation and recurrence // *Tectonophysics*. 1992. V. 211(1–4). P. 283–293. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90065-e](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90065-e)

- Sibson R.H.* Tensile overpressure compartments on low-angle thrust faults // *Earth Planets and Space*. 2017. V. 69(1). P. 1–15. <https://doi.org/10.1186/s40623-017-0699-y>
- Simpson G.* What do earthquakes reveal about ambient shear stresses in the upper crust? // *Geology*. 2018. V. 46(8). P. 703–706. <https://doi.org/10.1130/g45052.1>
- Smithson S.B., Wenzel F., Ganchin Y.V., Morozov I.B.* Seismic results at Kola and KTB deep scientific boreholes:  $v$  locities, reactions, fluids, and crustal composition // *Tectonophysics*. 2000. V. 329. P. 301.
- Sutherland R., Townend J., Toy V.G., Upton P., Coussens J. et al.* Extreme hydrothermal conditions at an active plate-bounding fault // *Nature*. 2017. V. 546. P. 137–140.
- Sutherland R., Toy V.G., Townend J., Cox S.C., Eccles J.D., Faulkner D.R., Prior D.J., Norris R.J., Mariani E., Boulton C., Carpenter B.M., Menzies C.D., Little T.A., Hasting M., De Pascale G.P., Langridge R.M., Scott H.R., Lindroos Z.R., Fleming B., Kopf A.J.* Drilling reveals fluid control on architecture and rupture of the Alpine fault, New Zealand // *Geology*. 2012. V. 40. № 12. P. 1143–1146.
- Tenthorey E., Cox S.F. Todd H.F.* Evolution of strength recovery and permeability during fluid-rock reaction in experimental fault zones // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2003. V. 206. P. 161–172.
- Teufel L.W.* Pore volume changes during frictional sliding of simulated faults. Mechanical behavior of crustal rocks: The Handin volume / N.L. Carter, M. Friedman, J.M. Logan, D.W. Stearns, & G.M. Ser (eds.). American Geophysical Union. 1981. P. 135–145. <https://doi.org/10.1029/GM024p0135>
- Ulusay R.* The Orange Book: “The ISRM Suggested Methods for Rock Characterization, Testing and Monitoring: 2007–2014”. Springer. 2015.
- Ustinov S., Ostapchuk A., Svecherevskiy A., Usachev A., Gridin G., Grigor'eva A., Nafigin I.* Prospects of Geoinformatics // Analyzing Spatial Heterogeneities of Microstructural Properties of a Tectonic Fault. *Appl. Sci.* 2022. V. 12. P. 2864. <https://doi.org/10.3390/app12062864>
- Verberne B.A., Niemeijer A.R., De Bresser J.H.P., Spiers C.J.* Mechanical behavior and microstructure of simulated calcite fault gouge sheared at 20–600°C: Implications for natural faults in limestones // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 2015. V. 120. P. 8169–8196. DOI: 10.1002/2015JB012292.
- Walker R.J., Holdsworth R.E., Imber J., Faulkner D.R., Armitage P.J.* Fault zone architecture and fluid flow in interlayered basaltic volcanoclastic-crystalline sequences // *J. Struct. Geol.* 2013. V. 51. P. 92–104.
- Wilson J.E., Chester J.S., Chester F.M.* Microfracture analysis of fault growth and wear processes, Punchbowl Fault, San Andreas System, California // *J. Struct. Geol.* 2003. V. 25. P. 1855–1873.
- Liao X., Shi Y., Liu C.-P., Wang G.* Sensitivity of Permeability Changes to Different Earthquakes in a Fault Zone: Possible Evidence of Dependence on the Frequency of Seismic Waves // *Geophysical Research Letters*. 2021. V. 48. P. 9. DOI: 10.1029/2021GL092553
- Yamashita T., Tsutsumi A.* Involvement of Fluids in Earthquake Ruptures. 2018. <http://dx.doi.org/10.1007/978-4-431-56562-8>
- Yan X., Shi Z., Wang C.-Y., Ingebritsen S.E., Manga M.* Violent groundwater eruption triggered by a distant earthquake // *Geophysical Research Letters*. 2022. V. 49. P. e2022GL101239. <https://doi.org/10.1029/2022GL101239>
- Yang Y., Dunham E.M.* Influence of creep compaction and dilatancy on earthquake sequences and slow slip // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2023. V. 128. P. e2022JB025969. <https://doi.org/10.1029/2022JB025969>
- Yao L., Ma S., Di Toro G.* Coseismic fault sealing and fluid pressurization during earthquakes // *Nat Commun.* 2023. V. 14. P. 1136. <https://doi.org/10.1038/s41467-023-36839-9>
- Yukutake Y., Ito H., Honda R., Harada M., Tanada T., Yoshida A.* Fluid-induced swarm earthquake sequence revealed by precisely determined hypocenters and focal mechanisms in the 2009 activity at Hakone volcano // *Japan J Geophys Res.* 2011b. V. 116. P. B04308. DOI: 10.1029/2010JB008036
- Zharikov A.V., Vitovtova V.M., Shmonov V.M., Grafchikov A.A.* Permeability of the rocks from the Kola superdeep borehole at high temperature and pressure: Implication to fluid dynamics in the continental crust // *Tectonophysics*. 2003. V. 370. № 1–4. P. 177–191. DOI: 10.1016/S0040-1951(03)00185-9

## Topical Issues in Hydrogeology of Seismogenic Fault Zones

G. G. Kocharyan<sup>a,\*</sup> and I. V. Shatunov<sup>a</sup>

<sup>a</sup>*Sadovsky Institute of Geosphere Dynamics, Russian Academy of Sciences, Moscow, 119334 Russia*

\**e-mail: gevorgkid@mail.ru*

Received February 22, 2024

revised March 10, 2024

accepted March 12, 2024

**Abstract** – The hydrogeology of fault zones, especially at considerable depth, is perhaps the most poorly developed area of earthquake source mechanics. This is due both to the insufficient data on the filtration characteristics of the geomaterial at large depths and to the complexity of the processes of mass transfer,

fracture formation and healing under high temperatures and pressures. In these conditions, a fluid obviously has a very strong effect of on both the friction characteristics and the stress state in the vicinity of the slip zone. Fluids are carriers of dissolved matter and thermal energy, an effective catalyst for various types of metamorphic transformations. According to some models, fluid flows can be triggers for the start and stop of seismogenic ruptures. Constructing a complex computational model that adequately describes the processes of preparation, initiation, and stopping of various slip modes along faults, which is a recent trend in world seismology, requires developing the ideas about fluid dynamics of seismogenic faults.

This review summarizes recent information on the hydrogeology of fault zones. Models and ideas about the role of fluids at different stages of the seismic cycle, derived from the field data, laboratory and in situ experiments, and numerical calculations, are analyzed.

*Keywords:* fault, fluid flows, pore pressure, permeability, hydraulic diffusivity, dilatancy, fracturing, fracture healing, propagation and stop of the rupture

## О ФЛЮИДОМЕТАМОРФИЧЕСКОМ РЕЖИМЕ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМНЫХ ЗОН (В СВЯЗИ СО СТАТЬЕЙ Г.Г. КОЧАРЯНА И И.В. ШАТУНОВА “АКТУАЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ ГИДРОГЕОЛОГИИ СЕЙСМОГЕННЫХ РАЗЛОМНЫХ ЗОН”)

© 2024 г. М. В. Родкин<sup>1,2, \*</sup>

<sup>1</sup>Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, г. Москва, Россия,

<sup>2</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

\*E-mail: rodkin@mitp.ru

Поступила в редакцию 19.03.2024 г.

После доработки 20.03.2024 г.

Принята к публикации 25.03.2024 г.

Глубинный флюидный режим играет во многом ключевую роль в сейсмичности и асейсмичном деформировании литосферы, в процессах рудо- и нефтегенеза. Содержательный детальный анализ гидрогеологии неглубоких разломных зон дается в статье [Кочарян, Шатунов, 2024], где указывается, что характер флюидодинамики глубинных разломов известен плохо. В данной статье основное внимание уделяется проблемам описания глубинных разломных зон, отмечается ряд противоречий, возникающих при таком рассмотрении. Показано, что трудности такого описания во многом снимаются при учете процессов метаморфизма и связанных с ним аномалий физических свойств земных недр. Дополнительное уточнение получает положение о различии физических механизмов разноглубинных землетрясений.

*Ключевые слова:* землетрясения, глубинные разломные зоны, флюидометаморфические процессы.

**DOI:** <https://doi.org/10.31857/S0002333724040133>, **EDN:** FVXBQL

### ВВЕДЕНИЕ

Глубинный флюидный режим играет ключевую роль в целом ряде геофизических процессов – это и проблемы сейсмичности и асейсмичных деформаций, и проблемы рудо- и нефтегенеза. В статье Г.Г. Кочаряна и И.В. Шатунова представлен детальный анализ современных представлений о флюидном режиме и гидрогеологии разломных зон. Авторы убедительно демонстрируют, что эксперимент и натурные наблюдения дают богатый материал для понимания строения и гидрогеологии относительно неглубоких разломных зон и их связи с сейсмичностью и асейсмичными деформациями. Но применительно к более глубоким горизонтам авторы заключают, что “о флюидодинамике разломов на значительных глубинах мало что известно”. При этом имеют место значительные различия трактовок разных авторов. Действительно, для более глубоких горизонтов, где натурные наблюдения и экспериментальные возможности ограничены, в большей степени приходится основываться на теоретических

построениях и результатах исследования обнажений, которые претерпели сильные изменения и лишь отчасти характеризуют свойства разломных зон в период их активности, имевшей место в геологическом прошлом, в глубоких горизонтах земной коры.

Данная работа инициирована подготовкой рецензии на статью Г.Г. Кочаряна и И.В. Шатунова “Актуальные вопросы гидрогеологии сейсмогенных разломных зон”, авторам которой и некоторым членам редколлегии журнала показалось, что в рецензии были затронуты моменты, дополняющие содержание статьи касательно характеристик более глубоких разломных зон. При этом сразу встает ряд вопросов: какие глубины следует в данной постановке считать большими и что можно, более или менее уверенно, полагать касательно флюидодинамических процессов и их связи с сейсмичностью на таких глубинах. Ниже сначала рассмотрены некоторые общие, предположительно, связанные с характером глубинного флюидного режима тенденции изменения с глубиной параметров очагов

землетрясений. Затем, учитывая эти общие тенденции, обсуждаются модели и парадоксы, связанные со структурой и характеристиками глубинных разломных зон. В заключение показано, что возникающие затруднения в значительной степени снимаются при учете роли метаморфических процессов, активизируемых глубинным флюидом как катализатором превращений. Полученные результаты позволяют также детализировать представления о различии физических механизмов разноглубинных землетрясений.

### НЕКОТОРЫЕ ФЛЮИДОГЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКОГО РЕЖИМА С ГЛУБИНОЙ

Начиная обсуждение различий неглубоких и глубоких разломных зон, напомним читателю о парадоксе сейсмичности. Как известно, при больших давлениях и температурах глубоких горизонтов земной коры и, тем более, верхней мантии, обычный механизм хрупкого разрушения по модели Рида работать не может. Обычно предполагается [Касахара, 1985; Kirby et al., 1991; Калинин и др., 1989; Role of water..., 2001; Sornette, 2001; Родкин, Рундквист, 2017; и многие др.], что в этих условиях землетрясения происходят благодаря присутствию высоконапорного флюида, развитию флюидогенных механизмов разупрочнения (эффект Ребиндера, иные механохимические механизмы) и фазовым переходам. Для еще более глубоких горизонтов, где наличие существенных концентраций флюида предполагается маловероятным, возникновение землетрясений связывают с фазовыми превращениями [Калинин и др., 1989; Родкин, 1993; Rodkin, 1995; Marone, Liu, 1997; Houston, 2015; Родкин, Рундквист, 2017; Timothy et al., 2020; и др.]. Сейсмологические свидетельства различия в физике разноглубинных землетрясений, вполне согласующиеся с теоретически ожидавшимися, были недавно приведены в работах [Rodkin, 2022; Родкин, Липеровская, 2023]. При этом, как следствие различия физических механизмов землетрясений, было выявлено также и различие их прогнозных признаков.

Ниже ограничимся обсуждением относительно менее глубоких горизонтов, до 200 км глубины, где в процессах сейсмогенеза и асейсмичного деформирования предполагается доминирующая роль флюидной компоненты, а роль фазовых превращений более второстепенна. Основное поступление флюида в глубокие горизонты земной коры и верхней мантии принято связывать с процессами субдукции и иными,

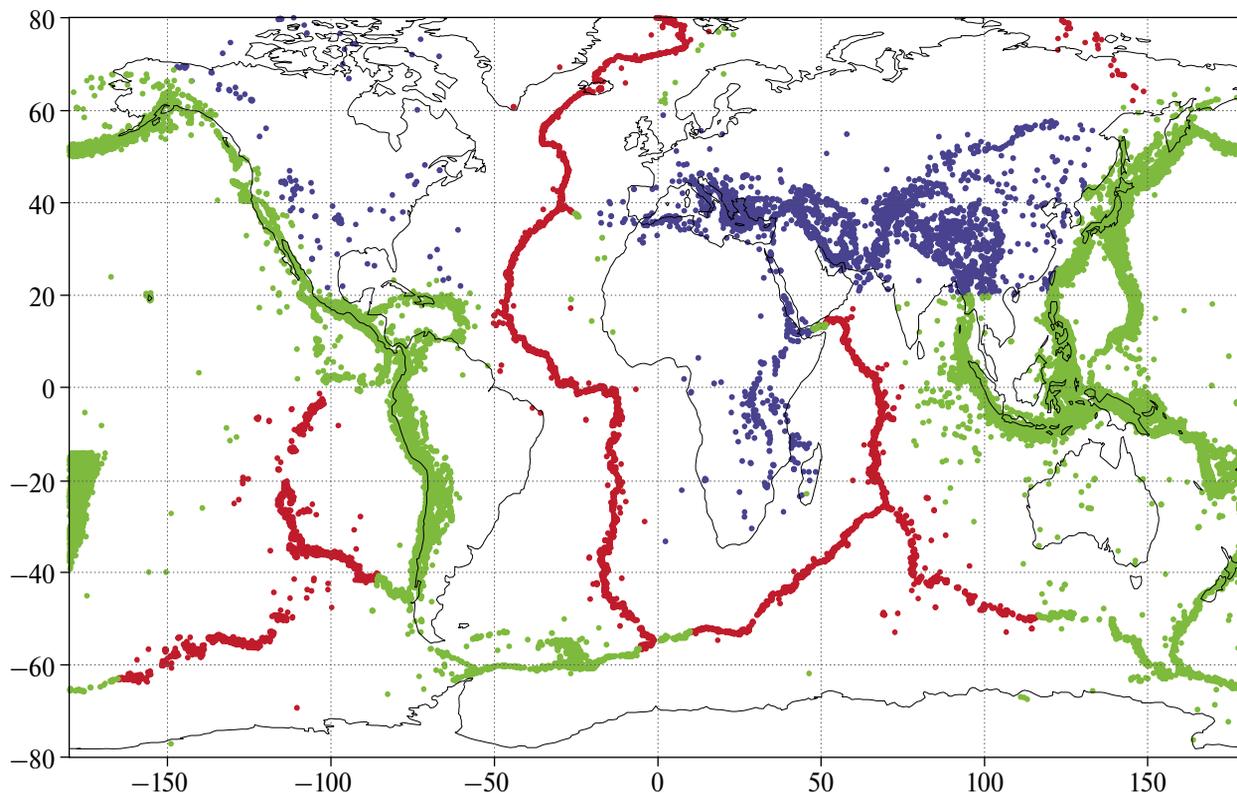
менее глубинными зонами надвигов. Другим источником поступления флюида могут быть глубокие горизонты мантии и ядро Земли, но этот вопрос, в частности флюидный режим так называемых “горячих точек”, исследован явно недостаточно, и мы его здесь касаться не будем.

Вследствие различия глубин погружения коро-литосферных пластин можно ожидать различия флюидного режима, а соответственно и возможного различия характера сейсмичности, окрестностей зон субдукции и внутриконтинентальных областей. На рис. 1 дана используемая далее пространственная классификация землетрясений из мирового GСMT-каталога (1976–2022 гг.) на события районов зон субдукции, внутриконтинентальных областей и срединно-океанических хребтов. Естественно, разделение это довольно грубое и отчасти условное; как трактовать, например, области мантийных землетрясений Гиндукуша, зоны Вранча или Терско-Сунженского прогиба на Кавказе? Для простоты все такие районы были отнесены к внутриконтинентальному типу.

Мировой каталог сейсмических моментов землетрясений GСMT дает глубину очага как по положению гипоцентра, так и по решению сейсмического момента. Отсюда можно оценить доминирующее для данной группы событий направление развития сейсмического разрыва – вверх или вниз. Направление развития вверх естественно связать с наличием в очаговой области легкого флюида и его прорывом вверх; преимущественное развитие процесса в глубину, в область более высоких температур, представляется естественным в условиях несущественной роли или отсутствия флюида малой плотности.

Значительная часть землетрясений GСMT-каталога приписана к некоторым фиксированным значениям глубины: 10, 12, 15, 33 км. Естественно предположить, что такие случаи отвечают невозможности более точного определения глубины (будь то для положения гипоцентра или по решению сейсмического момента). Такие события были исключены из дальнейшего рассмотрения. Событий, приписанных к таким фиксированным глубинам особенно много для группы срединно-океанических хребтов; поэтому статистически достоверный анализ в этом случае оказался невозможен и данные по срединно-океаническим хребтам ниже не рассматриваются.

На рис. 2 даны осредненные для последовательных по глубине групп из 70 землетрясений



**Рис. 1.** Неглубокие и промежуточные землетрясения по каталогу GCMT, 1976–2022 гг.; синие точки – внутриконтинентальные события, зеленые – зоны субдукции, красные – зоны срединно-океанических хребтов.

с шагом 35 событий разницы глубин по решению сейсмического момента и гипоцентра. Положительные значения отвечают преимущественному развитию сейсмического разрыва вниз. График представлен в логарифмической шкале по глубине, при этом более четко видны приповерхностные особенности, представляющие в нашем случае больший интерес. Качественно аналогичный график получается, если разницу глубин по решению сейсмического момента и гипоцентра нормировать на характерный размер очага землетрясения данной магнитуды.

Как видно на рис. 2, преимущественное развитие сейсмического разрыва вниз наблюдается в верхних 20 км, и в области глубже 40 км для континентальных землетрясений, и глубже примерно 70 км для зон субдукции. Промежуточная область с преимущественным развитием разрыва вверх, видимо, отвечает области наиболее систематических прорывов вверх легкой флюидной компоненты. Данные для областей субдукции и внутриконтинентальных районов хорошо согласуются (кроме интервала глубин 40–90 км, которые в континентальных областях оказываются как бы более “сухими”). Заметим, что для приповерхностных землетрясений хорошо

выделяется аномалия, приуроченная к глубинам около 10 км – положению слоя-разделителя [Иванов, 1999], отвечающая характерной границе между областями субгидростатических и сублитостатических давлений флюида.

Данные рис. 2 подтверждают предположение об относительно большей “сухости” глубоких горизонтов земной коры внутриконтинентальных областей, чем районов зон субдукции. Эти же данные позволяют подойти к вынесенному в начало статьи вопросу о том, на каких глубинах характер гидрогеологии разломных зон начинает сильно отличаться от приповерхностного. Первым барьером, по-видимому, можно считать слой-разделитель С.Н. Иванова, второй располагается в области глубин 20 км. Первый слой условно отвечает подошве зоны субгидростатических давлений флюида. Второй может приблизительно соответствовать кровле области возможной реализации надлитостатических давлений флюида, обеспечивающих возможность развития гидроразрывов.

По данным GCMT-каталога можно также получить профиль, характеризующий относительный вклад более высоко- и низкочастотных процессов в очагах землетрясений. Оценка

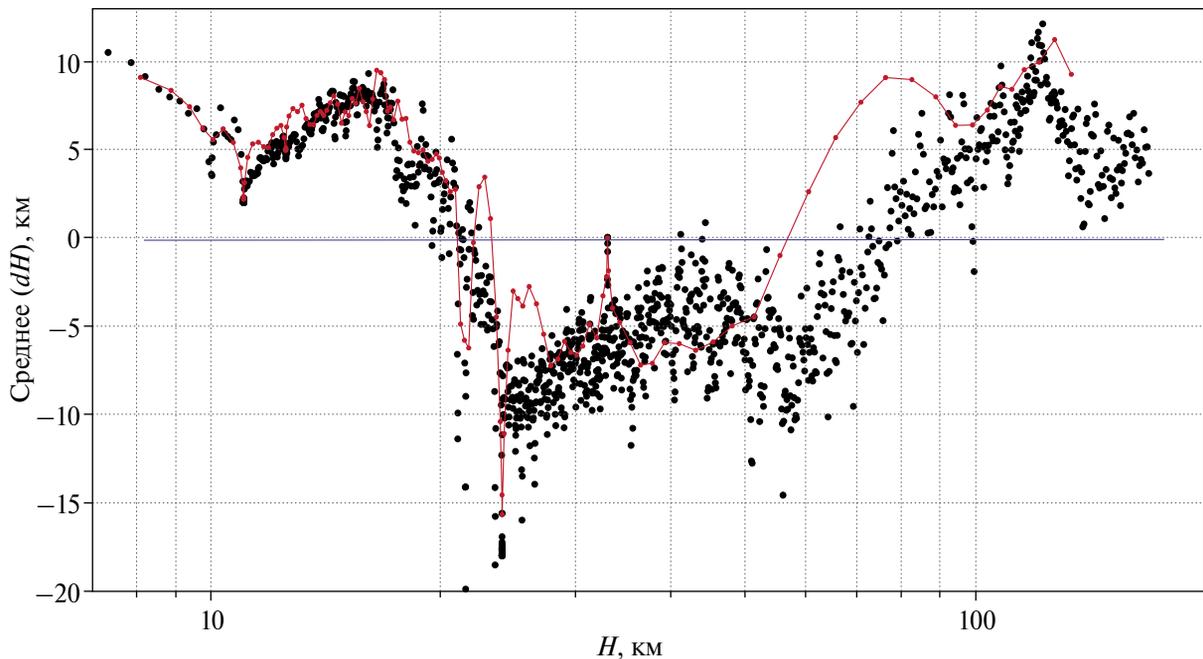


Рис. 2. Изменение средней разницы глубин землетрясений ( $dH$ ) по решению сейсмического момента и гипоцентра; черные точки – области субдукции, красная кривая – внутриконтинентальные области.

силы землетрясения по магнитуде  $M_b$  характеризуется в большей степени высокочастотную часть спектра, а по моментной магнитуде  $M_w$  – низкочастотную. Несколько условно можно считать, что соотношение магнитуд  $M_b$  и  $M_w$  характеризует относительный вклад более хрупкой (*brittle*) и более пластической (*ductile*) моды процесса сейсмического разрушения. На рис. 3 представлена усредненная зависимость разницы значений магнитуд  $M_w$  и  $M_b$  в зависимости от глубины. Значения магнитуд несут большую погрешность в области малых (часто пропускаемых) и экстремально больших событий. Поэтому для сравнения использовались события промежуточного диапазона магнитуд  $4.8 \leq M_b \leq 6.2$ . Также исключались случаи с сильно отклоняющимися от среднего значениями ( $M_w - M_b$ ). Усреднение проводилось для групп в 200 событий. Заметим, что при сравнении глубин (рис. 2) и при сравнении магнитуд (рис. 3) критерии отбраковки менее достоверно определенных значений различались, сильно различался и список отбракованных событий.

При несомненном различии наблюдается и значительная общность в характере данных на рис. 2 и рис. 3. Как видно на рис. 3 в интервале глубин до 30–40 км доминирует тенденция роста длиннопериодной, условно более пластической, компоненты процесса разрушения. Наиболее условно хрупкий режим

сейсмического разрушения отвечает глубинами 40–120 км, где в зонах поддвига, в частности, в зонах субдукции, происходят интенсивные процессы высвобождения флюида (дегидратации). Сильный рост низкочастотной, условно пластической, моды разрушения имеет место в области фазовых превращений, на глубинах 150 и более (до 700) км. Заметим, что можно видеть и аномалию, связанную с областью слоя-разделителя по С.Н. Иванову (в районе глубин 10 км).

Зоны срединно-океанических хребтов, в большинстве своем, значительно удалены от станций регистрации. Оценки магнитуд происходящих здесь событий (как и выше касательно их глубины) несут большие погрешности; поэтому аналогичный рис. 3 анализ реализовать для зон срединно-океанических хребтов оказалось затруднительным.

Вышеприведенные результаты убедительно свидетельствуют о существенных изменениях характера сейсмического процесса в диапазоне глубин земной коры и верхней мантии. Далее рассмотрим соответствующие им различия в структуре и функционировании разноглубинных разломных зон. После, по результатам такого анализа, снова вернемся к возможной интерпретации максимумов средних величин ( $M_w - M_b$ ) на рис. 3.

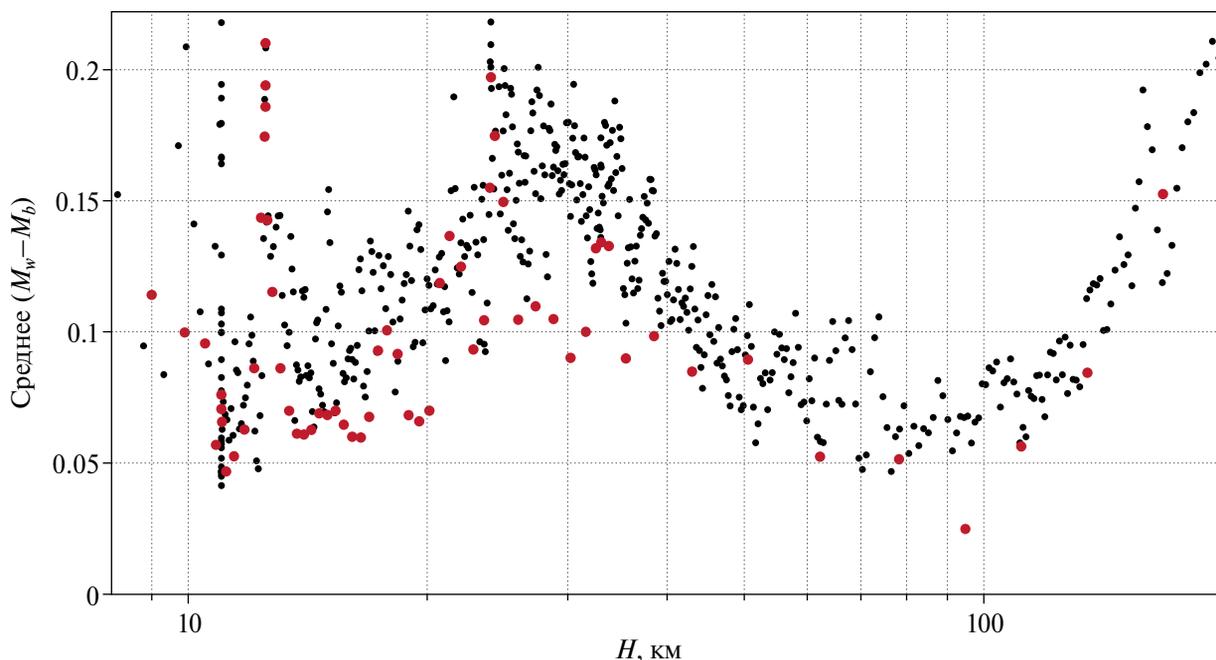


Рис. 3. Изменение средней разницы магнитуд ( $M_w - M_b$ ); черные точки – зоны субдукции, красные – внутриконтинентальные области.

### РАЗНОГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМНЫЕ ЗОНЫ: СТРУКТУРА, МОДЕЛИ ОПИСАНИЯ, ПАРАДОКСЫ

Можно ожидать, что сильной изменчивости параметров сейсмичности будут отвечать и сильные различия в структуре и характере функционирования разноглубинных разломных зон. Применительно к приповерхностным разломным зонам в работе [Кочарян, Шатунов, 2024] убедительно показана чрезвычайно высокая локализованность смещений вдоль довольно плоской и весьма протяженной зоны (“зона магистрального сместителя”, “*principal slip zone*” (PSZ)). Мощность PSZ-зоны часто составляет всего несколько миллиметров (реже десятки–сотни миллиметров), зона эта обычно выполнена ультрамикрoзернистой средой, так называемой глинкой трения. Образование глинки трения связывается с концентрацией напряжений и разрушением выступов бортов разлома и сериями повторных переизмельчений при последующих подвижках по разлому. Образование глинки трения в свою очередь влияет на характер трения на разломе [Кочарян и др., 2023]. Отмечается, что довольно типична картина, когда разлом состоит из серии субпараллельных, сливающихся и расходящихся PSZ-зон разного возраста и разной степени выраженности.

Центральная плоскость разлома, зона PSZ, часто окружена существенно более мощной

(метры, десятки, иногда сотни метров) зоной нарушений, пористость и проницаемость которой на порядки выше соответствующих значений как для вмещающих пород (протолита), так и для центральной PSZ-зоны разлома. При этом отмечается [Будков, Кочарян, 2024; Кочарян, Шатунов, 2024], что известными теориями механики разрушения формирование столь значительной зоны повреждения в направлении, перпендикулярном к плоскости трещины, не описывается. Не вполне понятна и причина частого образования серии как бы дублирующих субпараллельных PSZ-зон сдвига. Особо подчеркивается низкая проницаемость зон PSZ, приближающихся по величине пористости и проницаемости к ненарушенным блокам протолита.

В более глубоких сдвиговых зонах область нарушений, как правило, представлена слоем милонита, мощностью обычно от сотен метров до нескольких километров. Такая зона милонитов часто включает в себя узкий хрупкий разлом, PSZ-зону, что трактуется в работе [Кочарян, Шатунов, 2024] как свидетельство возможности развития хрупкого разрушения вплоть до температур 600–800°C. В пользу такого предположения приводятся свидетельства развития динамических хрупких сдвигов при температурах 500°C и выше [Кочарян и др., 2023].

Можно, однако, предложить и иную трактовку, исходящую из предположения о принципиальном

различия характера приповерхностных и глубинных сдвиговых зон. Считается установленным, что деформация милонитов реализуется механизмами зернограничного проскальзывания и диффузии и отвечает глубинному процессу, заведомо не эффективному при малых  $P$ - $T$ -параметрах [Пуарье, 1988; Teng-fong Wong et al., 2012; и др.]. В приповерхностных условиях слои милонитов отличаются относительно повышенной прочностью и в рельефе часто формируют гребнеобразные выступы и локальные водоразделы [Мейсон, 1981]. Но продолжающаяся к поверхности зона разлома должна как-то продолжать реализовывать деформацию. Такая деформация может реализоваться за счет развития по слою милонита наложенной зоны хрупкого разрушения. В этой модели температура формирования наложенной зоны хрупкого разрушения определяется прекращением эффективного деформирования слоя милонита по механизмам зернограничного проскальзывания и диффузии и может соответствовать примерно  $300\text{--}400^\circ\text{C}$ , а не  $600\text{--}800^\circ\text{C}$ , как указывалось выше.

При каких именно  $P$ - $T$ -условиях в милонитах формируется узкая хрупкая зона разрушения остается неясным. Согласно недавним обзорам [Teng-fong Wong et al., 2012; Okudaira, Shigematsu, 2012; Violay et al., 2017], наиболее характерными условиями *brittle-ductile transition* в типичных для земной коры условиях можно полагать глубины в районе 20 км и температуры  $400\pm 100^\circ\text{C}$ . При этом можно предположить, что граница изменения механизмов деформации в земле — от пластических к хрупким — зависит также и от величины локальных тектонических напряжений (скорости деформаций); а эти последние, по крайней мере в среднем, достаточно малы. Если напряжения будут существенно меньше предела прочности, то они будут медленно релаксировать деформациями слоя милонита, особенно эффективными в микрозернистой среде, где и при низких действующих напряжениях эффективны механизмы зернограничного проскальзывания и диффузии, в совокупности обеспечивающие реализацию так называемого режима структурной сверхпластичности [Пуарье, 1988].

Напомним в этой связи также парадокс, связанный с процессом образования милонитов [Родкин, 1993]. Известно [Пуарье, 1988], что при повышенных  $P$ - $T$ -условиях микрозернистая среда милонитов достаточно эффективно деформируется даже и при малых напряжениях  $\sigma$  в режиме структурной сверхпластичности. Типичные невысокие тектонические напряжения хорошо соответствуют как этой схеме, так

и оценкам действовавших в милонитах напряжений, получаемым, например, по плотности дислокаций в кристаллах. Но образование самих милонитов (а тем более ультрамилонитов) с размером зерен  $d$  в единицы мкм и даже менее при малых напряжениях невозможно; для рекристаллизации вещества в микрозернистую среду требуются высокие напряжения по хорошо известному в материаловедении соотношению  $d \sim 1/\sigma$  [Пуарье, 1988]. Таким образом, образование милонитов предполагает, по крайней мере эпизодическое, возникновение высоких напряжений. При этом систематическая встречаемость, типичность слоев милонитов указывает и на типичность возникновения таких высоких напряжений. Подчеркнем отличие обсуждаемой ситуации от случая образования аналогично микрозернистой глины трения в выходящих на поверхность зонах разломов; последняя образуется за счет концентрации напряжений в отдельных точках. В условиях высоких давлений и температур глубоких горизонтов земной коры, при крайне низкой пористости, такой механизм концентрации напряжений не реализуется.

Что касается возникновения в милонитах быстрых сейсмических подвижек, то с такими событиями принято ассоциировать тонкие слои псевдотахилитов, полагаемых следами фрикционного подплавления, возникающего при сейсмических подвижках.

В обзоре [Кочарян, Шатунов, 2024] отмечается также тот факт, что сейсмические исследования демонстрируют типичность наличия в литосфере субгоризонтальных слоев пониженных скоростей сейсмических волн, для которых характерна также и повышенная концентрация очагов землетрясений. Такие слои могут быть слоями милонитов, которые выделяются в сейсмическом строении как слои пониженных скоростей. Заметим, что механизм образования протяженных механически ослабленных слоев, субпараллельных свободной поверхности, также не вполне понятен.

## ОБСУЖДЕНИЕ

Как сейсмические данные (рис. 2 и рис. 3), так и отличие строения глубинных и более приповерхностных разломных зон определенно указывает на вполне ожидаемые существенные различия в механизмах деформирования приповерхностных и глубинных разломных зон. Информации по строению и механизмам функционирования глубинных зон явно недостаточно, и авторы обзора [Кочарян, Шатунов, 2024]

справедливо отмечают, что о флюидодинамике разломов на значительных глубинах мало что известно. Более того, вполне отчетливо выявляется целый ряд существенных затруднений и противоречий.

Не ясно, как совместить факт типичности образования микрозернистых слоев милонитов (для чего требуются высокие значения напряжений) с режимом их деформирования при относительно низких напряжениях (соответствующих типичным оценкам тектонических напряжений, например, по величине кажущихся и сброшенных напряжений при землетрясениях или по плотности дислокаций в кристаллах [Касахара, 1985; Пуарье, 1988]).

Не ясно, как и почему образуются субпараллельные PSZ-зоны и как и почему формируется довольно обширная зона сильных нарушений в направлении, перпендикулярном плоской и хорошо выраженной зоне PSZ.

Не ясна причина образования в литосфере субгоризонтальных механически ослабленных слоев пониженных скоростей сейсмических волн и повышенной концентрации землетрясений, предположительно выполненных слоями милонитов и обеспечивающих возможность относительного смещения коро-литосферных пластин (примеры таких смещений вполне убедительны и многочисленны [Мейсон, 1981; Novotná et al., 2015; и др.]).

Не ясно, как согласуются данные по низкой проницаемости центральной части разлома с петрологическими свидетельствами об имевших место активных переносах вещества, а значит и о высокой проницаемости этой зоны [Muñoz-Montecinos, Behr, 2023].

Наконец, вспомним высказывание одного из классиков петрологии [Roedder, 1984]: “Подвижность метаморфических флюидов представляет собой парадокс: некоторые метаморфические террейны предоставляют множество свидетельств широко распространенного и относительно быстрого движения флюидов, тогда как другие предоставляют столь же убедительные доказательства почти полного отсутствия миграции флюидов”.

Представляется возможным попробовать объяснить перечисленные затруднения при учете роли метаморфических превращений и связанных с ними аномалий физических свойств. Информация по возникающим при твердотельных превращениях аномалиям прочностных свойств, скоростей процессов переноса и возможным геофизическим приложениям этих

аномалий достаточно полно представлена в монографиях [Калинин и др., 1989; Родкин, 1993; Родкин и др., 2009; Родкин, Рундквист, 2017]. Слои метаморфических превращений, естественно, будут субгоризонтальны. В периоды активизации таких превращений, ввиду изменения плотности пород в стесненном пространстве земных недр, естественно, будут возникать очень высокие локальные напряжения. Сами слои будут довольно мощные, и их мощность будет увеличиваться (до размера в несколько километров) в периоды активизации превращений. При этом, при серии последовательных эпизодов активизации, центры слоев превращений будут смещаться по нормали к общему простиранию области превращения.

В качестве одной из возможных иллюстраций такого рода процессов приведем ссылку на детально изученные глубинные сдвиговые зоны в центральной части Беломорского подвижного пояса. Хорошая обнаженность района исследования и глубокая эрозия этого региона позволяет наиболее полно исследовать области глубинных сдвиговых палеодеформаций, в частности “однозначно и четко установить приуроченность эклогитизации к зонам локальных сдвиговых деформаций” [Травин, Козлова, 2007, с. 285–286]. Авторы делают вывод, что “пластические деформации происходили по системам дискретных зон сдвига, в которых, в отличие от слабдеформированных (но не менее нагруженных) боковых пород, произошли интенсивные метаморфические преобразования – эклогитизация базитов”. При этом “... тела metabазитов, заключенные в гнейсогранитах (боковых породах зоны сдвига), не несут признаков эклогитизации” [Травин, Козлова, 2007, с. 287]. Указывая на тесную пространственно-временную связь процессов деформации и метаморфизма и на отсутствие признаков концентрации напряжений в области сдвига, авторы рассматривают метаморфизм как один из важных факторов развития деформации. Приведенные свидетельства далеко не единичны [Леонов, Колодяжный, 2000; Lund, Austrheim, 2003; Novotná et al., 2015; и др.].

Можно видеть, что в рамках таких представлений находят возможное объяснение перечисленные выше противоречия касательно структуры и свойств глубинных сдвиговых зон. Флюид при этом играет роль катализатора твердотельных превращений. Заметим, что в рамках этих представлений находят возможную интерпретацию и ряд особенностей эмпирических тенденций изменения средних параметров

очагов землетрясений, представленных на рис. 2 и рис. 3. Так на рис. 3 отчетливо видна тенденция увеличения средних значений ( $M_w - M_b$ ) в области глубин более 200 км, где землетрясения полагаются связанными с твердотельными фазовыми переходами, а не с процессами типа гидроразрыва. Увеличение средней разницы ( $M_w - M_b$ ) можно интерпретировать как рост вклада длиннопериодной моды в процесс разрушения в очагах землетрясений. Но подобные же максимумы средних значений ( $M_w - M_b$ ) фиксируются также в интервалах глубин несколько более 10 км и в интервале 30–40 км. Первый интервал можно сопоставить с серией метаморфических превращений в средней коре, в кровле кристаллического фундамента, второй максимум соответствует глубинам процессов эклогитизации. Оба эти типа превращений (глубин земной коры) связаны с наиболее резкими границами изменения средней плотности пород. На рис. 2 положительные относительно общего тренда отклонения значений  $dN$  наблюдаются примерно в этих же интервалах глубин, т.е. совпадают с уже отмеченными интервалами глубин метаморфизма средней коры и области эклогитизации. Заметим, что эти интервалы глубин отвечают в большей степени твердотельным превращениям, например, эклогитизации, в которых значительной дегидратации горных пород не происходит, а флюид играет более роль катализатора превращений, нежели смазки.

Представленные результаты позволяют, пусть пока и предположительно, детализировать представления о различии физических механизмов разноглубинных землетрясений уже не на уровне различия неглубоких, промежуточных и глубоких землетрясений (как это было получено в работе [Rodkin, 2022]), а на уровне отдельных горизонтов преобразования вещества в литосфере.

## ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при поддержке РФФ (проект № 23-27-00395 “Комплекс аномалий в обобщенной окрестности сильного землетрясения; физика процесса и использование в целях прогноза”).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Будков А.М., Кочарян Г.Г. Формирование зоны нарушенного материала в окрестности динамического сдвига по разлому в кристаллическом массиве горных пород // Физическая мезомеханика. 2024. Т. 27. № 1. С. 102–116.

Иванов С.Н. Непроницаемая зона на границе верхней и средней части земной коры // Физика Земли. 1999. № 9. С. 96–102.

Калинин В.А., Родкин М.В. Физическая модель глубокофокусных землетрясений // Изв АН СССР. Сер. Физика Земли. 1982. № 8. С. 3–12.

Калинин В.А., Родкин М.В., Томашевская И.С. Геодинамические эффекты физико-химических превращений в твердой среде. М.: Наука. 1989. 157 с.

Касахара К. Механика землетрясений. М.: Мир. 1985. 264 с.

Кочарян Г.Г., Беседина А.Н., Гридин Г.А., Морозова К.Г., Остапчук А.А. Трение как фактор, определяющий излучательную эффективность подвижек по разломам и возможность их инициирования. Состояние вопроса // Физика Земли. 2023. № 3. С. 3–32. <https://doi.org/10.31857/S0002333723030067>

Кочарян Г.Г., Шатунов И.В. Актуальные вопросы гидрогеологии сейсмогенных разломных зон // Физика Земли. 2024. № 4. С. 182–211.

Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Кунина Н.М. Вертикальная аккреция земной коры: структурно-вещественный аспект. М.: ГЕОС. 2000. 202 с.

Мейсон Р. Петрология метаморфических пород. М.: Мир. 1981. 264 с.

Пуарье Ж.-П. Ползучесть кристаллов. Механизмы деформации металлов, керамики и минералов при высоких температурах. М.: Мир. 1988. 288 с.

Родкин М.В. Роль глубинного флюидного режима в геодинамике и сейсмотектонике. М.: Нац. Геоф. Ком. 1993. 194 с.

Родкин М.В., Никитин А.Н., Васин Р.Н. Сейсмотектонические эффекты твердофазных превращений в геоматериалах. М.: ГЕОС. 2009. 198 с.

Родкин М.В., Рундквист Д.В. Геофлюидодинамика. Приложение к сейсмологии, тектонике, процессам руды и нефтегенеза. Долгопрудный: изд-во “Интеллект”. 2017. 288 с.

Родкин М.В., Липеровская Е.В. О различии физических механизмов разноглубинных землетрясений и характера их ионосферного отклика // Физика Земли. 2023. № 3. С. 48–62.

Травин В.В., Козлова Н.Е. Деформация как фактор метаморфизма. Фундаментальные проблемы геотектоники / Ю.В. Карякин (ред.). Т. 2. М.: ГЕОС. 2007. С. 285–288.

Houston H. Deep earthquakes. In book: Treatise on Geophysics. 2015. P. 329–354. DOI:10.1016/B978-0-444-53802-4.00079-8

Kirby S.H., Durham W.B., Stern L.A. Mantle phase changes and deep earthquake faulting in subducting lithosphere // Science. 1991. № 152. P. 216–225.

Lund M.G., Austrheim H. High-pressure metamorphism and deep-crustal seismicity: evidence from contemporaneous formation of pseudotachylytes and eclogite facies coronas // Tectonophysics 2003. V. 372(1–2). P. 59–83.

- Marone C., Liu M.* Transformation shear instability and the seismogenic zone for deep earthquakes // *Geophys. Res. Lett.* 1997. V. 24. P. 1887–1890.
- Muñoz-Montecinos J., Behr W.M.* Transient permeability of a deep-seated subduction interface shear zone // *Geophysical Research Letters*. 2023. V. 50. e2023GL104244. <https://doi.org/10.1029/2023GL104244>
- Novotná N., Jeřábek P., Pitra P., Lexa O., Racek M.* Repeated slip along a major decoupling horizon between crustal-scale nappes of the Central Western Carpathians documented in the Ochtiná tectonic mélange // *Tectonophysics*. 2015. V. 645. P. 50–64.
- Okudaira T., Shigematsu N.* Estimates of stress and strain rate in mylonites based on the boundary between the fields of grain-size sensitive and insensitive creep // *J. Geophys. Res.* 2012. V. 117. B03210. DOI: 10.1029/2011JB008799
- Rodkin M.V.* Crustal Earthquakes Induced by Solid-State Transformations: A model and Characteristic Precursors // *J. of Earthquake Prediction Research*. 1995. V. 4. № 2. P. 215–223.
- Rodkin M.V.* The Variability of Earthquake Parameters with the Depth: Evidences of Difference of Mechanisms of Generation of the Shallow, Intermediate-Depth, and the Deep Earthquakes // *Pure Appl. Geophys.* 2022. <https://doi.org/10.1007/s00024-021-02927-4>
- Roedder E.* Fluid inclusions // *Reviews in mineralogy*. 1984. V. 12. P. 338–358.
- Role of water in earthquake generation. Special Issue // *Bull. Earth. Res. Inst.* 2001. V. 76. P. 3–4.
- Sornette D.* Mechanochemistry: A Hypothesis for Shallow Earthquakes. *Earthquake Thermodynamics and Phase Transformations in the Earth's Interior* / R. Teisseyre, E. Majewski (eds.). 2001. ACADEMIC PRESS. P. 329–366.
- Teng-fong Wong, Patrick Baud* The brittle-ductile transition in porous rock: A review // *Journal of Structural Geology*. 2012. V. 44. P. 25–53. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2012.07.010>
- Officer T., Secco R.A.* Detection of high PT transformational faulting in Fe<sub>2</sub>SiO<sub>4</sub> via in-situ acoustic emission: Relevance to deep-focus earthquakes // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2020. V. 300. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2020.106429>
- Violay M., Heap M.J., Acosta M. et al.* Porosity evolution at the brittle-ductile transition in the continental crust: Implications for deep hydro-geothermal circulation // *Sci. Rep.* 2017. V. 7. P. 7705. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-08108-5>

## On the Fluid-Metamorphic Regime of Deep Fault Zones (In Connection with the Article by G.G. Kocharyan and I.V. Shatunov “Topical Issues in Hydrogeology Of Seismogenic Fault Zones”)

M. V. Rodkin<sup>a,b, \*</sup>

<sup>a</sup>*Institute of Earthquake Prediction Theory and Mathematical Geophysics, Russian Academy of Sciences, Moscow, 119997 Russia*

<sup>b</sup>*Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123242 Russia*

\*e-mail: [rodkin@mitp.ru](mailto:rodkin@mitp.ru)

Received March 19, 2024

revised March 20, 2024

accepted March 25, 2024

**Abstract** – To a large extent, the deep fluid regime plays a key role in seismicity, aseismic deformation of the lithosphere, and ore and oil genesis processes. An informative detailed analysis of the hydrogeology of shallow fault zones is presented in (Kocharyan and Shatunov, 2024), where it is noted that the nature of fluid dynamics of deep faults is poorly understood. In this article, the main attention is paid to the problems of describing deep fault zones, and a number of contradictions arising from this consideration are pointed out. It is shown that the challenges of such a description are largely eliminated by considering the processes of metamorphism and related anomalies in the physical properties of the Earth's interior. A further refinement of the proposition that earthquakes occurring at different depths have different physical mechanisms is presented.

**Keywords:** earthquakes, deep fault zones, fluid-metamorphic processes