

ISSN 0002-3337

Номер 4

Июль - Август 2023



ФИЗИКА ЗЕМЛИ

www.sciencejournals.ru

В журнале публикуются оригинальные теоретические и экспериментальные научные работы и обзоры по глобальной и прикладной геофизике, касающиеся изучения земных недр.



СОДЕРЖАНИЕ

Номер 4, 2023

Поправки к теории упругого изгиба тонких плит для 2D-моделей в приближении Рейснера <i>А. П. Трубицын, В. П. Трубицын</i>	3
Миграция аномальных смещений на флангах формирующегося очага – модель “качели” <i>В. Г. Бондур, И. А. Гарагаш, М. Б. Гохберг, Д. А. Алексеев</i>	16
Сейсмотектонические изменения перед землетрясением Суматра 26.12. 2004 г., $M = 9.1$ <i>Г. А. Соболев, И. Н. Мигунов</i>	29
Электросопротивление ϵ -Fe при высоких давлениях ступенчатого ударного сжатия <i>А. М. Молодец, А. А. Голышев</i>	39
Спрединг в северной части Евразийской литосферной плиты по данным GPS-измерений и его возможная геодинамическая интерпретация <i>В. И. Шевченко, А. А. Лук</i>	53
Анализ современных деформаций Северо-Западного Кавказа и Предкавказья по данным ГНСС <i>Г. М. Стеблов, А. О. Агибалов, Д. Е. Белобородов, В. А. Зайцев, В. П. Передерин, Ф. В. Передерин, А. А. Сенцов, К. В. Фадеева</i>	65
Геоэлектрическая модель центральной части Северного Кавказа и его флюидонасыщение <i>В. В. Белявский</i>	75
Картирование магматических комплексов по данным гидромагнитных съемок Баренцевоморского региона <i>И. В. Лыгин, Д. А. Арутюнян, Т. Б. Соколова, К. М. Кузнецов, К. В. Кривошея</i>	96
Термическая история литосферы Колтогорско-Уренгойского Грабена Западно-Сибирского бассейна в районе СКВ. СГ-6 – численная реконструкция в рамках системы моделирования плоских бассейнов GALO <i>Ю. И. Галушкин</i>	115
Изменения теплопроводности пород литосферы Западно-Сибирского бассейна в районе СКВ. Тюменская СГ-6 <i>Ю. И. Галушкин</i>	135
Отклик песчаных и глинистых грунтов при слабых и сильных сейсмических воздействиях <i>Е. В. Дещеревская, О. В. Павленко</i>	146
Диссипативная сейсмика для оценки параметров углеводородного коллектора <i>И. Я. Чеботарева, Э. Д. Роде</i>	163

ПОПРАВКИ К ТЕОРИИ УПРУГОГО ИЗГИБА ТОНКИХ ПЛИТ ДЛЯ 2D-МОДЕЛЕЙ В ПРИБЛИЖЕНИИ РЕЙСНЕРА

© 2023 г. А. П. Трубицын¹, *, В. П. Трубицын¹

¹Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

*E-mail: atrub@yandex.ru

Поступила в редакцию 18.02.2022 г.

После доработки 07.02.2023 г.

Принята к публикации 01.03.2023 г.

Расчеты упругих изгибных напряжений и деформаций в литосфере обычно проводятся на основе теории Кирхгофа–Лява для тонких плит. Критерием ее применимости является малость отношения толщины плиты к ее длине. В океанических плитах благодаря выталкивающей силе мантии основные деформации распределены не равномерно вдоль плиты, а сосредоточены вблизи зоны субдукции. Поэтому эффективная длина изгибающейся части плиты в несколько раз меньше реальной длины, и критерий тонкости плит частично нарушается. В работе анализируется возможность применения уравнений изгиба толстых плит. Имеющиеся вариационные теории 3D-изгиба толстых плит намного более сложные по сравнению с теорией Кирхгофа–Лява, так как требуют решения не одного дифференциального уравнения, а трех, и из-за трудоемкости имеют ограниченное применение. Поскольку в геофизических приложениях часто используются 2D-модели, то в работе детально анализируются возможности и точность теории изгиба толстых пластин для 2D-моделей. Оригинальные уравнения 3D-изгиба толстых плит Рейснера после перехода к 2D для плоской деформации и плоского напряжения выписываются в форме, аналогичной уравнениям Кирхгофа с аддитивными поправками, и дополняются явными выражениями для продольного смещения. Сравнение аналитических решений 2D-уравнений Рейснера с точными решениями показывает, что она дает поправку только для функции изгиба плиты. Но эта поправка уточняет теорию Кирхгофа–Лява почти на порядок. При этом решение уравнений оказывается практически таким же простым, как и уравнений тонких плит.

Ключевые слова: океанические плиты, изгибы, деформации.

DOI: 10.31857/S0002333723040129, EDN: TMLDDQ

1. ВВЕДЕНИЕ

1.1. Изгибы океанических плит

Теория упругого изгиба тонких пластин широко используется при изучении тектоники литосферы. Примером может служить расчет изгиба литосферных плит в зоне субдукции. На рис. 1 изображен профиль океанической плиты толщиной h вблизи зоны субдукции.

Величину вертикального смещения срединной линии плиты, называемую функцией изгиба, обозначают через $w(x)$. Ось z обычно направляют вниз и x – вправо. Верхнюю и нижнюю поверхности плиты обычно принимают скользящими, с нулевыми касательными напряжениями

$$\sigma_{xz}(x, z = -h/2) = \sigma_{xz}(x, z = h/2) = 0. \quad (1)$$

При двух сжимающих нагрузках с абсолютной величиной q_1 на верхней и q_2 на нижней поверхности плиты граничное условие для нормальных напряжений имеет вид (положительными считаются растягивающие напряжения):

$$\sigma_{zz}(x, z = -h/2) = -q_1(x), \quad (2)$$

$$\sigma_{zz}(x, z = h/2) = -q_2(x). \quad (3)$$

На концах плиты $x = 0$ и $x = L$ обычно задают заранее неизвестные поперечные силы и изгибающие моменты [Теркот, Шуберт, 1985]. Однако удобнее задавать известные по измерениям вертикальное смещение w_0 (глубина субдукции) и его производную $\varphi = dw/dx$ (угол погружения плиты) [Трубицын, Трубицын, 2022]

$$w(x = 0) = w_0, \quad (4)$$

$$w'(x = 0) = w'_0, \quad (5)$$

$$w(x = L) = w_L, \quad (6)$$

$$w'(x = L) = w'_L. \quad (7)$$

Океанические плиты изгибаются в основном вдоль направления от хребта до зоны субдукции, по оси x . В перпендикулярном направлении по

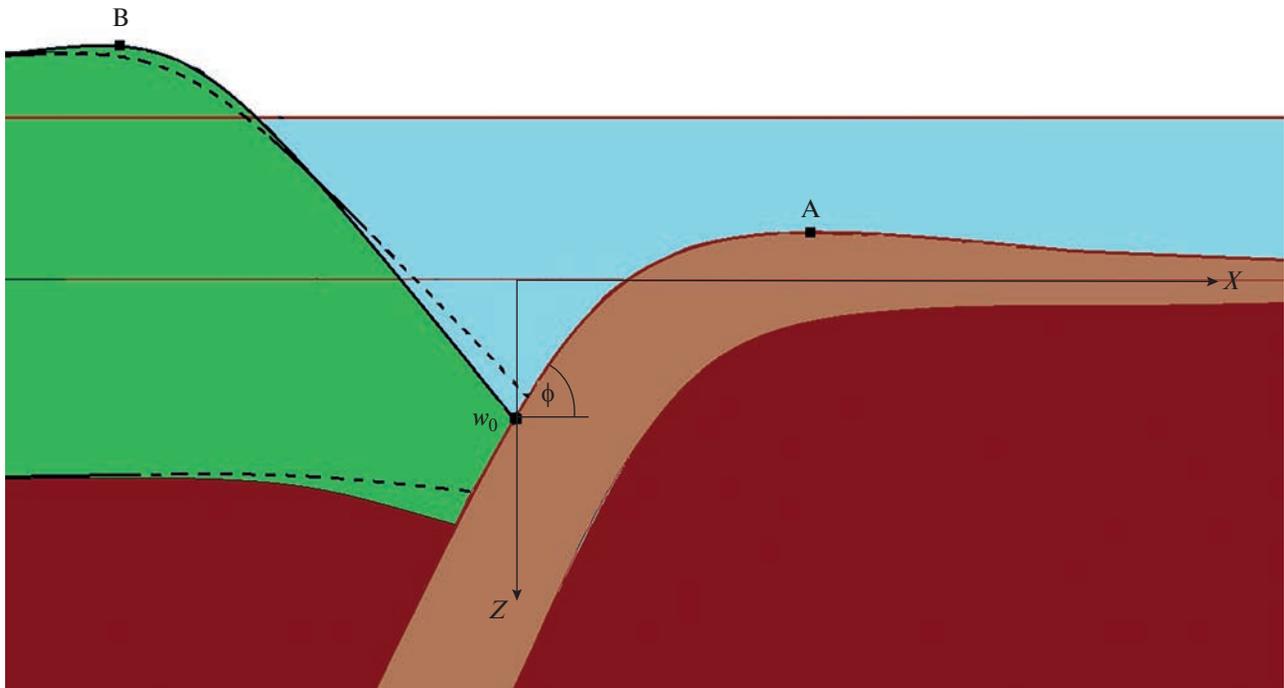


Рис. 1. Изогнутая океаническая плита (коричневый цвет) и край континентальной плиты (зеленый цвет) вблизи желоба. Пунктиром показан континентальный край, выпрямляющийся после землетрясения при уменьшении силы трения с погружающейся океанической плитой. Глубина желоба – w_0 , угол субдукции – ϕ , внешнее поднятие (выгиб) океанической плиты – А, континентального края – В. Масштаб по вертикальной оси преувеличен.

оси y соседние плиты разделены трансформными разломами, для которых можно приближенно принять условие касательного скольжения и нулевого нормального смещения. Тогда, если все свойства плиты и граничные условия на торцах не зависят от координаты y , то напряженное состояние плиты будут соответствовать плоской деформации. В настоящее время напряженное состояние океанических плит изучают, в основном, на такой модели цилиндрического изгиба [Теркот, Шуберт, 1985], хотя есть работы и по трехмерным моделям океанических плит.

Тело называют пластиной, если отношение ее толщины к длине $h/L < 1/3$. При $h/L < 1/10$ пластина считается тонкой, $h/L < 1/10 - 1/5$ – умеренной толщины, при $1/5 < h/L < 1/3$ – толстой. В геофизике расчеты напряженного состояния океанических плит по настоящее время проводятся только на основе теории изгиба тонких пластин Кирхгофа. Длины океанических плит имеют порядок $L \sim 1000$ км, и при толщине $h \sim 50$ км их отношение $h/L \sim 1/20$. Поэтому ранее не было сомнений в высокой точности расчетов при использовании теории Кирхгофа. Однако нужно учесть, что деформации изгиба океанических плит распределены не равномерно по их длине, а сосредоточены вблизи зоны субдукции. Типичная эффективная длина плит (размер области сосредоточения деформаций) $L_{ef} < 200$ км. Поэтому при толщине упругого слоя плиты $h \approx 50$ км отноше-

ние $h/L \sim 1/4$, и в теории изгиба литосферных плит возникает необходимость нахождения поправок. Их величина может быть порядка $(h/L)^2 \sim 10\%$.

Отметим, что кроме океанических плит, теорию изгиба можно применить и к активным окраинам континентальных плит (см. рис. 2), которые благодаря сцеплению с погружающейся океанической плитой продольно сжимаются и изгибаются перед землетрясением с профилем, аналогичным океанической плите, а после землетрясения частично восстанавливаются [Трубицын, 2012].

1.2. Общие 2D-уравнения теории упругости

При ненулевом коэффициенте Пуассона упругие деформации в разных плоскостях взаимно связаны. Поэтому двумерные модели напряженно-деформированного состояния, не зависящие от третьей координаты y , возможны только в двух случаях, когда не только свойства среды и внешние силы не зависят от координаты y , но на боковых поверхностях, кроме условия скольжения, задано условие или нулевого нормального напряжения, или нулевого нормального смещения.

В моделях плоского напряженного состояния принимается равным нулю нормальное напряжение $\sigma_{yy} = 0$, касательные напряжения $\sigma_{xy} = 0$, $\sigma_{zy} = 0$ и деформации $\epsilon_{yx} = 0$, $\epsilon_{yz} = 0$. Обычно эта модель

относится к узким балкам со свободными на боках граничными условиями. При этом, хотя, строго говоря, условия совместности выполняются только при стремлении ширины балки к нулю, эта модель имеет большое применение. В модели плоского напряжения общие уравнения упругости для 15 компонент напряженного состояния сводятся к 11 уравнениям для четырех компонент смещений, четырех деформаций и трех напряжений (являющихся функциями x и z) [Тимошенко, 1937; 1972]. Соотношения Коши:

$$\begin{aligned} \varepsilon_{xx} &= \frac{\partial u_x}{\partial x}, \quad \varepsilon_{yy} = \frac{\partial u_y}{\partial y}, \quad \varepsilon_{zz} = \frac{\partial u_z}{\partial z}, \\ \varepsilon_{xz} &= \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_x}{\partial z} + \frac{\partial u_z}{\partial x} \right). \end{aligned} \quad (8)$$

Соотношения Гука:

$$\begin{aligned} E\varepsilon_{xx} &= \sigma_{xx} - \nu\sigma_{zz}, \quad E\varepsilon_{zz} = \sigma_{zz} - \nu\sigma_{xx}, \\ E\varepsilon_{xz} &= (1 + \nu)\sigma_{xz}, \quad E\varepsilon_{yy} = -\nu(\sigma_{xx} + \sigma_{zz}), \end{aligned} \quad (9)$$

$$\begin{aligned} \sigma_{xx} &= \frac{E}{1 - \nu^2} (\varepsilon_{xx} + \nu\varepsilon_{zz}), \\ \sigma_{zz} &= \frac{E}{1 - \nu^2} (\varepsilon_{zz} + \nu\varepsilon_{xx}), \\ \sigma_{xz} &= \frac{E}{1 + \nu} \varepsilon_{xz}, \quad \sigma_{yy} = 0. \end{aligned} \quad (10)$$

Уравнения равновесия:

$$\frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial z} = 0, \quad \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{zz}}{\partial z} = 0. \quad (11)$$

В моделях плоской деформации принимается равным нулю смещение $u_y = 0$, то есть все смещения лежат в одной плоскости $u_x = u_x(x, z)$, $u_z = u_z(x, z)$. Также равны нулю деформации $\varepsilon_{yy} = 0$, $\varepsilon_{yx} = 0$, $\varepsilon_{yz} = 0$ и напряжения $\sigma_{xy} = 0$, $\sigma_{zy} = 0$. В этой модели условия совместности выполняются при любой ширине, и она применяется для плит, которые стеснены по нормали с боков, а также могут быть зашпемлены по торцам. Общие уравнения упругости для 15 компонент напряженного состояния при плоской деформации сводятся к 9 уравнениям для двух компонент смещений, трех деформаций и четырех напряжений (являющихся функциями x и z) [Тимошенко, 1972].

Из общего соотношения Гука $E\varepsilon_{yy} = \sigma_{yy} - \nu\sigma_{xx} - \nu\sigma_{zz}$ при $\varepsilon_{yy} = 0$ следует, что

$$\sigma_{yy} = -\nu(\sigma_{xx} + \sigma_{zz}). \quad (12)$$

Формулы Коши остаются теми же:

$$\begin{aligned} \varepsilon_{xx} &= \frac{\partial u_x}{\partial x}, \quad \varepsilon_{yy} = \frac{\partial u_y}{\partial y}, \\ \varepsilon_{zz} &= \frac{\partial u_z}{\partial z}, \quad \varepsilon_{xz} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_x}{\partial z} + \frac{\partial u_z}{\partial x} \right). \end{aligned} \quad (13)$$

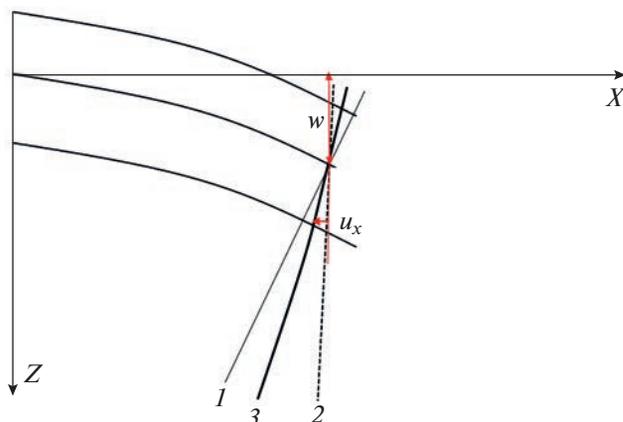


Рис. 2. Схематическое представление деформаций изгиба плиты: 0 – вертикальное начальное положение поперечного сечения; 1 – поворот сечения без учета сдвига с сохранением перпендикулярности к средней линии; 2 – поворот с учетом дополнительного поворота благодаря поперечному сдвигу с сохранением прямолинейности; 3 – $\partial u_x / \partial z$ полный поворот поперечного сечения с учетом поворота прямого сечения и с учетом его изгиба. Ось x направлена вправо, ось z – вниз, продольное смещение в нижней половине плиты (вдоль оси z) направлено влево (против оси x).

С учетом (12) остальные формулы закона Гука упрощаются:

$$\begin{aligned} E\varepsilon_{xx} &= (1 - \nu^2)\sigma_{xx} - \nu(1 + \nu)\sigma_{zz}, \\ E\varepsilon_{zz} &= (1 - \nu^2)\sigma_{zz} - \nu(1 + \nu)\sigma_{xx}, \\ E\varepsilon_{xz} &= (1 + \nu)\sigma_{xz}, \end{aligned} \quad (14)$$

$$\begin{aligned} (1 + \nu)(1 - 2\nu)\sigma_{xx} &= E[(1 - \nu)\varepsilon_{xx} + \nu\varepsilon_{zz}], \\ (1 + \nu)(1 - 2\nu)\sigma_{zz} &= E[(1 - \nu)\varepsilon_{zz} + \nu\varepsilon_{xx}], \\ (1 + \nu)\sigma_{xz} &= E\varepsilon_{xz}. \end{aligned} \quad (15)$$

Уравнения равновесия сохраняют прежний вид:

$$\frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial z} = 0, \quad \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{zz}}{\partial z} = 0. \quad (16)$$

При сравнении (8)–(11) и (12)–(16) видно, что все уравнения для плоской деформации (для изгиба плиты, *plate*) можно получить из уравнений для плоского напряжения (для изгиба балки *beam*) заменой:

$$E \rightarrow E/(1 - \nu^2), \quad \nu \rightarrow \nu/(1 - \nu), \quad (17)$$

Свободную с боков узкую балку изогнуть легче, чем закрепленную с боков плиту.

Продифференцировав соотношения Коши по x и z и учитывая соотношения Гука и уравнения равновесия, можно исключить смещения и деформации и привести обе системы 2D-уравнений в напряжениях к одинаковому виду:

$$\left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2}\right)(\sigma_{xx} + \sigma_{zz}) = 0, \quad \frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial z} = 0, \quad (18)$$

$$\frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{zz}}{\partial z} = 0,$$

где первое уравнение является условием совместности Сен-Венана. Оно необходимо, так как три неизвестных напряжения нельзя однозначно найти из двух уравнений равновесия. Три уравнения (18) оказываются одинаковыми для обеих моделей, плоского напряжения и плоской деформации. Зная эти напряжения, по уравнениям (8)–(11) и (12)–(16) находятся деформации и смещения, которые для модели плоской деформации и плоского напряжения уже будут разными.

Если сделать замену переменных и ввести функцию напряжения $\phi(x, z)$ по формулам:

$$\sigma_{xx} = \frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2}, \quad \sigma_{zz} = \frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2}, \quad \sigma_{xz} = -\frac{\partial^2 \phi}{\partial x \partial z}, \quad (19)$$

то система уравнений (18) сведется к одному уравнению:

$$\frac{\partial^4 \phi}{\partial x^4} + 2 \frac{\partial^4 \phi}{\partial x^2 \partial z^2} + \frac{\partial^4 \phi}{\partial z^4} = 0. \quad (20)$$

Кроме переменных напряжения, деформации и смещения в описание изгиба включают также интегральные переменные: изгибный момент и поперечную силу:

$$M = \int_{-h/2}^{h/2} \sigma_{xx} z dz, \quad Q = \int_{-h/2}^{h/2} \sigma_{xz} dz. \quad (21)$$

2. УРАВНЕНИЯ ТЕОРИИ УПРУГОГО ИЗГИБА ПЛИТ И БАЛОК

Общую систему 3D-уравнений упругости для расчета изгиба плит и балок можно упростить, учитывая, что для них толщина h намного меньше длины L и разлагая смещения, деформации и напряжения в ряды по параметру h/L . При этом обычно теория строится для изгиба плит с нулевыми касательными и произвольными нормальными напряжениями на верхней и нижней поверхностях плит, а также без учета эффектов сжатия плиты продольными усилиями. В 1811 г., еще до формулировки теории упругости в виде уравнений Навье, Софи Жермен вариационным методом показала, что приближенно расчет изгиба тонких пластин можно свести к решению одного дифференциального уравнения для функции изгиба срединной линии плиты $w(x, y)$. Компоненты смещений, деформаций и напряжений как функции трех переменных x , y и z могут быть найдены по явным алгебраическим выражениям, содержащими производные от функции двух переменных $w(x, y)$. Это соответствует тому, что для рассматриваемой тонкой плиты удается в общем

виде проинтегрировать уравнения упругости по переменной z .

Полученные С. Жермен выражения содержали некоторые ошибки, которые исправил в 1813 г. Г. Лагранж. В 1850 г. Ж. Кирхгоф предложил упростить вывод уравнения изгиба тонких пластин первого приближения по h/L с помощью постулатов, которые были систематизированы в монографии Лява. При этом Ж. Кирхгоф объяснил физический смысл делаемых допущений: а именно теория изгиба тонких плит не учитывает влияния поперечного сдвига и поперечного сжатия на напряжения и смещения. Хотя эти уравнения были получены усилиями многих ученых, для краткости их часто называют уравнениями Кирхгофа–Лява или уравнениями классической теории пластинок, или элементарной теорией пластинок. Эти уравнения рассматриваются как первое приближение общих уравнений упругости для изгиба тонких плит с точностью до первых ненулевых членов по малому параметру h (обычно длину L опускают) для каждой переменной.

В дальнейшем для расчета изгиба толстых пластин были построены варианты уточненной теории: в 1921 г. это сделал С.П. Тимошенко, в 1945 г. Е. Рейснер и в 1951 г. Р. Миндлин. Эти теории часто называют теориями Тимошенко–Рейснера. В этих теориях несколько различными способами учитывались поперечные сдвиговые деформации. По сравнению с теорией тонких плит первого приближения теории изгиба толстых пластин оказываются намного сложнее, так как требуют решения не одного уравнения для функции изгиба срединной линии $w(x, z)$, а еще и дифференциального уравнения для поперечных сил, учитывающего эффект деформации поперечного сдвига при изгибе плиты (см. исторический обзор [Challamel, Elishakoff, 2019]). Эти теории строго математически нельзя называть теориями второго (по сравнению с теорией Кирхгофа) приближения, поскольку, как будет видно ниже, они учитывают не все члены следующего порядка малости по h/L , а только их часть. Работы по систематизации, дальнейшему уточнению и математическому обоснованию теорий изгиба толстых плит продолжаются по настоящее время [Рябенков, 2012].

Еще раз отметим, что в рассматриваемых теориях тонких и толстых пластин при выводе уравнений для упрощения дополнительно принимается условие нулевой нормальной силы, приложенной к торцам плиты. Поэтому эти теории описывают изгиб пластин, вызванный только поперечной нагрузкой, без учета возможного коблечения продольными усилиями.

Уравнения Кирхгофа–Лява могут рассматриваться как первое приближение в разложении уравнений упругости для изгиба тонких плит по малому параметру – толщине плиты. Стандартной процедурой получения второго приближения является учет членов следующего порядка малости. Однако такая задача оказывается слишком

сложной благодаря тому, что нужно преобразовать 15 взаимосвязанных уравнений Коши, Гука и уравнения равновесия. При этом уже первые ненулевые члены разных компонент деформации и напряжений оказываются малыми разного порядка. Вдобавок разложение для продольного напряжения σ_{xx} содержит нечетные степени малого параметра h , а сдвигового напряжения σ_{xz} – четные. Поэтому при выводе уравнений теории толстых плит вводятся дополнительные математические упрощения. Обычно в теориях толстых пластин решение, уточняющее уравнения Кирхгофа, ищется не методом разложения в ряды по малому параметру h , а вариационным методом. В теории Е. Рейснера решения для продольного напряжений σ_{xx} как функции x, y, z ищутся в классе функций, являющихся произведениями функции от z и функции от x, y . Более того, зависимость напряжения σ_{xx} от z принимается, подобно выражениям Кирхгофа–Лява, линейной с коэффициентом пропорциональности, равным изгибающему моменту $\sigma_{xx} \sim M(x, y)z$ (определение момента см. ниже (22)). Кроме того, явно пренебрегается зависимостью вертикального смещения от z -координаты $u_z(x, y, z) \approx w(x, y)$. Функция изгиба $w(x, y)$, определяющая изгибающие моменты и поперечные силы, считается неизвестной, и дифференциальное уравнение для нее находится из условия минимума виртуальной работы Кастильяно [Szilard, 2004].

В теории С.П. Тимошенко решение также ищется вариационным способом, но в виде линейной зависимости от z продольного смещения $u_z(x, y, z)$ с коэффициентом пропорциональности, равным среднему по толщине углу поворота поперечного сечения изгибаемой балки. Поэтому эти теории близки, хотя уравнения имеют несколько различный вид.

При плоской деформации система 3D-уравнений теории Рейснера [Reissner, 1945] по работе [Тимошенко, Войновский-Кригер, 1966, С. 195] состоит из соотношений:

$$\begin{aligned} \sigma_{xx} &= \frac{12M_x}{h^3} z, & \sigma_{yy} &= \frac{12M_y}{h^3} z, \\ \sigma_{xy} &= \frac{12M_{xy}}{h^3} z, & \sigma_{xz} &= \frac{6Q_x}{h^3} \left(\frac{h^2}{4} - z^2 \right), \\ \sigma_{yz} &= \frac{6Q_y}{h^3} \left(\frac{h^2}{4} - z^2 \right), & \sigma_{zz} &= -\frac{1}{2} q \left(1 - \frac{3z}{h} + \frac{4z^3}{h^3} \right), \end{aligned} \quad (22)$$

где M и Q – моменты и поперечные силы:

$$\begin{aligned} M_x &= \int_{-h/2}^{h/2} \sigma_{xx} z dz, & M_y &= \int_{-h/2}^{h/2} \sigma_{yy} z dz, \\ M_{xy} &= \int_{-h/2}^{h/2} \sigma_{xy} z dz, & Q_x &= \int_{-h/2}^{h/2} \sigma_{xz} z dz, \\ Q_y &= \int_{-h/2}^{h/2} \sigma_{yz} z dz \end{aligned} \quad (23)$$

находимые из дифференциальных уравнений:

$$Q_x - \frac{h^2}{10} \nabla^2 Q_x = -D \left(\frac{\partial^3 w}{\partial x^3} + \frac{\partial^3 w}{\partial x \partial y^2} \right) - \frac{h^2}{10(1-\nu)} \frac{\partial q}{\partial x}, \quad (24)$$

$$Q_y - \frac{h^2}{10} \nabla^2 Q_y = -D \left(\frac{\partial^3 w}{\partial y^3} + \frac{\partial^3 w}{\partial x^2 \partial y} \right) - \frac{h^2}{10(1-\nu)} \frac{\partial q}{\partial y},$$

$$M_x = -D \left(\frac{\partial^2 w}{\partial x^2} + \nu \frac{\partial w^2}{\partial y^2} \right) + \frac{h^2}{5} \frac{\partial Q_x}{\partial x} - \frac{\nu}{1-\nu} \frac{qh^2}{10},$$

$$M_y = -D \left(\frac{\partial^2 w}{\partial y^2} + \nu \frac{\partial w^2}{\partial x^2} \right) + \frac{h^2}{5} \frac{\partial Q_y}{\partial y} - \frac{\nu}{1-\nu} \frac{qh^2}{10}, \quad (25)$$

$$M_{xy} = (1-\nu) D \frac{\partial^2 w}{\partial x \partial y} - \frac{h^2}{10} \left(\frac{\partial Q_x}{\partial x} + \frac{\partial Q_y}{\partial y} \right)$$

и уравнения для функции изгиба w :

$$D \nabla^2 \nabla^2 w = q - \frac{(2-\nu)h^2}{(1-\nu)10} \nabla^2 q, \quad D = \frac{Eh^3}{12(1-\nu^2)}. \quad (26)$$

Система 3D-уравнений Е. Рейснера (22)–(26) позволяет найти функцию изгиба $w(x, y)$ и компоненты напряженного состояния плиты σ_{ik} . При пренебрежении членами с h^2 в уравнениях (24)–(26) система уравнений (22)–(26) переходит в уравнения Кирхгофа–Лява. В отличие от последних система уравнений Рейснера оказывается намного сложнее, так как кроме уравнения в частных производных второго порядка для функции $w(x, y)$ включает еще два уравнения второго порядка для поперечных сил $Q_x(x, y)$ и $Q_y(x, y)$.

Несмотря на то, что уравнения Рейснера были получены более 70 лет назад, они продолжают анализироваться до настоящего времени. Даже для простой тестовой модели 3D-изгиба защемленной прямоугольной пластины с равномерной нагрузкой численные решения уравнений (22)–(26) все еще продолжают уточняться [Сухотерин и др., 2017].

Поскольку для геофизических приложений часто используются двумерные модели изгиба плит, то в настоящей работе детально анализируются двумерные уравнения изгиба толстых плит. Так как для некоторых 2D-задач имеются точные решения общих уравнений упругости в аналитическом виде, то возможно детальное сравнение. Несмотря на то, что, как будет показано ниже, расчет функции изгиба толстых двумерных плит и балок оказывается очень простым и в то же время почти на порядок более точным, теория изгиба толстых плит в геофизических приложениях еще остается невостребованной.

Для перехода к 2D-уравнениям Рейснера для плоской деформации изгиба плит положим равными нулю все производные по y и равными нулю напряжения $\sigma_{yx} = \sigma_{yz} = 0$. В результате для определения функции изгиба $w(x)$ и напряжений σ_{xx} , σ_{xz} и σ_{zz} получим систему уравнений:

$$\sigma_{xx} = \frac{12}{h^3} M z, \quad \sigma_{xz} = \frac{3}{2h} \left(1 - \frac{4z^2}{h^2}\right) Q, \quad (27)$$

$$\sigma_{zz} = -\frac{q}{2} \left(1 - \frac{3z}{h} + \frac{4z^3}{h^3}\right), \quad \sigma_{yy} = \nu(\sigma_{xx} + \sigma_{zz}), \quad (28)$$

$$M_x = M = -Dw'' - \frac{2-\nu}{10(1-\nu)} h^2 q, \quad (29)$$

$$M_y = \nu M + \nu \frac{qh^2}{10}, \quad M_{xy} = 0,$$

$$Q_x = Q = -Dw''' - \frac{2-\nu}{10(1-\nu)} h^2 q', \quad Q_y = 0, \quad (30)$$

$$Dw'''' = q - \frac{2-\nu}{10(1-\nu)} h^2 q''. \quad (31)$$

Полученная простым переходом к 2D-моделям система уравнений Рейснера все еще остается сложнее уравнений Кирхгофа, так как дополнительно требует решения дифференциального уравнения (30) для момента $Q(x)$. Однако это уравнение можно проинтегрировать в общем виде и заменить алгебраическим соотношением, если воспользоваться общими уравнениями равновесия. Интегрируя по z второе уравнение равновесия (16) с учетом (27), (28) и граничного условия (2), получим $Q' = \sigma_{zz}(z = -h/2) - \sigma_{zz}(z = h/2)$, то есть

$$Q' = -q. \quad (32)$$

Формула (32) является известным уравнением баланса сил по вертикали. Подставляя ее в (29) и (30), перепишем уравнения (29)–(31) в более простом виде:

$$M = -Dw'' - bq, \quad Q = M', \quad Q' = -q, \quad (33)$$

$$Dw'''' = q - bq'',$$

где

$$b = \frac{1}{10} \frac{2-\nu}{1-\nu} h^2. \quad (34)$$

Систему 2D-уравнений Рейснера можно записать в более полной форме, добавив явные выражения для продольного смещения $u_x(x, z)$. Поперечное смещение u_z в соответствии с исходными предположениями полагается равным изгибной функции $u_z(x, z) = w(x)$. Используя этот факт, можно найти $u_x(x, z)$ по соотношениям Гука и Коши для плоской деформации (13), (14). Учитывая выражение для модуля сдвига

$$G = \frac{E}{2(1+\nu)}, \quad (35)$$

получим

$$\frac{\partial u_x}{\partial z} = \frac{1}{G} \sigma_{xz} - \frac{\partial u_z}{\partial x} = \frac{1}{G} \sigma_{xz} - w'.$$

Далее используем σ_{xz} из (27):

$$\frac{\partial u_x}{\partial z} = \frac{3Q}{2Gh} \left(1 - \frac{4z^2}{h^2}\right) - w'$$

и интегрируем по z

$$u_x = \frac{3Q}{2Gh} \left(z - \frac{4z^3}{3h^2}\right) - w'z + C(x).$$

Поскольку в теории Рейснера, как и в теории Кирхгофа, не учитываются продольные смещения точек срединной линии и считается, что $u_x(x, 0) = 0$, то $C(x) = 0$. В результате:

$$u_x = -w'z + \frac{3Q}{2Gh} \left(z - \frac{4z^3}{3h^2}\right). \quad (36)$$

В этом выражении можно выделить первый член и две поправки к нему: $u_x(x, z) = -u_0 + \delta_1 - \delta_2$. Первый член $-u_0$ соответствует приближению Кирхгофа для тонких пластинок, при котором продольное смещение зависит от поперечной координаты z линейно с коэффициентом, равным dw/dx . Это означает, что поперечное сечение плиты при изгибе поворачивается, всюду оставаясь все время перпендикулярным срединной линии. Поправка δ_1 , тоже линейная по z , уменьшает поворот сечения. Другая поправка δ_2 , пропорциональная z^3 , несколько увеличивает поворот сечения, но при этом добавляет его изгиб. Обе поправки обращаются в нуль при бесконечном модуле сдвига G , то есть в отсутствие сдвига слоев.

При учете изгиба сечения необходимо ввести средний угол поворота $\theta(x)$, который по Рейснеру [Reissner, 1945] определяют методом наименьших квадратов, то есть из условия:

$$\int_{-h/2}^{h/2} (u_x - \theta z)^2 dz = \min. \quad (37)$$

Приравнивая вариацию (дифференцируя по переменной θ) этого интеграла нулю

$$\frac{d}{d\theta} \int_{-h/2}^{h/2} (u_x - \theta z)^2 dz = 0, \quad (38)$$

получим выражение, определяющее в общем виде средний угол поворота сечения

$$\theta = \frac{12}{h^3} \int_{-h/2}^{h/2} u_x z dz = \frac{1}{I} \int_{-c}^c u_x z dz, \quad (39)$$

где $I = h^3/12$ – момент инерции поперечного сечения плиты или балки. Подставляя (36) в (39), получим конкретное выражение θ в приближении Рейснера:

$$\theta = -w' + \frac{6Q}{5Gh} = -w' + \frac{12(1+\nu)Q}{5Eh}. \quad (40)$$

В результате полная система уравнений изгиба толстых плит при плоской деформации с задан-

ной нагрузкой сверху $q(x)$ в приближении Рейснера принимает вид

$$\begin{aligned} Dw'''' &= q - bq'', \quad M = -Dw'' - bq, \\ Q &= -Dw''' - bq', \end{aligned} \quad (41)$$

$$\begin{aligned} \sigma_{xx} &= \frac{12}{h^3} M z, \quad \sigma_{xz} = \frac{3}{2h} \left(1 - \frac{4z^2}{h^2} \right) Q, \\ \sigma_{zz} &= -\frac{q}{2} \left(1 - \frac{3z}{h} + \frac{4z^3}{h^3} \right), \end{aligned} \quad (42)$$

$$\begin{aligned} u_x &= -w' z + \frac{3Q}{2Gh} \left(z - \frac{4z^3}{3h^2} \right), \quad u_z = w, \\ \theta &= -w' + \frac{6Q}{5Gh}. \end{aligned} \quad (43)$$

Чтобы найти все характеристики напряженно-деформированного состояния изгибаемой плиты как функций x и z , достаточно решить только одно дифференциальное уравнение четвертого порядка для функции изгиба $w(x)$. Далее напряжения и смещения находятся по алгебраическим соотношениям. По сравнению с системой уравнений (27)–(31), полученной переходом от 3D-уравнений Рейснера к 2D-уравнениям плоской деформации, система уравнений (41)–(43) дополнена явными выражениями для продольного смещения и угла поворота поперечного сечения.

Поскольку граничные условия на поверхностях плиты уже были использованы при выводе уравнений (33), то нужны граничные условия лишь на ее торцах. Как и для уравнений Кирхгофа, при выводе уравнений (33) также предполагалось, что торцы свободны от действия продольных сил. Поэтому уравнения (41)–(43) позволяют рассчитывать изгибы плиты, вызванные только поперечными силами и изгибающими моментами, но не описывают коробление плиты, вызванное продольным сжатием.

При строгой постановке для единственности решения на торцах нужно задавать напряжения или смещения как функции z . Однако обычно такие функции заранее не известны, и уже в общей теории изгиба плит ограничиваются более простой постановкой задач, когда на торцах вместо напряжений как функций z задаются их интегральные характеристики – изгибные моменты и поперечные силы. Строго говоря, в такой постановке решение будет не единственным. Но по принципу Сен-Венана разные решения будут отличаться только вблизи торцов. На удалении от торцов более толщины плиты все решения с различными распределениями напряжений по торцу, но с одинаковыми моментами и поперечными силами, становятся близкими.

При решении уравнений изгиба плит (41)–(43) для свободно опертых плит в качестве граничных условий на торцах достаточно задавать условие нулевого вертикального смещения $w(0) = 0$ и нулевого момента $M(0) = 0$, для защемленной плиты –

условие заданного вертикального смещения $w(0) = w_0$ и заданного среднего угла защемления сечения плиты $\theta(0) = \theta_0$.

Как было отмечено выше, 2D-уравнения теории упругости для плоского напряжения (для изгиба балок) и плоской деформации (для изгиба плит) имеют одинаковый вид только для напряжений, но не смещений. Однако нужные соотношения для плоского напряжения можно получить из соответствующих соотношений для плоской деформации простой заменой эффективных параметров. С учетом (17) надо сделать замену:

$$\begin{aligned} D &= \frac{Eh^3}{12(1-\nu^2)} \rightarrow EI, \\ b &= \frac{1}{10} \frac{2-\nu}{1-\nu} h^2 \rightarrow \frac{2+\nu}{10} h^2. \end{aligned} \quad (44)$$

В результате получим явные уравнения для 2D-изгиба толстой балки толщиной $h = 2c$:

$$\begin{aligned} EIw'''' &= q - bq'', \quad M = -EIw'' - bq, \\ Q &= -EIw''' - bq', \end{aligned} \quad (45)$$

$$\begin{aligned} \sigma_{xx} &= \frac{M}{I} z, \quad \sigma_{xz} = \frac{Q}{2I} (c^2 - z^2), \\ \sigma_{zz} &= -\frac{q}{2I} \left(\frac{2}{3} c^3 - c^2 z + \frac{1}{3} z^3 \right), \end{aligned} \quad (46)$$

$$\begin{aligned} u_x &= -w' z + \frac{Q}{2GI} \left(c^2 z - \frac{z^3}{3} \right), \quad u_z = w, \\ \theta &= -w' + \frac{3Q}{5Gc}. \end{aligned} \quad (47)$$

3. СРАВНЕНИЕ АНАЛИТИЧЕСКИХ РЕШЕНИЙ 2D-УРАВНЕНИЙ РЕЙСНЕРА С ТОЧНЫМИ РЕШЕНИЯМИ ОБЩИХ УРАВНЕНИЙ УПРУГОСТИ НА ТЕСТОВЫХ МОДЕЛЯХ

В литературе [Тимошенко, Гудьер, 1979] для нескольких тестовых моделей известны точные решения 2D-уравнений изгиба балок в плоском напряженном состоянии. Шире всего используются модели балки, свободно опертой на торцах с заданной нагрузкой $q(x)$ сверху при $q = \text{const}$ и $q = q_0 \sin ax$.

3.1. Свободно опертая балка с постоянной нагрузкой

При рассмотрении модели $q = \text{const}$ в работе [Тимошенко, Гудьер, 1979] начало координат помещено в середину балки (рис. 3). Ее длина обозначена через $L = 2l$, а толщина $h = 2c$, причем $I = 2c^3/3$.

Граничные условия в работе [Тимошенко, Гудьер, 1979] записаны в виде заданного нормального напряжения на верхней поверхности балки

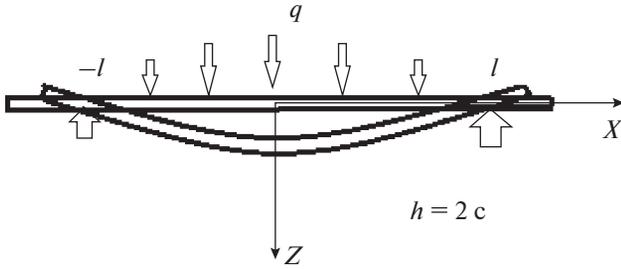


Рис. 3. Изгиб свободно опертой балки, торцы которой фиксированы по вертикали, но могут свободно поворачиваться и перемещаться по горизонтали.

и нулевого — на нижней, нулевых касательных напряжений на горизонтальных поверхностях, нулевых торцевых сил и моментов, а также равенства нагрузке суммы двух торцевых поперечных сил

$$\begin{aligned} \sigma_{zz}(x, -c) = -q, \quad \sigma_{zz}(x, c) = 0, \\ \sigma_{xz}(x, \pm c) = 0, \end{aligned} \quad (48)$$

$$\begin{aligned} \int_{-c}^c \sigma_{xx}(\pm l, z) dz = 0, \quad \int_{-c}^c \sigma_{xx}(\pm l, z) z dz = 0, \\ \int_{-c}^c \sigma_{xz}(\pm l, z) dz = -ql. \end{aligned} \quad (49)$$

Кроме того, для нахождения смещений по дифференциальным уравнениям Коши нужны еще граничные условия для вертикального и горизонтального смещения, а именно нулевое вертикальное смещение срединной линии в точках опоры и, благодаря симметрии, нулевое продольное смещение срединной линии в центре балки

$$u_z(\pm l, 0) = w(\pm l) = 0, \quad u_x(0, z) = 0., \quad (50)$$

3.1.1. Точное решение

Точное решение задачи плоского напряженного состояния с граничными условиями (48)–(49) находится из уравнения для функции напряжений (20). Для прямоугольных плит сначала составляются полиномы k -й степени $\sum C_{nm} x^n z^m$, где $n + m = k$, а коэффициенты выбираются из условия удовлетворения уравнению (20). Затем из них составляется комбинация, коэффициенты в которой находятся из граничных условий. При этом берется минимальное число полиномов, но достаточное, чтобы удовлетворить всем граничным условиям. Для рассматриваемой модели достаточно полиномов до 5-й степени.

Простой подстановкой легко убедиться, что так найденное решение [Тимошенко, Гудьер, 1979]:

$$\begin{aligned} \sigma_{xx} &= \frac{q}{2I} (l^2 - x^2) z + \frac{q}{2I} \left(-\frac{2}{5} c^2 z + \frac{2}{3} z^3 \right), \\ \sigma_{zz} &= -\frac{q}{2I} \left(\frac{2}{3} c^3 - c^2 z + \frac{1}{3} z^3 \right), \\ \sigma_{xz} &= -\frac{q}{2I} x (c^2 - z^2) \end{aligned} \quad (51)$$

точно удовлетворяет 2D-уравнениям равновесия (18) с граничными условиями (48), (50).

Зная напряжения по соотношениям Гука и Коши, (8), (9) с граничным условием (50), находятся выражения для смещений. Подстановкой в соотношение Коши (9) для плоского напряжения $E \partial u_x / \partial x = \sigma_{xx} - \nu \sigma_{zz}$ выражения (51) для напряжений σ_{xx} и σ_{zz} находится производная продольного смещения. Интегрируя ее по x с граничным условием симметрии балки $u_x(0, z) = 0$, находится продольное смещение:

$$\begin{aligned} u_x &= \frac{q}{2EI} x \left(l^2 - \frac{x^2}{3} \right) z + \\ &+ \frac{q}{2EI} x \left(-\frac{2}{5} c^2 z + \frac{2}{3} z^3 \right) - \frac{\nu}{E} x \sigma_{zz} = \frac{q}{2EI} x \times \\ &\times \left[\left(l^2 - \frac{x^2}{3} \right) z + \left(-\frac{2}{5} c^2 z + \frac{2}{3} z^3 \right) + \right. \\ &\left. + \nu \left(\frac{2}{3} c^3 - c^2 z + \frac{1}{3} z^3 \right) \right], \end{aligned} \quad (52)$$

где вся группа членов с коэффициентом Пуассона фактически отражает эффект продольного расширения при поперечном сжатии σ_{zz} , который в теории Рейснера учитывается некорректно из-за допущения о нерастяжимости срединной линии.

Чтобы найти поперечное смещение u_z , нужно подставить выражения (51) для напряжений во второе соотношение Коши–Гука (9) $E \partial u_z / \partial z = \sigma_{zz} - \nu \sigma_{xx}$ и проинтегрировать по z :

$$\begin{aligned} u_z &= \frac{q}{2EI} \left[\frac{\nu}{2} (l^2 - x^2) z^2 - \frac{2}{3} c^3 z + \right. \\ &\left. + \left(\frac{1}{2} - \frac{\nu}{5} \right) c^2 z^2 - \left(\frac{1}{12} - \frac{\nu}{6} \right) z^4 \right] + \frac{1}{2EI} C(x). \end{aligned} \quad (53)$$

Чтобы найти функцию интегрирования $C(x)$, нужно подставить выражения для смещений и напряжений в третье соотношение Коши–Гука (9) $E (\partial u_x / \partial z + \partial u_z / \partial x) = 2(1 + \nu) \sigma_{xz}$, из которого находится выражение для производной $C'(x)$. После интегрирования находится функция $C(x)$ с неопределенной постоянной интегрирования $C(0)$. Далее так найденная функция интегрирования подставляется в (53), а постоянная $C(0)$ находится из граничного условия на торцах $u_z(\pm l, 0) = 0$. В результате выражение для поперечного смещения принимает вид:

$$u_z = \frac{5}{24EI} q l^4 \left(1 + \frac{128 + 5\nu c^2}{5 \cdot 10 l^2} \right) - \frac{q}{2EI} x^2 l^2 \left(\frac{1}{2} + \frac{8 + 5\nu c^2}{10 l^2} - \frac{x^2}{12l^2} \right) - \frac{q}{2EI} z c^3 \times \left[\frac{2}{3} - \frac{5 + 2\nu z}{10 c} + \frac{\nu(l^2 - x^2)z}{2 c^3} + \frac{1 + 2\nu z^3}{12 c^3} \right]. \quad (54)$$

Отсюда, в частности, находится функции изгиба:

$$w(x) = u_z(x, 0) = \frac{5}{24EI} q l^4 \left(1 + \frac{128 + 5\nu c^2}{5 \cdot 10 l^2} \right) - \frac{q}{2EI} x^2 l^2 \left(\frac{1}{2} + \frac{8 + 5\nu c^2}{10 l^2} - \frac{x^2}{12l^2} \right). \quad (55)$$

Для сравнения этого точного решения [Тимошенко, Гудьер, 1979] с решениями уравнений Рейснера требуются также выражения для изгибающего момента, поперечной силы и среднего угла поворота поперечного сечения. Интегрирование формул для напряжений (51) дает:

$$M = \frac{q}{2}(l^2 - x^2), \quad Q = -qx. \quad (56)$$

Средний по z угол поворота сечения находится по (43):

$$\theta = \frac{1}{l} \int_{-c}^c u_x z dz = \frac{q}{2EI} x \left[\left(l^2 - \frac{x^2}{3} \right) - \frac{4\nu}{5} c^2 \right]. \quad (57)$$

Выражения (50)–(57) дают все характеристики напряженно-деформированного состояния изогнутой балки при точном решении уравнений упругости.

3.1.2. Решение 2D-уравнений Рейснера

В отличие от достаточно трудоемкого решения точных уравнений решение 2D-уравнений в приближении Рейснера получается очень просто, а для функции изгиба фактически в несколько строк. Система уравнений 2D-изгиба в приближении Рейснера для балки была выписана выше (45)–(47).

Граничные условия свободно опертой балки по сравнению с (48)–(50) достаточно записать в более простом виде:

$$w(\pm l) = 0, \quad M(\pm l) = 0, \quad (58)$$

поскольку условия для напряжений на верхней и нижней границах (48), а также условие отсутствия продольных усилий на торцах (50) уже использованы при выводе самих уравнений изгиба тонких и толстых плит и балок.

Решение уравнения четвертого порядка для функции изгиба w (45) с учетом симметрии модели $w(x) = w(-x)$ ищем в виде $EIw'''' = qx^4/24 + c_1 x^2/2 + c_0$. Тогда $EIw'''' = qx^2/2 + c_1$,

откуда $M = -EI w'' - bq = -qx^2/2 - c_1 - bq$. Из граничного условия для момента $M(\pm l) = 0$ следует $c_1 = -ql^2/2 - bq$. Из граничного условия $w(\pm l) = 0$ следует $c_0 = q(5l^4/24 + bl^2/2)$.

В результате получается следующее решение уравнения Рейснера для изгиба:

$$w = \frac{q}{4EI} \left[\frac{1}{6}(5l^4 + x^4) - l^2 x^2 + 2b(l^2 - x^2) \right], \quad (59)$$

где $b = \frac{4 + 2\nu}{5} c^2$, с изгибным моментом и поперечной силой,

$$M = -\frac{q}{2}(x^2 - l^2), \quad Q = -qx. \quad (60)$$

Напряжения, продольные смещения и угол поворота при этом выражаются формулами:

$$\sigma_{xx} = \frac{M}{I} z = \frac{q}{2I} (l^2 - x^2) z, \quad \sigma_{zz} = -\frac{q}{2I} \left(\frac{2}{3} c^3 - c^2 z + \frac{1}{3} z^3 \right), \quad (61)$$

$$\sigma_{xz} = -\frac{q}{2I} x(c^2 - z^2),$$

$$u_x = \frac{q}{2EI} x \left[\left(l^2 - \frac{1}{3} x^2 \right) z + \left(-\frac{2}{5} c^2 z + \frac{2}{3} z^3 \right) + \nu \left(-\frac{6}{5} c^2 z + \frac{2}{3} z^3 \right) \right], \quad (62)$$

$$\theta = \frac{q}{2EI} x \left[\left(l^2 - \frac{1}{3} x^2 \right) - \frac{4\nu}{5} c^2 \right]. \quad (63)$$

3.1.3. Отличия решений

Сравнение характеристик изгиба балки по решению 2D-уравнений Рейснера (59)–(62) и точному решению (51)–(57) показывает, что вычисленные по простым уравнениям (46) изгибный момент, поперечная сила, угол поворота сечения, напряжения σ_{zz} и σ_{xz} совпадают с точным решением. Напряжение σ_{xx} в отличие от точного решения не имеет поправки к теории тонких балок. Продольное смещение в точном решении

$$u_x = \frac{q}{2EI} x \left[\left(l^2 - \frac{1}{3} x^2 \right) z + \left(-\frac{2}{5} c^2 z + \frac{2}{3} z^3 \right) + \nu \left(\frac{2}{3} c^3 - c^2 z + \frac{1}{3} z^3 \right) \right]$$

имеет некоторые отличия от выражения в приближении Рейснера

$$u_x = \frac{q}{2EI} x \left[\left(l^2 - \frac{1}{3} x^2 \right) z + \left(-\frac{2}{5} c^2 z + \frac{2}{3} z^3 \right) + \nu \left(-\frac{6}{5} c^2 z + \frac{2}{3} z^3 \right) \right]$$

только лишь в трех членах, которые пропорциональны v и описывают продольное расширение от поперечного сжатия под нагрузкой. Поправочный член vc^2z в точном решении имеет коэффициент 1, а в решении по Рейснеру 6/5. Член vc^3 в точном решении имеет коэффициент 1/3, а по Рейснеру 2/3. В решении по Рейснеру также отсутствует постоянный член $2vc^3/3$, смещающий точки срединной линии. Для понимания этих расхождений следует вспомнить, что в исходных допущениях теории Рейснера искусственно обнуляются продольные деформации при $z = 0$, которые на самом деле имеют место и влияют на смещения при других значениях z .

Функция изгиба по 2D-уравнениям Рейснера (59) с учетом $b = 0.4(2 + v)c^2$ имеет вид:

$$w = \frac{q}{2EI} \left[\frac{1}{12}(5l^4 + x^4) - \frac{1}{2}l^2x^2 + \frac{8+4v}{10}c^2(l^2 - x^2) \right]$$

и отличается от точного выражения

$$w = \frac{q}{2EI} \left[\frac{1}{12}(5l^4 + x^4) - \frac{1}{2}l^2x^2 + \frac{8+5v}{10}c^2(l^2 - x^2) \right]$$

только коэффициентом при v , равным 0.4 вместо точного 0.5. В случае $v = 0.25$ множитель при $c^2(l^2 - x^2)$ в точном решении будет равен 0.925, а в приближении Рейснера 0.9 с разницей в 3%.

Непосредственной подстановкой можно убедиться, что полученное решение уравнений Рейснера в форме (45)–(47) является также решением и уравнений Рейснера до преобразований, в оригинальной форме (27)–(31) с дифференциальным уравнением для функции $Q(x)$, поскольку при переходе к (45)–(47) никаких дополнительных приближений не вводилось.

3.2. Свободно опертая балка с синусоидальной нагрузкой

Другой часто используемой моделью является модель с нагрузкой $q = q_0 \sin ax$, где $a = \pi/l$. Для этой модели в работе [Тимошенко, Гудьер, 1979] начало координат помещено на левом конце балки при длине $L = l$ и толщине $h = 2c$. Система уравнений (18) и граничные условия (48)–(50) для рассматриваемой модели в плоском напряженном состоянии остаются такими же, как и для балки с постоянной нагрузкой.

3.2.1. Точное решение

Точное решение уравнений для этой модели более громоздкое и в работе [Тимошенко, Гудьер, 1979] оно приведено только для напряжений. При нагрузке только сверху оно имеет вид:

$$\begin{aligned} \sigma_{xx} &= q_0 \times \\ &\times \left[\frac{(ac \operatorname{ch} ac - \operatorname{sh} ac) \operatorname{ch} az - az \operatorname{sh} ac \operatorname{sh} az}{\operatorname{sh} 2ac + 2ac} - \right. \\ &\left. - \frac{(ac \operatorname{sh} ac - \operatorname{ch} ac) \operatorname{sh} az - az \operatorname{ch} ac \operatorname{ch} az}{\operatorname{sh} 2ac - 2ac} \right] \sin ax, \\ \sigma_{zz} &= q_0 \times \\ &\times \left[-\frac{(ac \operatorname{ch} ac + \operatorname{sh} ac) \operatorname{ch} az - az \operatorname{sh} ac \operatorname{sh} az}{\operatorname{sh} 2ac + 2ac} + \right. \\ &\left. + \frac{(ac \operatorname{sh} ac + \operatorname{ch} ac) \operatorname{sh} az - az \operatorname{ch} ac \operatorname{ch} az}{\operatorname{sh} 2ac - 2ac} \right] \sin ax, \end{aligned} \quad (64)$$

$$\begin{aligned} \sigma_{xz} &= q_0 \times \\ &\times \left[-\frac{ac \operatorname{ch} ac \operatorname{sh} az - az \operatorname{sh} ac \operatorname{ch} az}{\operatorname{sh} 2ac + 2ac} + \right. \\ &\left. + \frac{ac \operatorname{sh} ac \operatorname{ch} az - az \operatorname{ch} ac \operatorname{sh} az}{\operatorname{sh} 2ac - 2ac} \right] \cos ax. \end{aligned}$$

Зная эти напряжения, можно найти точные формулы для изгибающего момента и поперечной силы. Их выражения, в отличие от напряжений, очень просты:

$$M = q_0 a^{-2} \sin ax, \quad Q = q_0 a^{-1} \cos ax. \quad (65)$$

Для анализа и сравнения этого точного решения с приближенными решениями целесообразно представить его в виде разложения по малому параметру толщины пластины. Несмотря на частое использование данной тестовой модели, ее решение как в книге [Тимошенко, Гудьер, 1979], так и в различных монографиях и учебниках по теории упругости, приводится только в форме (62) без разложения. Поэтому разложим выражения для напряжений (62) в ряды по степеням z и c . В результате простых, но длинных преобразований получается (члены рядов сгруппированы по сумме степеней малых величин z и c):

$$\begin{aligned} \frac{\sigma_{xx}}{q_0 \sin ax} &= \frac{3z}{2a^2c^3} + \left(-\frac{3z}{10c} + \frac{z^3}{2c^3} \right) + \\ &+ a^2 \left(\frac{c^2}{12} - \frac{87cz}{2800} - \frac{z^2}{4} + \frac{z^3}{40c} + \frac{3z^5}{80c^3} \right) + \\ &+ a^4 \left(-\frac{7c^4}{360} + \frac{c^2z^2}{12} + \frac{389c^3z}{63000} - \frac{61cz^3}{4200} - \frac{z^4}{64} + \frac{z^5}{200c} \right) + \dots \\ \frac{\sigma_{zz}}{q_0 \sin ax} &= \left(-\frac{1}{2} + \frac{3z}{4c} + \frac{z^3}{4c^3} \right) + \\ &+ a^2 \left(-\frac{cz}{40} + \frac{z^3}{20c} + \frac{z^5}{40c^3} \right) + \\ &+ a^4 \left(\frac{c^4}{48} - \frac{17c^3z^3}{5600} - \frac{c^2z^2}{24} + \frac{29cz^3}{56000} + \frac{z^4}{48} - \frac{z^5}{800c} \right) + \\ &+ a^6 \left(\frac{221c^5z}{504000} + \frac{7c^4z^2}{720} - \frac{389c^3z^3}{378000} - \frac{c^2z^4}{144} + \frac{61cz^5}{84000} \right) + \dots \end{aligned} \quad (66)$$

$$\begin{aligned} \frac{\sigma_{xz}}{q_0 \cos ax} = & \frac{1}{a} \left(\frac{3}{4c} - \frac{3z^2}{4c^3} \right) + a \left(-\frac{c}{40} + \frac{3z^2}{20c} - \frac{z^4}{8c^3} \right) + \\ & + a^3 \left(-\frac{17c^3}{5600} - \frac{c^2 z}{12} + \frac{87cz^2}{5600} + \frac{z^3}{12} - \frac{z^4}{160c} \right) + \\ & + a^5 \left(\frac{221c^5}{504000} + \frac{7c^4 z}{360} - \frac{389c^3 z^2}{126000} - \right. \\ & \left. - \frac{c^2 z^3}{36} + \frac{61cz^4}{16800} + \frac{z^5}{120} \right) + \dots \end{aligned}$$

Интегрированием этих разложений находятся изгибный момент и поперечная сила. При обрезании соответствующих рядов получаются выражения:

$$\begin{aligned} M &= q_0 \sin ax \left(\frac{1}{a^2} - \frac{a^4 c^6}{3780} - \frac{37a^6 c^8}{739200} + \dots \right), \\ Q &= q_0 \cos ax \left(\frac{1}{a} + \frac{a^3 c^4}{560} + \frac{41a^5 c^6}{151200} + \dots \right). \end{aligned} \quad (67)$$

Уже первый член каждого из них совпадает с точными формулами (65). Важно, что последующие члены поправочными фактически не являются, так как оказывается, что по мере удлинения обрезанных рядов для напряжений (66) интегралы от “поправок” стремятся к нулю, а M и Q стремятся к выражениям (65).

Смещения u_x и u_z и функцию изгиба $w(x)$ найдем, проведя преобразования, подобные проделанным для постоянной нагрузки (52)–(55), то есть подстановкой напряжений в уравнения Гука и Коши. С точностью до членов порядка h^2 функция изгиба будет равна

$$w = \frac{q_0}{a^4 EI} \left[1 + a^2 c^2 \left(\frac{4}{5} + \frac{1}{2} \nu \right) \right] \sin ax. \quad (68)$$

3.2.2. Решение 2D-уравнений Рейснера

В отличие от этого достаточно трудоемкого решения точных уравнений решение 2D-уравнений Рейснера (45)–(47) получается очень просто. Для плоского напряжения при $q = q_0 \sin ax$ с граничными условиями для свободно опертой балки $w(\pm l) = 0$, $M(\pm l) = 0$ ищем его в виде $w = c_4 \sin ax + c_3 x^3/6 + c_2 x^2/2 + c_1 x + c_0$. Подстановка этого выражения в уравнение Рейснера для функции изгиба дает $c_4 = q_0(1 + ba^2)/a^4 EI$. Из граничного условия для момента получается $c_3 = c_2 = 0$, а из граничного условия для функции изгиба $c_1 = c_0 = 0$.

В итоге находим

$$\begin{aligned} w &= \frac{q_0}{a^4 EI} (1 + ba^2) \sin ax = \\ &= \frac{q_0}{a^4 EI} \left[1 + a^2 c^2 \left(\frac{4}{5} + \frac{2}{5} \nu \right) \right] \sin ax, \end{aligned} \quad (69)$$

$$M = q_0 a^{-2} \sin ax, \quad Q = q_0 a^{-1} \cos ax. \quad (70)$$

Подставляя найденные выражения для сил и моментов в (46), найдем напряжения:

$$\begin{aligned} \sigma_{xx} &= \frac{3q_0 z}{2a^2 c^3} \sin ax, \\ \sigma_{zz} &= q_0 \left(-\frac{1}{2} + \frac{3z}{4c} + \frac{z^3}{4c^3} \right) \sin ax, \\ \sigma_{xz} &= \frac{3q_0}{4ac} \left(1 - \frac{z^2}{c^2} \right) \cos ax. \end{aligned} \quad (71)$$

3.2.3. Отличия решений

При сравнении решения уравнений в приближении Рейснера с точным решением [Тимошенко, Гудьер, 1979], представленным в виде разложений (64), видно, что вычисленные по простым уравнениям (46) изгибный момент, поперечная сила и напряжение σ_{zz} совпадают с точным решением. Напряжения σ_{xx} и σ_{xz} в отличие от точного решения не имеют поправки к теории Кирхгофа. Как и в модели с постоянной нагрузкой, функция изгиба (69), вычисленная по уравнениям Рейснера, отличается от точного решения (68) только коэффициентом при ν . В точном решении он равен 0.5, а в приближении Рейснера 0.4. В итоге для $\nu = 0.25$ множитель при $a^2 c^2$ в точном решении составит $0.8 + 0.5\nu = 0.925$, а по теории Рейснера $0.8 + 0.4\nu = 0.9$ с разницей всего в 3%.

4. ОБСУЖДЕНИЕ

1. Главными критериями теорий является степень точности получаемых результатов и простота расчетов. Несмотря на упрощения, 3D-уравнения теорий толстых пластин все-таки оказываются достаточно трудоемкими. Но, как, в частности, показано в настоящей работе на примере приближения Рейснера, решение 2D-уравнений, наоборот, оказывается столь же простым, как и решение уравнений теории тонких пластин. Однако в приближении Рейснера уточняются не все компоненты напряженно-деформированного состояния, а только функция изгиба. Можно еще уточнить продольное смещение $u_x(x, z)$, явное выражение которого и было добавлено выше в (44) и (46) к оригинальным уравнениям Рейснера. В то же время зависимость поперечного смещения $u_z(x, z)$ от z в рамках приближения Рейснера не находится, так как одним из исходных приближений теории является пренебрежение зависимостью поперечного смещения от z . Это допущение вводится в теории для упрощения уравнений, хо-

тя это неизбежно приводит к ее неточности. На примере тестовой модели изгиба свободно опертой балки с постоянной нагрузкой можно видеть (53), (55), насколько выражение для $w(x)$ проще, чем $u_z(x, z)$.

2. Рассчитанное по 2D-уравнениям изгиба плит в приближении Рейснера продольное напряжение σ_{xx} не уточняется из-за того, что в приближении Рейснера вариационное решение ищется в ограниченном классе функций (46), а именно в виде $\sigma_{xx} = MI^{-1}z$. К чему это приводит, можно пояснить сравнением с рассмотренным выше точным решением с постоянной нагрузкой. Учитывая выражение для момента (56), преобразуем точное решение для напряжения σ_{xx} (50) к виду $\sigma_{xx} = MI^{-1}z - qI^{-1}(c^2z/5 - z^3/3)$. Ясно, что оно содержит, в отличие от решения Рейснера, два дополнительных члена, зависящих от z . Эти члены имеют тот же порядок малости $c^3 = (h/2)^3$, ради учета которого и строилась теория толстых плит Рейснера. Поэтому для уточнения формул для напряжений требуется теория, более полная, чем теории Тимошенко–Рейснера, учитывающая эффекты не только поперечного сдвига, но и поперечного сжатия.

3. Сдвиговое напряжение σ_{xz} в приближении Рейснера не содержит поправки, так как уже в первом приближении тонких пластин включает малую величину порядка h^2 . Дальнейшая поправка к нему должна будет иметь порядок h^4 , а теория Рейснера содержит члены не выше порядка h^3 .

4. Из уравнений 2D-приближения Рейснера (45)–(47) может показаться, что момент $M = -Dw'' - bq$ должен иметь поправку $-bq$ по сравнению с уравнениями Кирхгофа–Лява. Однако, кроме этого явного члена, сама функция w согласно уравнению равновесия $Dw'''' = q - bq''$ тоже имеет поправку к изгибу по Кирхгофу. При вычислении момента обе поправки взаимно сокращаются. В этом можно убедиться, если два раза проинтегрировать выражение для момента и в получившееся выражение вместо w'''' подставить его значение из уравнения равновесия. В результате для момента получается соотношение $M'' = -q$, не содержащее поправок.

5. Несмотря на указанную неточность расчета напряжений, приближение Рейснера дает возможность достаточно точно вычислять функцию изгиба плит. Это объясняется тем, что несмотря на грубый выбор класса функций, при использовании вариационного метода функция изгиба находится такой, чтобы лучше соответствовать точному решению. Может возникнуть вопрос, почему функция изгиба $w(x)$ уточняется по сравнению с теорией Кирхгофа–Лява даже в случае постоянной нагрузки, если дифференциальное уравнение для нее (45) при $q'' = 0$ совпадает с уравнением изгиба тонких плит Жермен. Причина в изменении

граничных условий, поскольку в силу равенства $Dw'' = -M - bq$ граничное условие для момента равносильно граничному условию для w'' , в которое входит поправка bq .

6. Вычисленный в приближении Рейснера средний угол поворота $\theta(x)$ оказывается достаточно точным и для рассматриваемых моделей даже совпадает с точным решением. Это объясняется тем, что физический смысл приближений Рейснера, Тимошенко и Миндлина состоит именно в том, что они учитывают поперечный сдвиг слоев при изгибе толстых плит, влияющий на угол поворота сечения.

Можно отметить, что главной целью теорий Тимошенко и Рейснера (как и пионерских работ Жермен) был не расчет всех компонент напряженно-деформированного состояния пластин, а приложения теории – при ее минимальном усложнении – к задачам изгибных колебаний, когда достаточно решить уточненное уравнение изгиба пластины с добавлением инерционного члена при зависящей от времени нагрузке.

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Чтобы пользоваться уточненной (но все же приближенной) теорией, требуется не только найти поправки к менее точной теории, но и сравнить их с точным решением. Точность 3D-теории толстых пластин до настоящего времени проанализирована недостаточно [Доннелл, 1982]. В 3D-теории Рейснера, в отличие от 2D-теории возникают поправки к двум изгибающим и крутящему моментам и соответственно к напряжениям благодаря взаимному влиянию деформаций по осям x и y . Эти поправки велики вблизи угловых граничных точек закрепления пластины.

В отличие от инженерных применений в геофизике более часто используют 2D-модели. Так, теория изгиба океанических литосферных плит в основном строится именно в 2D-приближении [Теркот, Шуберт, 1985]. При этом важным критерием является простота использования теории. Для 2D-моделей имеется ряд точных аналитических решений уравнений теории упругости. Это позволило провести более полный анализ 2D-теорий приближения Рейснера.

В работе выписана полная система уравнений как для изгиба плит (плоская деформация), так и балок (плоское напряжение) со всеми необходимыми явными выражениями для напряжений и смещений. Получены аналитические решения уравнений 2D-приближения Рейснера для двух наиболее используемых тестовых моделей изгиба с постоянной и синусоидальной нагрузкой. Точное решение для модели с синусоидальной нагрузкой, воспроизводимое в ряде книг и неудобное для сравнения, преобразовано в ряды и получено аналитическое решение для функции изгиба. Исследованы не только поправки к клас-

сической теории тонких пластин, но и остающиеся неточности теории Рейснера по сравнению с точными решениями уравнений упругости.

Сравнением с точными решениями в явном аналитическом виде показано, насколько теория Рейснера уточняет функцию изгиба по сравнению с классической теорией и насколько она все еще отличается от точного решения.

Поскольку расчет функции изгиба толстых двумерных плит и балок по приведенным уравнениям оказывается очень простым и в то же время почти на порядок более точным по сравнению с классической теорией изгиба тонких плит, то появляется возможность использования приведенных уравнений теории толстых плит в геофизических приложениях для расчета изгибов литосферы. В частности, можно уточнять оценки толщины упругой океанической литосферы, поскольку для этого достаточно знать только функцию изгиба.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследования выполнены за счет средств бюджетного финансирования Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Доннелл Л.Г. Балки, пластины, оболочки. М.: Наука. 1982. 567 с.

Рябенков Н.Г. Асимптотический метод в дискуссии по теории изгиба пластин // Вест. Каз. Энерг. Ун-та. 2012. № 3(14). С. 63–75.

Сухотерин М.В., Барышников С.О., Кныш Т.П. Напряженно-деформированное состояние защемленной прямоугольной пластины Рейснера // Инженерно-строительный журнал. 2017. № 8(76). С. 225–240.

Теркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика. М.: Мир. 1985. 360 с.

Тимошенко С.П., Войновский-Кригер С. Пластины и оболочки. М.: Наука, Физматгиз. 1966. 636 с.

Тимошенко С.П. Теория упругости. Л.-М.: ОНТИ. 1937. 433 с.

Тимошенко С.П. Курс теории упругости. 1972. Киев: Наукова Думка. 498 с.

Тимошенко С.П., Гудьер Дж. Теория упругости. М.: Наука. 1979. 560 с.

Трубицын В.П. Изгибные деформации плит в моделях сильных субдукционных землетрясений // Физика Земли 2012. № 2. С. 3–13.

Трубицын В.П., Трубицын А.П. Деформации упругого изгиба в океанических литосферных плитах // Докл. РАН. 2022. Т. 504. № 1. С. 60–64.

Challamel N., Elishakoff Is. A brief history of first-order shear-deformable beam and plate models // Mechanics Research Communications. Elsevier. 2019. V. 102. Article 389.

Reissner E. The effect of transverse shear deformation on the bending of elastic plates // J. Applied Mechanics. 1945. № 1(12). P. 69–77.

Szilard R. Theories and Applications of Plate Analysis: Classical, Numerical and Engineering Methods. John Wiley & Sons Inc. 2004. 1024 p.

Corrections to the Theory of Elastic Bending of Thin Plates for 2D Models in the Reissner Approximation

A. P. Trubitsyn^{a, *} and V. P. Trubitsyn^a

^aSchmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123242 Russia

*e-mail: atrub@yandex.ru

Elastic bending stresses and strains in the lithosphere are typically calculated based on the Kirchhoff–Love (thin) plate theory. The criterion for its applicability is the smallness of plate thickness to length ratio. In oceanic plates, due to the buoyant force of the mantle, the main deformations are not uniformly distributed along the plate but are concentrated in the vicinity of the subduction zone. Therefore, the effective length of the bending part of the plate is a few fractions of the actual length, and the criterion of a thin plate is partially violated. In this paper, we analyze the possibility of applying thick plate bending equations. The existing variational theories of 3D bending of thick plates are much more complicated than the Kirchhoff–Love theory, as they involve solving three differential equations instead of one, and have limited application due to their complexity. Since geophysical applications frequently use 2D models, in this paper we analyze in detail the potential and accuracy of the thick plate bending theory for 2D models. After the conversion to the 2D plane strain and plane stress approximation, the original 3D Reissner thick plate bending equations are written out in the form similar to the Kirchhoff equations with additive corrections and are supplemented with the explicit formulas for longitudinal displacement. The comparison of the analytical solutions of the 2D Reissner equations with the exact solutions shows that the 2D approximation only provides a correction for the plate bending function. However, this correction refines the Kirchhoff–Love theory by almost an order of magnitude. At the same time, the solution of the equations in this case turns out to be almost as simple as the solution of the thin plate equations.

Keywords: oceanic plates, bends, deformations

УДК 551.24.02:551.243

МИГРАЦИЯ АНОМАЛЬНЫХ СМЕЩЕНИЙ НА ФЛАНГАХ ФОРМИРУЮЩЕГОСЯ ОЧАГА – МОДЕЛЬ “КАЧЕЛИ”

© 2023 г. В. Г. Бондур^{1, *}, И. А. Гарагаш^{1, 2}, М. Б. Гохберг^{1, 2}, Д. А. Алексеев^{1, 2, 3}

¹Научно-исследовательский институт аэрокосмического мониторинга “АЭРОКОСМОС”, г. Москва, Россия

²Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

³Московский физико-технический институт (национальный исследовательский университет),
г. Долгопрудный, Московская обл., Россия

*E-mail: vgbondur@aerocosmos.info

Поступила в редакцию 11.07.2022 г.

После доработки 23.01.2023 г.

Принята к публикации 24.01.2023 г.

Полученные в рамках геомеханического моделирования результаты по динамике напряженно деформированного состояния перед землетрясением $M = 7.1$ Риджкрест 2019 г. (Южная Калифорния) указывают на попеременное развитие максимальных смещений на оконечностях разрыва, что имитирует процесс “раскачивания” эпицентральной зоны данного землетрясения. На основе данных результатов с использованием имеющихся теоретических представлений о блоковой структуре земной коры с соответствующими межблоковыми связями, предложена геомеханическая модель “Качели”, основанная на явлении прерывистого скольжения (*stick-slip*) трех связанных между собой блоков. Параметры этой модели связаны с реологическими свойствами земной коры в области разрушения перемычки, определяющей размеры очага сейсмического события.

Ключевые слова: геомеханическая модель, сдвиговая деформация, землетрясение, очаг землетрясения, напряженно-деформированное состояние, Южная Калифорния.

DOI: 10.31857/S0002333723040026, **EDN:** TKZYUQ

ВВЕДЕНИЕ

Вопросы краткосрочного прогноза сильных землетрясений активно разрабатываются с использованием различных подходов, включая технологии дистанционного зондирования [Акопян и др., 2017; Бондур и др., 2007]. Важным звеном в понимании динамики напряженно-деформированного состояния среды перед катастрофическими событиями является разработка моделей разрушения земной коры, направленная на изучение таких особенностей развития данного процесса, которые могли бы рассматриваться как краткосрочные предвестники.

Согласно недавнему обзору [Kato, Ben-Zion, 2021] для объяснения процесса подготовки крупных землетрясений используются три основные модели: каскадно-восходящая (*cascade-up*), предсейсмического скольжения (*pre-slip*) и прогрессирующей локализации (*progressive localization*). Каскадно-восходящая модель предполагает, что подготовка землетрясения связана с прогрессирующим разупрочнением горных пород, вызванным слабой сейсмичностью на протяжении длительного интервала времени в пределах системы ранее существовавших разломов, подверженных фоновым тектоническим напряжениям [Yoon et al.,

2019]. В рамках модели предсейсмического скольжения основное внимание уделяется медленным асейсмическим движениям, происходящим в конкретном разломе перед крупным сейсмическим событием [Dieterich, 1992; Кочарян, 2014], а концепция прогрессирующей локализации описывает динамику распределенных напряжений и деформаций, развивающихся таким образом, что перед сейсмическим вспарыванием возникает аномалия деформации сдвига в зоне, не связанной с ранее существовавшими разломами [Rice, 2017; Ben-Zion, Zaliapin, 2020].

Механическая устойчивость сейсмически активных зон с уже имеющимися разрывными нарушениями рассматривается, например, в моделях лавинно-неустойчивого трещинообразования (ЛНТ) и диффузионно-дилатантной концепции (ДД) [Мячкин и др., 1975]. При этом, процесс сводится к разрушению так называемой перемычки, ограниченной с двух сторон начавшимся образованием трещин, что находит отражение в лабораторных экспериментах [Соболев, Пономарев, 2003].

В работе [Гарагаш, 2000] показано, что разрушение перемычки перед Кроноцким землетрясением на Камчатке связано с появлением ано-

малии гантелевидной формы в касательных напряжениях. Эффективность применения геомеханического моделирования на примере Южной Калифорнии показана в работах [Bondur et al., 2020; Бондур и др., 2010; 2016; 2021], где выявлены краткосрочные предвестники в динамике НДС сильных землетрясений 2010 и 2019 гг. с $M = 7.1$.

Другое направление в изучении природы сейсмичности связано с конструированием детерминированных механических моделей, используемых для описания процессов в разломно-блоковых структурах земной коры [Burrige, Knopoff, 1967]. Эти модели представляют собой набор отдельных элементов (блоков), лежащих на движущейся плите и соединенных между собой пружинными жесткими связями. Преодоление сил трения на контакте с плитой способствует проскальзыванию отдельных блоков. Такое прерывистое скольжение (*stick-slip*) и порождает сейсмические события. Д. Туркотт [Turcotte, 1994] провел обзор большого числа детерминированных механических моделей, эволюция которых во времени использовалась широким кругом исследователей для описания такого в целом хаотического природного процесса, как сейсмичность [Huang, Turcotte, 1990; Narkounskaia, Turcotte, 1992; Brown et al., 1991; Carlson et al., 1993].

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОМЕХАНИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Основой создания модели “Качели” являются результаты, полученные по динамике напряженно-деформированного состояния (НДС) земной коры Южной Калифорнии перед землетрясением Риджкрест 6.07.2019 г. с $M = 7.1$ и координатами 35.766° с.ш. и 117.605° з.д.

Анализ проводился в рамках пятислойной геомеханической модели, учитывающей разломную тектонику, реологические свойства слоев земной коры, рельеф и внешние тектонические воздействия, что подробно описано в работах [Bondur et al., 2020; Бондур и др., 2010; 2016; 2021]. В плане область моделирования имеет размер 645×560 км ($31-36^\circ$ с.ш. и $114-121.2^\circ$ з.д.) и дискретизируется прямоугольной сеткой с элементами (ячейками) 5×5 км. Модель охватывает интервал глубин от дневной поверхности (с учетом рельефа) до 35 км; разбиение в вертикальном направлении увязано с

геометрией границ слоев, задаваемых на основе имеющихся геологических данных. Каждому слою присвоены определенные значения геомеханических параметров в рамках упругопластической модели Кулона–Мора (модуль объемного сжатия K , модуль сдвига G , сцепление c и угол внутреннего трения ϕ). Разломно-блоковая тектоника региона задается с использованием данных линейментного анализа [Bondur et al., 2010]. Распределения некоторых параметров показаны на рис. 1.

На первом этапе геомеханического моделирования выполнялся расчет начального напряженного состояния модели, отражающего ее начальную поврежденность, связанную с разломно-блоковой тектоникой, учитывающего собственный вес и действие региональных тектонических сил. Вычисления проводились в квазистатическом приближении с использованием программного пакета FLAC3D [Itasca..., 2006].

Последующее моделирование предполагает учет текущей сейсмической активности и реализуется в виде итерационной процедуры пересчета текущего состояния (НДС) модели, осуществляемой путем последовательной коррекции значений геомеханических свойств (модулей объемного сжатия, сдвига, сцепления и угла внутреннего трения) тех элементов (ячеек) модели, которые оказались затронуты сейсмическими событиями с магнитудами $M > 1$ (по данным каталога USGS ComCat, <https://earthquake.usgs.gov/data/comcat/>), в трехмесячный временной интервал, предшествующий моменту расчета НДС. Корректировка осуществляется на основе оценок выделившейся энергии землетрясений и максимального касательного напряжения. Скорректированная модель используется для расчета нового НДС. Затем описанный цикл повторяется для нового трехмесячного интервала, сдвинутого на 0.5 мес. относительно предыдущего (рис. 2).

Таким образом, “работа” модели в режиме мониторинга сводится к последовательному расчету НДС с полумесячным интервалом по времени. Полученные массивы параметров НДС используются для расчета и визуализации ключевых кинематических характеристик – приращения вектора смещения $u = \{u_x, u_y, u_z\}$, рассчитываемого во всех узлах сетки, а также интенсивности деформации сдвига (сдвиговой деформации – СД) γ :

$$\gamma = \sqrt{\frac{1}{6} [(\epsilon_{xx} - \epsilon_{yy})^2 + (\epsilon_{yy} - \epsilon_{zz})^2 + (\epsilon_{zz} - \epsilon_{xx})^2] + \epsilon_{xy}^2 + \epsilon_{yz}^2 + \epsilon_{zx}^2},$$

где ϵ_{ij} – компоненты тензора деформации.

Распределения горизонтальной составляющей смещения для того или иного слоя модели представляются в виде стрелок, длины которых пропорциональны амплитуде смещения в соответ-

ствующих узлах. Интенсивность деформации изображается в виде цветowych карт.

Динамика НДС исследовалась при введении в модель текущей сейсмичности, когда каждое землетрясение, начиная с $M > 1$ по каталогу USGS

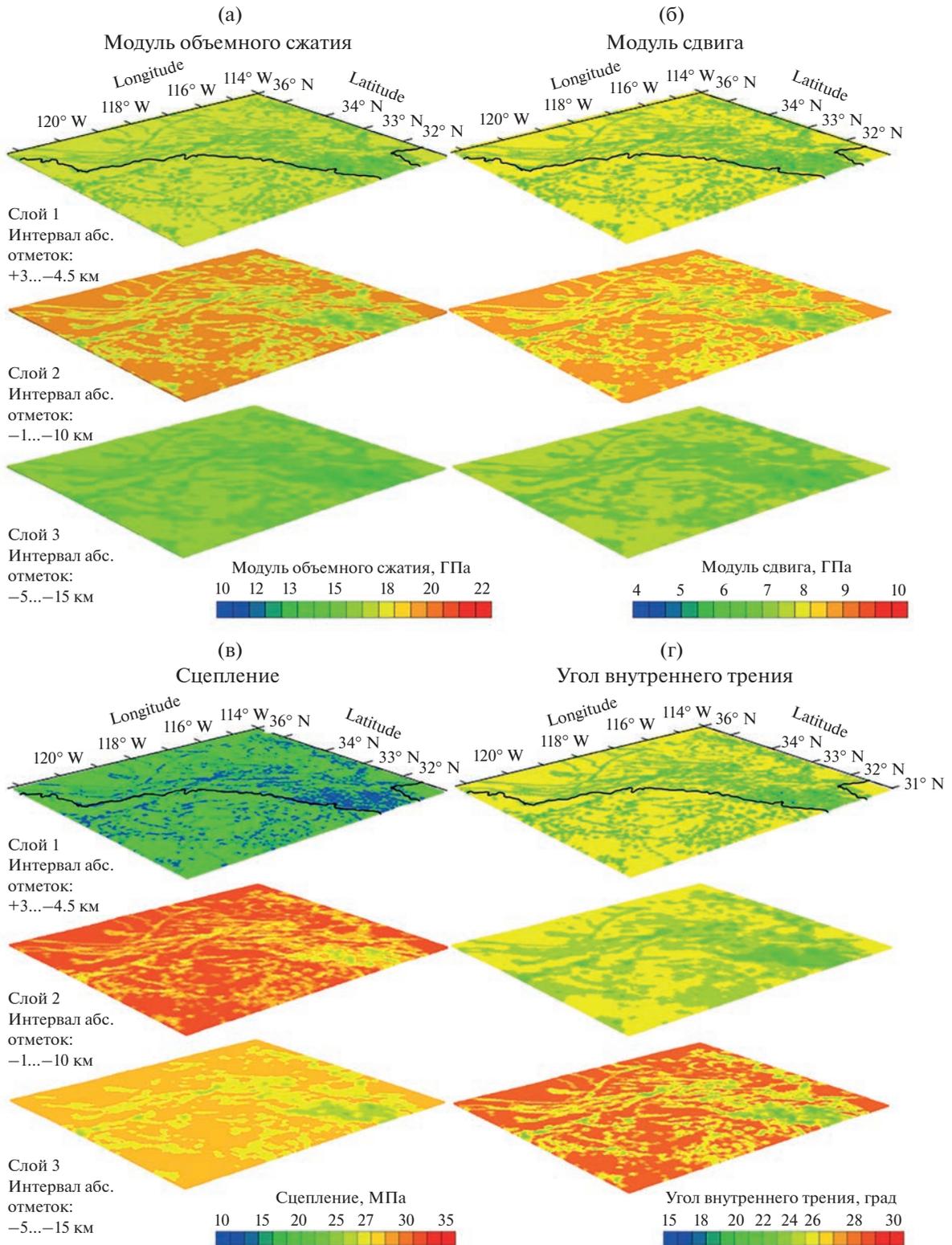


Рис. 1. Карты начальных распределений геомеханических параметров для 3 верхних слоев модели: модуль объемного сжатия (а), модуль сдвига (б), сцепление (в) и угол трения (г). Неоднородности отражают разломную тектонику региона.

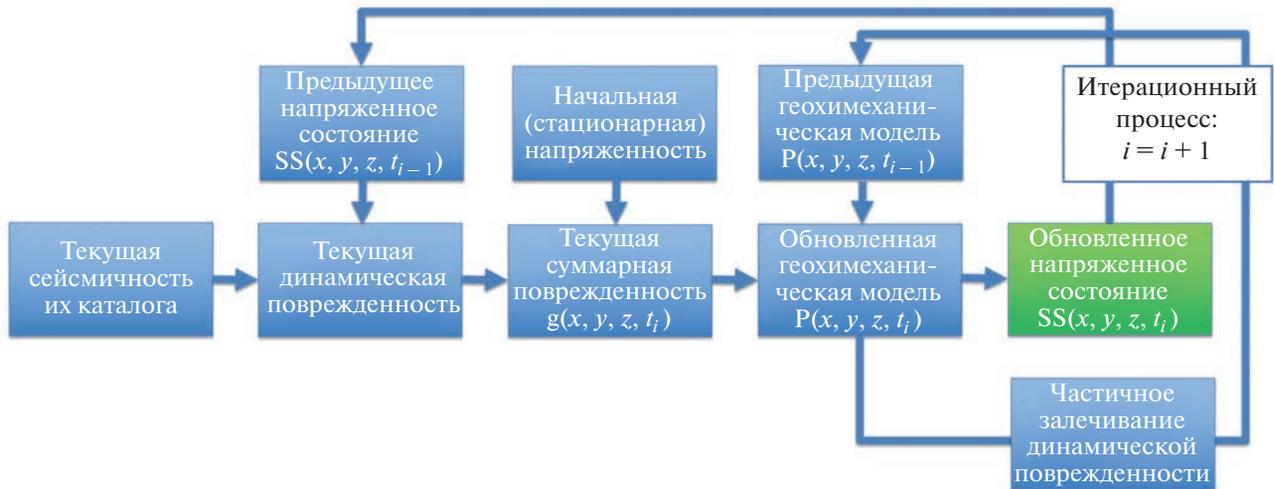


Рис. 2. Схема итерационной процедуры вычисления напряженно-деформированного состояния модели, обновляемого при сдвиге интервала учета текущей сейсмичности.

рассматривалось как новый дефект земной коры соответствующих размеров, приводящий к перераспределению деформаций [Бондур и др., 2016].

Используемые для построения модели результаты относятся к пространственно-временным распределениям приращений деформации сдвига (СД) и векторов смещения на глубине 3–10 км второго слоя верхней земной коры, где локализуется основная текущая сейсмичность Южной Калифорнии.

На рис. 3. представлено распределение максимальных значений приращения СД и смещений с двух сторон от будущего разрыва землетрясения Риджкrest 06.07.2019 г. за 1.5 мес. и 5 дней, соответственно. Размеры областей составляют порядка 20 км при детальности по размерам расчетных ячеек в модели 5×5 км, а величины приращения смещений за 0.5 мес. достигают порядка десятков сантиметров.

Полученное распределение в окрестности реального очага находится в согласии с теоретической моделью развития трещины из работы [Мячкин и др., 1975] (рис. 4).

В работе [Бондур и др., 2022] приводятся результаты по динамике НДС в эпицентральной зоне (ЭЗ) на 2018–2019 гг. примерно за 1.5 года до землетрясения, когда началось интенсивное формирование очага (рис. 3). Как видно, аномальное развитие приращения смещений в СД с двух сторон от формирующегося очага принимает гантелевидную форму готовой к разрушению перемычки.

Вместе с тем, в теоретических и лабораторных исследованиях по развитию трещин не обсуждается временная последовательность чередования

разрушений с разных сторон от готовящегося разрыва.

В соответствии с рис. 5 и рис. 6 приведено последовательное пространственное распределение характерных моментов максимальных смещений, начиная с марта 2018 г., когда, как показано в работах [Бондур и др., 2021; 2022], проявляется интенсивное формирование очага. Попеременное появление максимальных смещений на разных оконечностях будущего разрыва имитирует процесс раскачивания эпицентральной зоны (ЭЗ) вплоть до момента события.

Детальное распределение всех величин приращения смещений за данный промежуток времени приведено на рис. 7 [Бондур и др., 2022].

Отрицательные величины, показанные красным цветом, соответствуют местоположению аномальных смещений с ЮВ стороны продолжения простираения очага, а положительные (синего цвета) с СЗ стороны в соответствии с рис. 5.

Таким образом, приведенные результаты указывают на наличие процесса раскачивания области, готовящейся к разрушению перемычки. При этом, период раскачивания таких “качелей” составляет порядка одного–нескольких месяцев, протяженность порядка 100 км, размеры аномальных областей – в пределах 20 км. Величины приращения смещений, моделируемых на глубинах 3–10 км второго слоя верхней земной коры в геомеханической модели, достигают десятков см.

МОДЕЛЬ “КАЧЕЛИ”

Согласно современным представлениям, земная кора представляет собой иерархическую дискретную среду [Садовский, Писаренко, 1991]. Та-

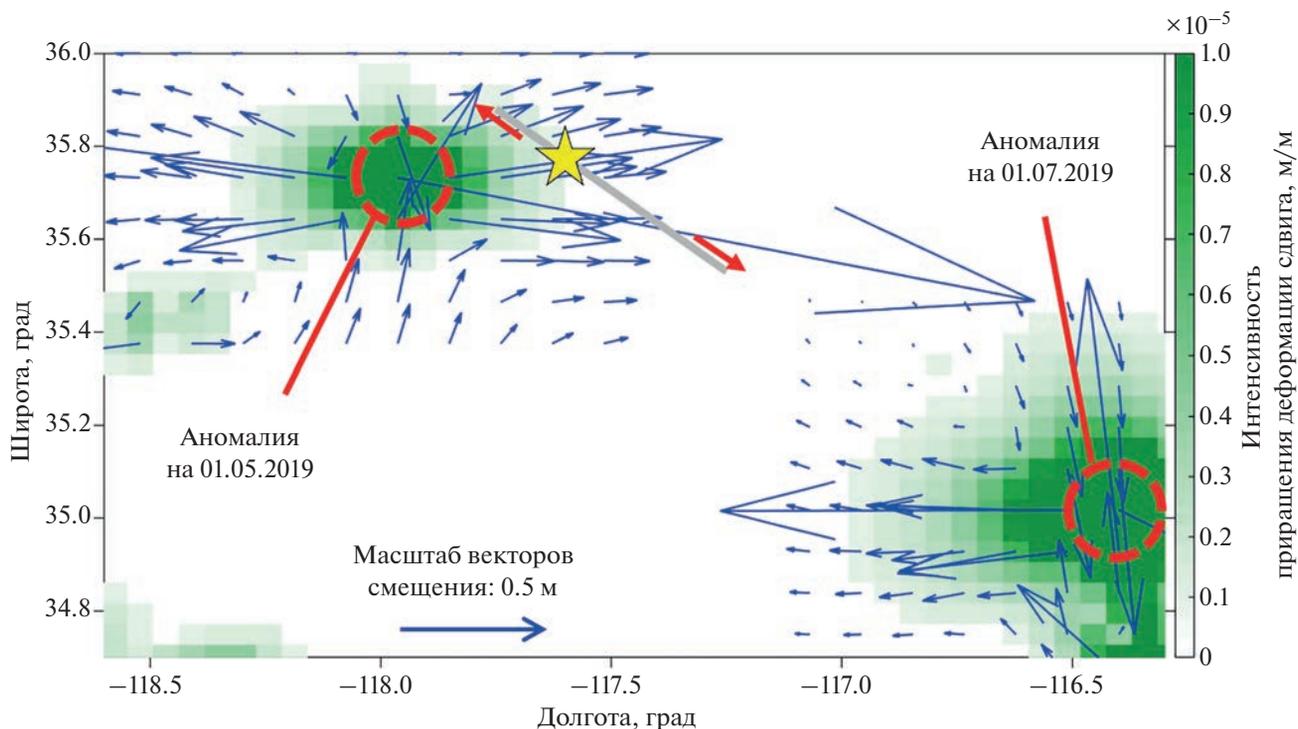


Рис. 3. Совмещенные аномалии напряженно-деформированного состояния, выделяемые на юго-восточном и северо-западном продолжениях будущего разлома Риджкрест по состоянию на 01.05.2019 г. и 01.07.2019 г. Цветом показаны значения интенсивности приращения деформации сдвига (шкала дана в безразмерных единицах); синими стрелками – векторы смещения. Серая линия соответствует осредненному положению главного разлома землетрясения Риджкрест, желтая звездочка – эпицентру главного толчка, а красные стрелки показывают смещения блоков среды по разлому.

кое строение неоднородной среды определяет развитие сеймотектонического процесса. Подтверждением этого вывода является модель разлома [Burridge, Knopoff, 1967], объясняющая эволюцию сейсмического процесса (рис. 8).

Модель представляет собой набор отдельных элементов (блоков) с массой m , лежащих на неподвижной горизонтальной плите и соединенных между собой пружинными жесткими связями k_c . С подвижной горизонтальной плитой, движущейся со скоростью V , элементы соединены пластинчатыми элементами с жесткостью k_l . Преодоление силы трения F_i между нижней плитой и блоками приводит время от времени к проскальзыванию отдельных блоков. Проскальзывать может как отдельный блок, так и несколько блоков. Такое прерывистое скольжение (*stick-slip*) и возникающие при этом фрикционные автоколебания связывают с возникновением землетрясений [Короновский и др., 2015]. Примером эффективности такого подхода может служить клавишная модель сильных землетрясений в островных дугах и активных континентальных окраинах [Керчман, Лобковский, 1988; Лобковский и др., 2017].

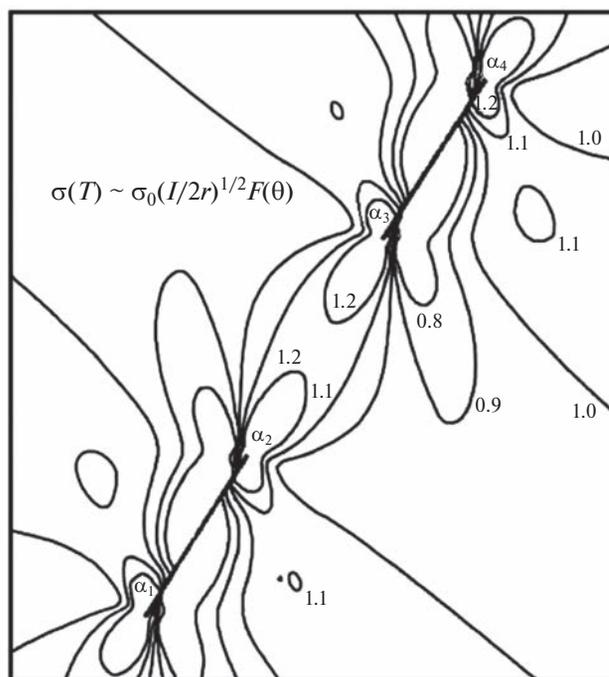


Рис. 4. Структура поля максимальных касательных напряжений между двумя трещинами по данным работы [Мячкин и др., 1975].

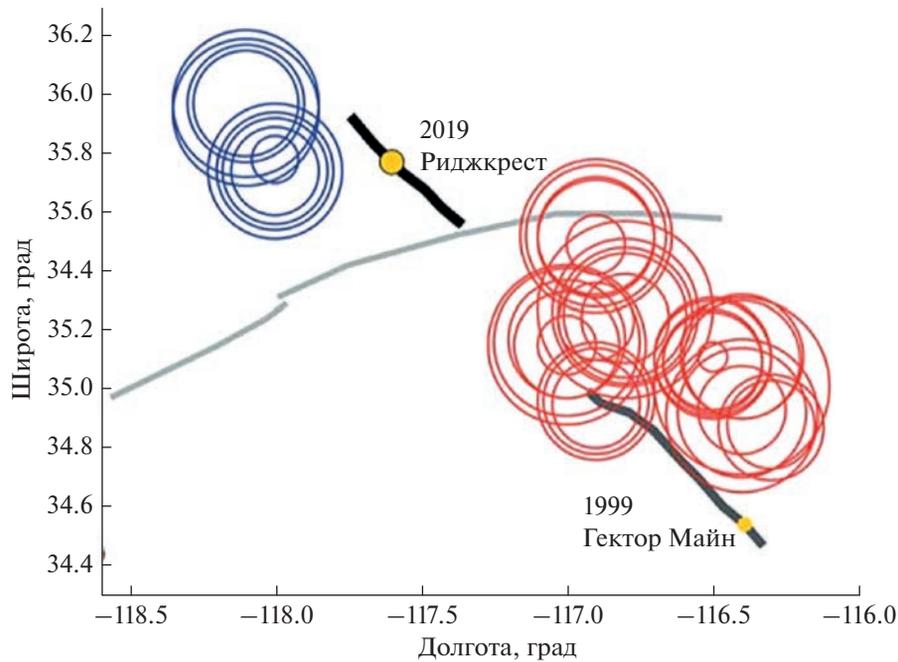


Рис. 5. Расположение и интенсивность аномалий деформации сдвига, наблюдаемых на юго-восточном (красные кружки) и северо-западном (синие кружки) продолжениях разлома Риджкрест в период с марта 2018 г. по июнь 2019 г. Размеры кружков соответствуют пространственным размерам аномальных областей, оконтуренных по пороговому значению СД, составляющему 10^{-5} . Толстыми черной и серой линиями показаны разломы землетрясения Риджкрест 2019 г. и Гектор Майн 1999 г., соответственно; желтыми кружками – эпицентры их главных толчков. Светло-серой линией обозначен разлом Гарлок.

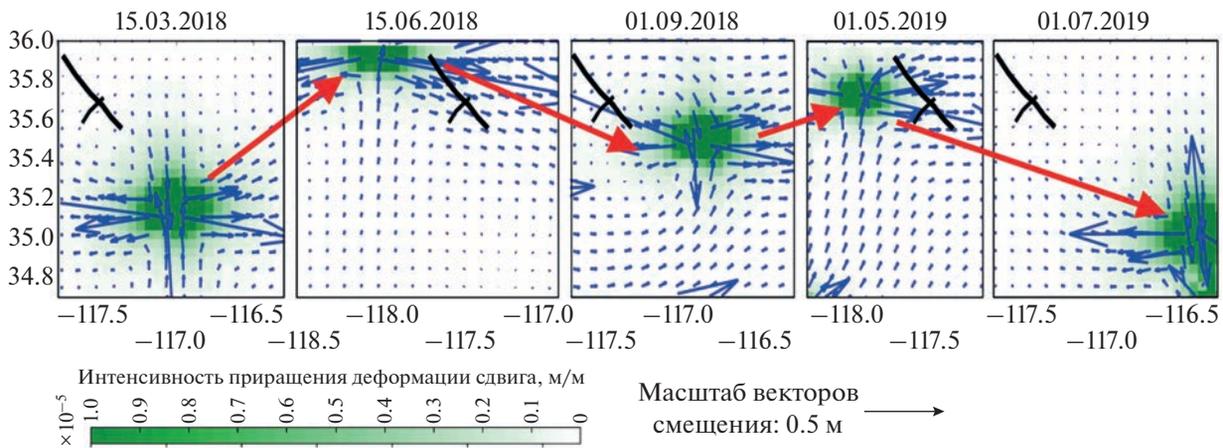


Рис. 6. Циклы миграции (“раскачивания”) области максимальных сдвиговых деформаций в эпицентральной зоне. Цветом показана интенсивность деформации сдвига, синими стрелками – векторы смещения. Черными линиями показаны разломы, соответствующие главному толчку землетрясения Риджкрест 06.07.2019 г. (длинная) и его форшоку 04.07.2019 г. (короткая).

Оставаясь в изложенной парадигме, рассмотрим следующую модель движения блоков, объясняющую раскачивание перемычки перед разрушением. Рассмотрим движение трех блоков, размещенных на движущейся со скоростью V плите (рис. 9а).

Средний блок представляет собой перемычку. Блоки скреплены между собой упругими связями с коэффициентами k_2, k_3 и вязкими элементами с коэффициентом вязкости μ . Крайние блоки с помощью упругих элементов с жесткостью k_1, k_4 взаимодействуют с неподвижными преградами.

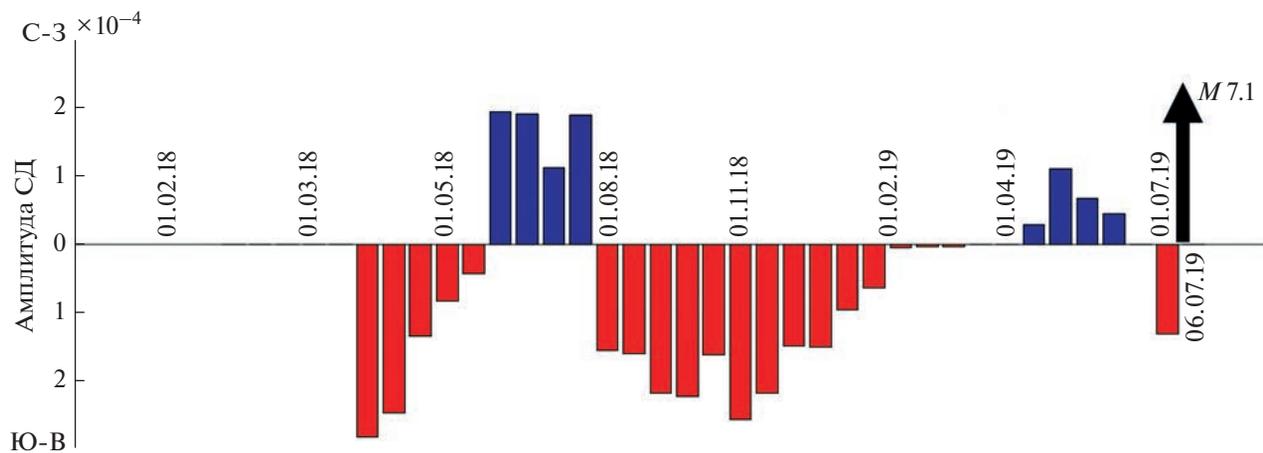


Рис. 7. Вариации интенсивности аномалий деформации сдвига, наблюдаемых на юго-восточном (красные столбики) и северо-западном (синие столбики) продолжениях разлома Риджквест в период с марта 2018 по июнь 2019 гг.

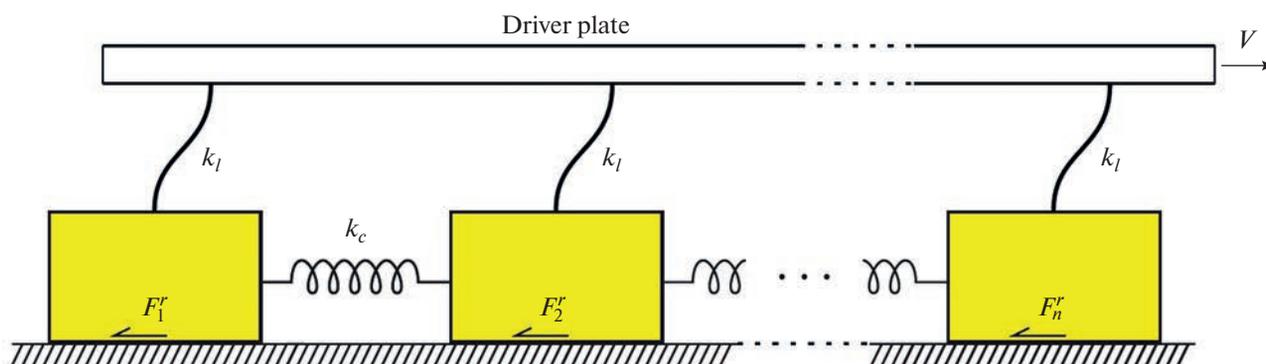


Рис. 8. Одномерная модель проскальзывающих блоков [Burrige, Knopoff, 1967].

Блоки прижаты к плите усилиями P и взаимодействуют с ней по закону сухого трения (рис. 7б), согласно которому при достижении усилием F на контакте критического значения F_{up} сила трения уменьшается до значения F_{dw} , и под действием сброса нагрузки

$$\Delta F = F_{up} - F_{dw}. \quad (1)$$

начинается проскальзывание.

Предположим, что сначала приходит в движение 1-й блок (рис. 10а), который проскальзывает на величину u_1 под действием сброса нагрузки $\Delta F^{(1)} = F_{up}^{(1)} - F_{dw}^{(1)}$.

По мере того, как нагрузка $\Delta F^{(1)}$ передается на вязкоупругую связь между блоками, начинает

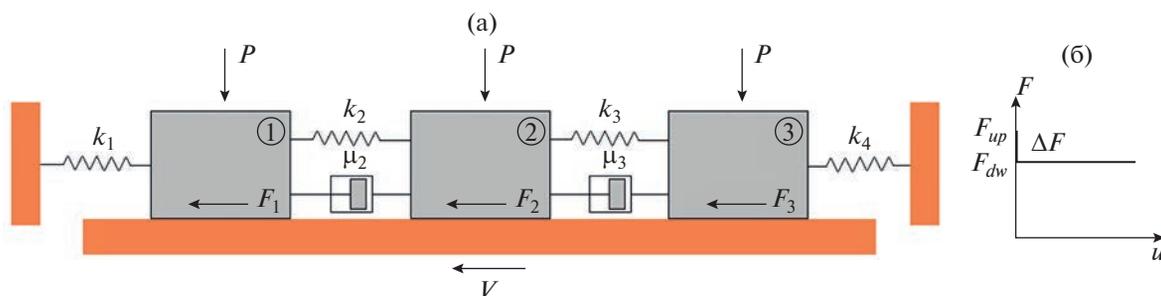


Рис. 9. Модель системы из 3-х блоков (а), взаимодействующих с движущимся основанием по закону сухого трения (б).

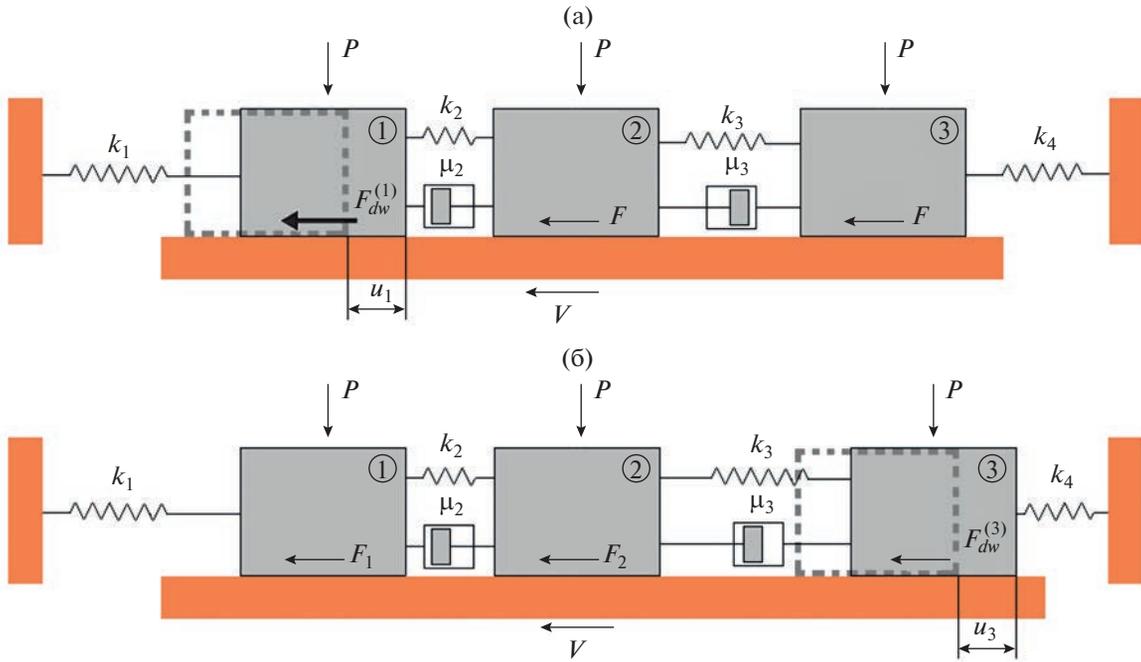


Рис. 10. Проскальзывание 1-го блока (а) и проскальзывание 3-го блока, предшествующие движению 3-го блока (б).

возрастает нагрузка на средний 2-й блок (перемычку). Поскольку $F_{up}^{(2)} > F_{up}^{(1)}$ и $F_{up}^{(2)} > F_{up}^{(3)}$, это не приведет к активизации перемычки. Поэтому через некоторое время растяжение упругой связи k_4 приведет в движение 3-й блок, и он сместится на величину u_3 . В результате к нагрузке на перемычку со стороны 1-го блока добавится давление 3-го блока. Если этого будет достаточно для преодоления силы трения $F_{up}^{(2)}$, то 2-й блок стронется с места. Если нет, то опять повторится нагружение 1-го блока и дальнейшее возрастание нагрузки на перемычку. Описанный выше процесс будет продолжаться до тех пор, пока не будет преодолено сопротивление 2-го блока.

Выпишем уравнение движения 1-го блока:

$$\frac{\partial u_1}{\partial t} + \frac{k_1 + k_2}{\mu_2} u_1 + \frac{k_1}{\mu_2} Vt - \frac{\Delta F^{(1)}}{\mu_2} = 0. \quad (2)$$

Его решение, удовлетворяющее условию $u_1 = 0$ при $t = 0$, имеет вид:

$$u_1 = \frac{\Delta F^{(1)}}{k_1 + k_2} \left[1 - \exp\left(-\frac{k_1 + k_2}{\mu_2} t\right) \right] - \frac{k_1 Vt}{k_1 + k_2}. \quad (3)$$

Движение 1-го блока остановится, когда нагрузка слева на 1-й блок уменьшится:

$$F_{up}^{(1)} - k_1 u_1 = F_{dw}^{(1)}. \quad (4)$$

Согласно (4) время остановки t_1^{st} (*stick*) найдем из условия

$$\Delta F^{(1)} \left[1 - \exp\left(-\frac{k_1 + k_2}{\mu_2} t\right) \right] - k_1 Vt - \frac{k_1 + k_2}{k_1} \Delta F^{(1)} = 0. \quad (5)$$

Движение 3-го блока удовлетворяет уравнению

$$\frac{\partial u_3}{\partial t} + \frac{k_4 + k_3}{\mu_3} u_3 + \frac{k_4}{\mu_3} Vt - \frac{\Delta F^{(3)}}{\mu_3} = 0, \quad (6)$$

аналогичному уравнению (2).

Используя решения уравнений (2) и (6), из условия

$$F_{up}^{(2)} - \left[k_2 u_1(t_3^{st}) + \mu_2 \dot{u}_1(t_3^{st}) \right] - (k_3 u_3 + \mu_3 \frac{\partial u_3}{\partial t}) = F_{dw}^{(2)} \quad (7)$$

найдем время t_3^{st} (*slip*), при котором начнется движение 2-го блока.

Зададимся следующими параметрами модели. Модуль Юнга блоков – $E_1 = E_4 = 2 \times 10^{10}$ Па, $E_3 = 1.5 \times 10^{10}$ Па, коэффициент Пуассона $\nu = 0.25$, вязкость – $\eta_1 = \eta_2 = \eta_3 = 6 \times 10^{17}$ Па · с, среднее напряжение – $\sigma_{33} = 1.25 \times 10^8$ Па, $\alpha_{up} = 0.5$ и $\alpha_{dw} = 0.3$ – коэффициенты трения. Длина и ширина блоков $L = 1 \times 10^5$ м и $h = 5000$ м соответственно. Скорость движения плиты $V = 0.5$ м/год.

В этом случае время активации (проскальзывания) 1-го блока $t_{sl}^{(1)} = 0.358$ год. Затем происходит активация 3-го блока, которая длится $t_{sl}^{(3)} = 0.339$ год. Нагрузка, возникающая со стороны 1-го и 3-го блока, приводит в движение 2-й блок (перемычку). Активация 2-го блока длится $t_{sl}^{(2)} = 0.373$ год. Таким образом, использование характерных значений механических и геометрических параметров системы коровых блоков приводит к обоснованным значениям промежутков времени их раскачивания.

В рамках приведенной модели, используя наблюдаемые (по геодезическим данным) и/или смоделированные (с учетом сейсмичности) смещения (или их скорости) для ряда выделенных блоков, путем решения обратной задачи можно уточнить значения параметров, включающих жесткости k и коэффициенты вязкости μ для системы блоков таким образом, чтобы ее наблюдаемое поведение соответствовало экспериментальным параметрам, включая период раскачивания и расстояние между фокусами раскочки. На основании полученных численных оценок установлено, что по одним лишь величинам периода раскачивания достаточно устойчиво определяются только межблоковые вязкости μ , в то время как для других геомеханических параметров системы блоков характерна неоднозначность в достаточно широком интервале значений.

В то же время, они могут быть более надежно определены по временным зависимостям наблюдаемых смещений блоков, а геометрические характеристики системы могут задаваться с использованием доступной геолого-геофизической информации, включая имеющиеся материалы по разломной тектонике исследуемого региона. Возможно, обобщение рассматриваемой модели на случай переменных во времени жесткостей и вязкостей межблоковых связей, что предполагает использование нескольких массивов данных по смещениям (скоростям смещений), отвечающих различным стадиям сейсмического цикла, и получать соответствующие оценки для этих кинематических режимов. Определение указанных величин может быть осуществлено путем решения нелинейной обратной задачи с использованием методов оптимизации. При этом, в качестве функционала невязки может использоваться квадратичная мера расхождения кинематических параметров (скоростей), рассчитанных для модели движения блоков и полученных с помощью GNSS-наблюдений, либо смоделированных в рамках учитывающей текущую сейсмичность геомеханической модели сплошной среды для некоторого набора моментов времени. Регуляризация может быть реализована в виде ограничения области поиска по каждому из параметров.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Подход, использованный при построении исходной геомеханической модели Южной Калифорнии [Bondur et al., 2020; 2022], частично включает как элементы каскадно-восходящей модели [Yoon et al., 2019], так и концепции прогрессирующей локализации [Rice, 2017; Ben-Zion, Zaliapin, 2020]. В данном случае поле фоновых напряжений и деформаций, определяемое региональными тектоническими силами и ранее существовавшим распределением разломов, дополняется локальным ослаблением (поврежденностью) и последующим заживлением земной коры, связанными с текущей слабой сейсмичностью, что позволяет моделировать динамические поля напряжений и деформаций для всей области Южной Калифорнии. Фоновая сейсмичность, отражающая непрерывное разрушение земной коры под действием региональных тектонических сил, в основном, связана с разломами Сан-Андреас, Гарлок и Маунт. Однако, поскольку рассматриваемая модель включает данные по сейсмичности малой магнитуды, преобразованные в коэффициент поврежденности горных пород, а фактическая (рассеянная) сейсмичность не ограничивается конкретными разломами (хотя они играют важную роль в распределении стационарных напряжений), расчет эволюции распределенных напряжений и деформаций путем итеративного обновления геомеханических свойств (модулей упругости и т. д.) обеспечивает изменение НДС в достаточно широкой области вокруг будущего разрыва.

Анализ в рамках модели прогрессирующей локализации для Южной Калифорнии, приведенный в работах [Ben-Zion, Zaliapin, 2019; 2020; Kato, Ben-Zion, 2021], свидетельствует о прогрессирующем ослаблении коры вокруг возможных зон вспарывания перед крупными ($M > 7$) событиями, произошедшими в этом регионе за последние десятилетия, с четкой локализацией в течение последних 2–3 лет перед ними. Вышеупомянутые исследования в основном сосредоточены на прямом преобразовании наблюдаемой сейсмичности в объем и локализацию поврежденности горных пород с применением геостатистических оценок [Molchan, Keilis-Borok, 2008] без использования полного геомеханического моделирования для получения распределений НДС.

Описываемая в настоящей работе модель опирается на предложенную нами ранее концепцию, сочетающую принципы каскадно-восходящей модели и прогрессирующей локализации с геомеханическим моделированием параметров НДС с учетом фоновой сейсмичности, позволившую выявить циклический процесс миграции аномальных деформаций на флангах очага готовящегося сильного землетрясения Риджкрест. С дру-

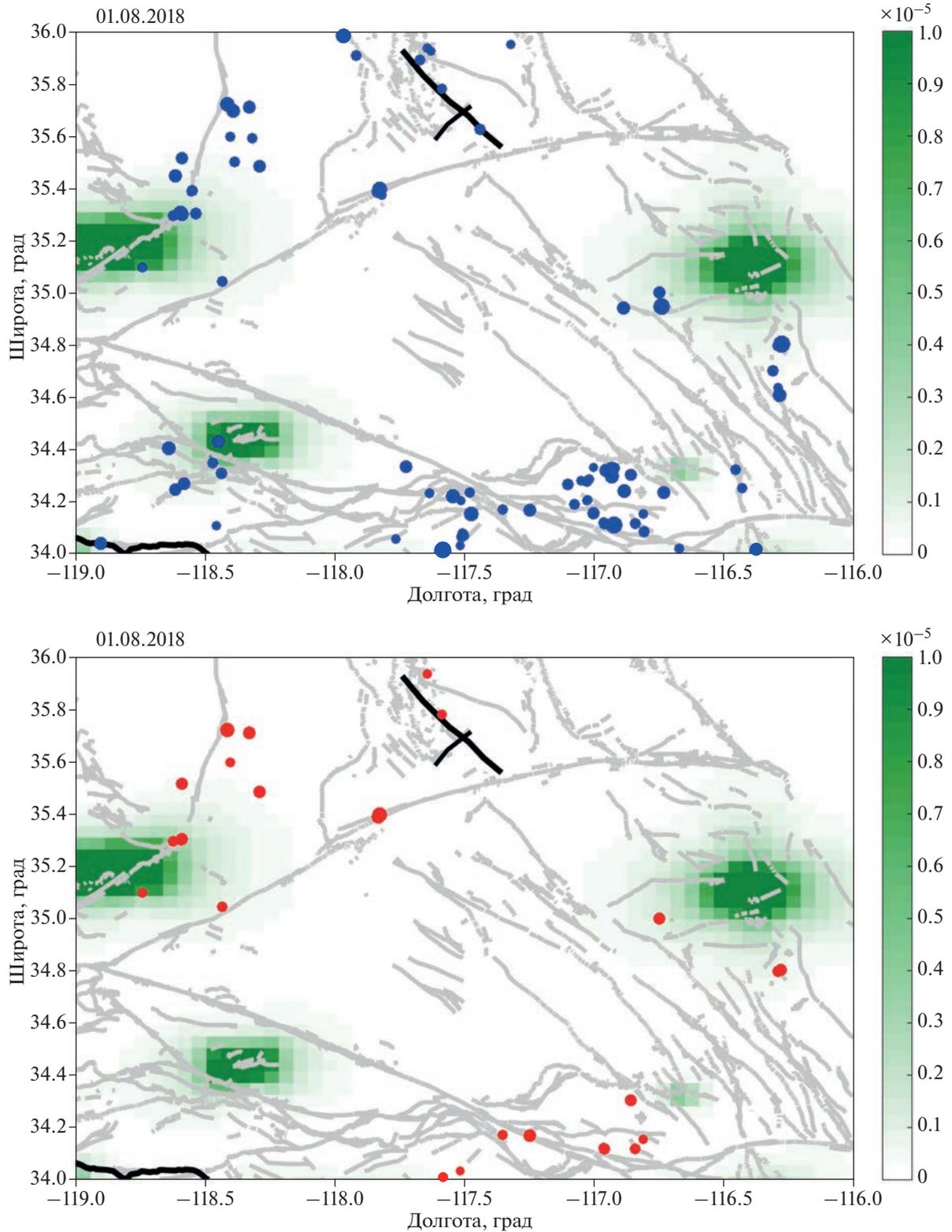


Рис. 11. Распределение максимальных приращений СД на 01.08.2018 г. (зеленые области) и слабой текущей сейсмичности с $M \sim 1-2$ для интервала 3 месяца (синие кружки в верхней части) и для интервала 0.5 мес. (красные кружки в нижней части).

гой стороны, модель “Качели” содержит элементы, близкие к моделям медленного скольжения [Кочарян, 2014].

Выполненные количественные оценки показывают, что обнаруженные периоды процесса “раскачивания” эпицентральной зоны совпадают с периодичностью срыва блоков в рассмотренной детерминированной механической модели. Данный процесс т.н. “раскачивания” является признаком заключительного этапа формирования очага перед началом разрушения перемычки, определяющей само землетрясение. При этом, размеры области “раскачивания” (длина разрыва L) связаны с магнитудой M будущего события, которая может быть оценена, например, в соответствии с формулой Касахары [Касахара, 1985]:

$$\lg L = 3.2 + 0.5M,$$

где L задается в см. В случае землетрясения Риджквест, когда наблюдаемый размер перемычки по данным геомеханического мониторинга составляет порядка 100 км, можно получить оценку максимальной ожидаемой магнитуды около 7.6, что несколько выше фактической. В то же время, вслед за авторами исследования по анализу поверхностных смещений [Chen et al., 2020], можно предположить, что размеры очага и магнитуда события могли оказаться больше фактических, если бы развитие разрыва не было остановлено региональными тектоническими особенностями рассматриваемой территории: разломом Гарлок с одной стороны и зоной вулканов с другой. Таким образом, установление характерных пространственных размеров зон “раскачивания” может дать важнейшую информацию о потенциальной магнитуде готовящегося землетрясения.

Использование созданной модели открывает новые возможности при решении целого ряда обратных задач, направленных на определение характеристик заключительной фазы подготовки землетрясения, важных для краткосрочного прогнозирования.

Следует отметить, что используемые данные при получении результатов по процессу раскачивания, лежащие в основе создания модели “Качели”, были рассчитаны в рамках геомеханической модели, куда вводилась текущая сейсмичность. В процессе развития самой текущей сейсмичности такие особенности динамики НДС выделить весьма затруднительно.

Действительно, слабая сейсмичность, которая связана с локальным разрушением пород, вызывает перераспределение деформаций в сложной постройной земной коре с ее тектоническими особенностями — разломно-блоковой, достаточно мозаичной структурой. Именно в геомеханической модели, в соответствии с развитием сейсмического процесса и особенностями локальной тек-

тоники, выделяются области, где возникают максимумы упругой энергии, касательных напряжений и сдвиговых деформаций. Эти области зачастую не совпадают с местами максимального проявления текущей сейсмичности, а обуславливаются так называемой “чувствительностью” среды, что демонстрируется на рис. 11.

Примеры такой “чувствительности” среды отмечаются в работах [Гохберг и др., 2004; Бондур и др., 2021], когда в модели воздействие в виде локальной поверхностной нагрузки отражается на концентрации процесса приближения пород к пределу прочности на разных глубинах, в достаточно удаленных областях согласно сложному тектоническому строению.

Из приведенного рисунка видно, что для одного достаточно характерного момента времени (01.08.2018 г., примерно за год до землетрясения), пространственное распределение зон с максимальными значениями приращений СД не совпадает с распределением текущей сейсмичности. Надо отметить, что на всем исследуемом промежутке времени 2018–2019 гг. кластер локальной слабой сейсмичности, в основном, приурочен к северо-западному крылу очага. При этом, эффект раскачивания, связанный с последовательной миграцией аномальных зон СД, в определяемой таким образом и подготовленной к разрушению перемычке выявлен при геомеханическом моделировании.

В этом смысле показывается преимущество исследования на модели, с помощью которой удастся выделить особенности динамики НДС, которые могут рассматриваться в качестве новых важных предвестников землетрясения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Представленная в работе концепция позволяет глубже понять процессы, происходящие в земной коре перед сильными землетрясениями и связанные с динамикой напряженно-деформированного состояния, мониторинг которого может использоваться для краткосрочного прогнозирования. Важнейшей особенностью выделенного предвестника землетрясения $M = 7.1$ Риджквест 2019 г. является т.н. “раскачивание” на флангах будущего разрыва, ассоциированного с землетрясением, выражающееся в циклическом появлении аномалий деформации сдвига на его северо-западном и юго-восточном продолжениях. Представляется, что подобные закономерности изменения напряженно-деформированного состояния перед землетрясением Риджквест, выявленные на основе геомеханической модели сплошной среды с динамическим учетом текущей сейсмичности, могут быть объяснены в рамках относительно простых блочных моделей. Дальнейшее развитие такого

подхода может включать оценку геомеханических параметров системы блоков на основе решения обратных задач по экспериментальным и симуляционным данным, а также последующее моделирование ее дальнейшей эволюции с целью краткосрочного прогноза сильных сейсмических событий.

Следует отметить, что предложенная модель открывает возможности для поиска циклических паттернов типа “качели” в различных геофизических полях, а также данных дистанционного зондирования, включая изображения земной поверхности в видимом и радио-диапазонах.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено в НИИ “АЭРОКОСМОС” в рамках проекта № 122011800095-3.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акопян С.Ц., Бондур В.Г., Рогожин Е.А. Технология мониторинга и прогнозирования сильных землетрясений на территории России с использованием метода сейсмической энтропии // *Физика Земли*. 2017. № 1. С. 34–53.
<https://doi.org/10.7868/S0002333717010021>
- Бондур В.Г., Гарагаш И.А., Гохберг М.Б., Лапшин В.М., Нечаев Ю.В., Стеблов Г.М., Шалимов С.Л. Геомеханические модели и ионосферные вариации для крупнейших землетрясений при слабом воздействии градиентов атмосферного давления // *Докл. РАН*. 2007. Т. 414. № 4. С. 540–543.
- Бондур В.Г., Гарагаш И.А., Гохберг М.Б., Лапшин В.М., Нечаев Ю.В. Связь между вариациями напряженно-деформированного состояния земной коры и сейсмической активностью на примере Южной Калифорнии // *Докл. РАН*. 2010. Т. 430. № 3. С. 400–404.
- Бондур В.Г., Гарагаш И.А., Гохберг М.Б., Родкин М.В. Эволюция напряженного состояния Южной Калифорнии на основе геомеханической модели и текущей сейсмичности // *Физика Земли*. 2016. № 1. С. 120–132.
<https://doi.org/10.7868/S000233371601004X>
- Бондур В.Г., Гохберг М.Б., Гарагаш И.А., Алексеев Д.А. Ранние проявления краткосрочных предвестников в динамике напряженно-деформированного состояния Южной Калифорнии // *Физика Земли*. 2021. № 4. С. 78–90.
<https://doi.org/10.31857/S0002333721040049>
- Бондур В.Г., Гохберг М.Б., Гарагаш И.А., Алексеев Д.А., Гапонова Е.В. Изучение формирования очага сильного землетрясения Риджкрест 2019 г. в Южной Калифорнии с использованием геомеханической модели // *Докл. РАН. Науки о Земле*. 2022. Т. 502. № 2. С. 49–54.
<https://doi.org/10.31857/S2686739722020037>
- Гарагаш И.А. Использование азимутальных вариаций скоростей сейсмических волн для мониторинга сейсмической опасности на Камчатке. Проблемы сейсмичности Дальнего Востока. Петропавловск-Камчатский: 2000. С. 164–175.
- Гохберг М.Б., Гарагаш И.А., Нечаев Ю.В., Рогожин Е.А., Юнга С.Л. Геомеханическая модель сейсмического кластера “Чайна-Лейк” Южной Калифорнии. Исследование в области геофизики. Сборник статей к 75-летию Объединенного института физики Земли им. О.Ю. Шмидта / Глико А.О. (ред.) М. 2004. С. 90–98.
- Касахара К. Механика землетрясений. М.: Мир. 1985. 264 с.
- Керчман В.И., Лобковский Л.И. Численное моделирование сейсмотектонического процесса в островных дугах и активных континентальных окраинах по клавишной схеме сильнейших землетрясений // *Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли*. 1988. № 3. С. 34–46.
- Короновский Н.В., Наймарк А.А., Захаров В.С., Брянцева Г.В. О геологических и физических механизмах природных процессов в задачах динамической геологии // *Вестник Московского университета. Сер. 4. Геология*. 2015. № 4. С. 40–48.
- Кочарян Г. Г., Кишкина С.Б., Новиков В.А., Остапчук А.А. Медленные перемещения по разломам: параметры, условия возникновения, перспективы исследований // *Геодинамика и тектонофизика*. 2014. Т. . № 4. С. 863–891.
- Лобковский Л.И., Владимирова И.С., Габсатаров Ю.В., Гарагаш И.А., Баранов Б.В., Стеблов Г.М. Постсейсмические движения после Симуширских землетрясений 2006–2007 гг. на различных стадиях сейсмического цикла // *Докл. РАН*. 2017. Т. 473. № 3. С. 104–109.
- Мячкин В.И., Костров Б.В., Соболев Г.А., Шамина О.Г. Основы физики очага и предвестников землетрясений. Физика очага землетрясения. М.: Наука. 1975. С. 6–29.
- Садовский М.А., Писаренко В.Ф. Сейсмический процесс в блоковой среде. М.: Наука. 1991. 96 с.
- Соболев Г.А., Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестники. М.: Наука. 2003. 270 с.
- Ben-Zion Y., Zaliapin I. Spatial variations of rock damage production by earthquakes in southern California // *Earth and Planetary Science Letters*. 2019. V. 512. P. 184–193.
- Ben-Zion Y., Zaliapin I. Localization and coalescence of seismicity before large earthquakes // *Geophysical Journal International*. 2020. V. 223. P. 561–583.
- Bondur V.G., Gokhberg M.B., Garagash I.A., Alekseev D.A. Revealing Short-Term Precursors of the Strong $M > 7$ Earthquakes in Southern California from the Simulated Stress–Strain State Patterns Exploiting Geomechanical Model and Seismic Catalog Data // *Frontiers in Earth Science*. 2020. 8: 571700.
<https://doi.org/10.3389/feart.2020.571700>
- Bondur V.G., Gokhberg M.B., Garagash I.A., Alekseev D.A. Features of the modelled stress-strain state dynamics prior to the $M = 7.1$ 2019 Ridgecrest earthquake in Southern California // *Russian J. Earth Sciences*. 2022. V. 22. ES5002.
- Brown S.R., Scholz C.H., Rundle J.B. A simplified spring-block model of earthquakes // *Geophysical Research Letters*. 1991. V. 18. P. 215–218.
- Burridge R., Knopoff L. Model and theoretical seismicity // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 1967. V. 57. № 3. P. 341–371.
- Carlson J.M., Grannan E.R., Swindle G.H. Self-organizing systems at finite driving rates // *Physical Reviews*. 1993. V. E47. P. 93–105.

- Chen K., Avouac J.-P., Aati S., Milliner C., Zheng F., Shi C. Cascading and pulse-like ruptures during the 2019 Ridgecrest earthquakes in the Eastern California Shear Zone // *Nature Communications*. 2020. V. 11. P. 22.
- Dieterich J.H. Earthquake nucleation on faults with rate- and state-dependent strength // *Tectonophysics*. 1992. V. 211. P. 115–134.
- Huang J., Turcotte D.L. Are earthquakes an example of deterministic chaos? // *Geophysical Research Letters*. 1990. V. 17. P. 223–226.
- Kato A., Ben-Zion Y. The generation of large earthquakes // *Nature Reviews Earth & Environment*. 2021. V. 2. P. 26–39.
- Molchan G., Keilis-Borok V. Seismology Earthquake prediction: probabilistic aspect // *Geophysical J. International*. 2008. V. 173. P. 1012–1017.
- Narkounskaia G., Turcotte D.L. A cellular-automata, slider-block model for earthquakes. I. Demonstration of chaotic behavior for a low order system // *Geophysical J. International*. 1992. V. 111. P. 250–258.
- Rice J.R. Heating, weakening and shear localization in earthquake rupture // *Philosophical Transactions. Series a, Mathematical, Physical, and Engineering Sciences*. 2017. V. 375. PMID 28827427.
- Turcotte D.L. Crustal deformation and fractals, a review. *Fractals and dynamic systems in geosciences* / J.H. Kruhl (ed.). 1994. P. 7–23.
- Yoon C.E., Yoshimitsu N., Ellsworth W.L., Beroza G.C. Fore-shocks and mainshock nucleation of the 1999 Mw 7.1 Hector Mine, California, earthquake // *J. Geophysical Research. Solid Earth*. 2019. V. 124. P. 1569–1582.

Migration of Anomalous Displacements on the Flanks of a Preparing Earthquake Source: A Swing Model

V. G. Bondur^{a, *}, I. A. Garagash^{a, b}, M. B. Gokhberg^{a, b}, and D. A. Alekseev^{a, b}

^a*AEROCOSMOS Research Institute for Aerospace Monitoring, Moscow, 105064 Russia*

^b*Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123242 Russia*

^c*Moscow Institute of Physics and Technology (State University), Dolgoprudnyi, 141701 Russia*

*e-mail: vgbondur@aerocosmos.info

The geomechanical modeling results on the stress-strain state dynamics before the 2019 $M = 7.1$ Ridgecrest earthquake, Southern California, show the alternating development of maximum displacements at the fault's ends, which simulates the process of “swinging” of the epicentral zone of the earthquake. These results together with the existing theoretical ideas about the block structure of the Earth's crust and the corresponding connections between blocks are used to construct a geomechanical “swing” model based on the stick-slip motion of three interconnected blocks. The model parameters are related to the rheological properties of the Earth's crust in the region of the rupture of the bridging isthmus which determines the source size of the seismic event.

Keywords: geomechanical model, shear deformation, earthquake, earthquake source, stress-strain state, Southern California

УДК 550.334

СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПЕРЕД ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕМ СУМАТРА 26.12. 2004 г., $M = 9.1$

© 2023 г. Г. А. Соболев¹, *, И. Н. Мигунов¹

¹Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

*E-mail: sobolev@ifz.ru

Поступила в редакцию 04.11.2022 г.

После доработки 10.12.2022 г.

Принята к публикации 16.12.2022 г.

Исследованы записи скорости вертикального перемещения земной поверхности возле широкополосных сейсмических станций, расположенных вокруг эпицентра землетрясения Суматра 26.12. 2004 г. с магнитудой 9.1. На протяжении 5 лет с 1996 по 2000 гг. ближайшая к эпицентру и удаленная от него на 1700 км станция СОСО записывала устойчивый суточный ход сейсмического шума. В 2001 г. на ней появились ступенеобразные искажения уровня записи. Они продолжались вплоть до момента землетрясения. Обнаружены также превышающие суточный ход импульсы с постепенным нарастанием и последующим спадом амплитуды колебаний длительностью в несколько минут. Они возникали при спокойных метеорологических условиях и геомагнитной активности. На станциях, удаленных от эпицентра более чем на 2000 км, эти импульсы не проявились. Предполагается, что перед землетрясением происходили подвижки в геологических разломах литосферы Индийского океана.

Ключевые слова: землетрясения, широкополосные сейсмические станции, тектонические деформации, метеорологические условия.

DOI: 10.31857/S0002333723040105, **EDN:** TMFDNU

ВВЕДЕНИЕ

После создания в 90-х годах глобальной системы широкополосных сейсмических станций системы IRIS возник ряд исследований сейсмических шумов в диапазоне 10^{-2} – 10^{-3} с. В работе [Nishida et al., 2002] рассматривалась гипотеза возникновения таких шумов вследствие турбулентных движений в атмосфере. В альтернативной гипотезе [Tanimoto et al., 1998] предполагалось, что шумы возбуждаются множественными слабыми землетрясениями, которые находятся ниже порога чувствительности сейсмических станций. В этих и других исследованиях [Ekstrom, 2001] было выяснено, что шумы в таком диапазоне существуют постоянно, в том числе и в спокойные от землетрясений интервалы времени. В работе [Соболев и др., 2005] было показано, что колебания усиливаются перед некоторыми землетрясениями с магнитудами >7.5 . Была отмечена синхронизация шума на станциях, близко расположенных к очагам сильных землетрясений. Предполагалось, что природа шума связана с криповыми подвижками возле постаментов стан-

ций. Некоторые наши исследования низкочастотного сейсмического шума касались землетрясения Суматра 2004 г. В работе [Sobolev, 2019] установлено, что после него сейсмический шум изменился в разных районах Земли. Анализ скрытых периодичностей в работе [Соболев, Любушин, 2007] показал, что перед землетрясением Суматра после произошедшего за 57 ч до него сейсмического толчка возле Новой Зеландии McQuagu с $M = 8.1$ возникли когерентные колебания в диапазоне 20–60 мин на ряде сейсмических станций. Целью настоящей работы являлось исследование за многие годы низкочастотного шума перед землетрясением Суматра на расположенных вокруг эпицентра однотипных станциях.

МЕТОДИКА

Мы изучали ежесекундные записи широкополосных сейсмических станций IRIS, оснащенных сейсмометрами, позволяющими исследовать при одной и той же чувствительности колебания в диапазоне 0.2–360 с [Wieland, Streckeisen, 1982]. Из базы GSNet_152.dat взяты данные станций,

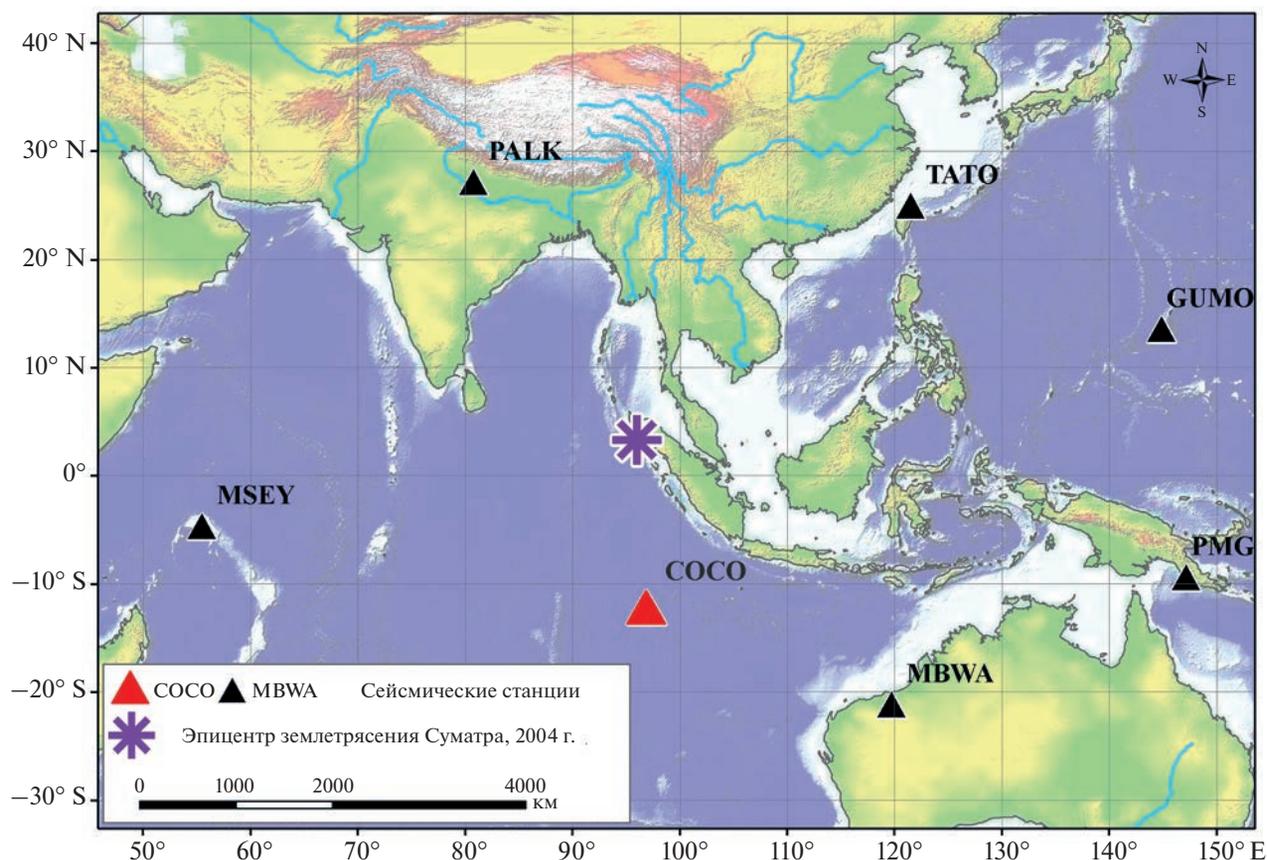


Рис. 1. Расположение широкополосных сейсмических станций в районе землетрясения Суматра, 2004 г., записи которых использованы в настоящей работе.

расположенных вокруг эпицентра землетрясения Суматра 26.12.2004 г. (рис. 1). Канал LHZ каждой станции регистрирует вертикальную скорость смещения грунта V . Были использованы записи станций, не содержащих техногенных помех. Записи ближайшей к эпицентру станции COCO проанализированы за 9 лет до землетрясения и 5 лет после него. Станция расположена на одном из Кокосовых островов в 1700 км к югу от эпицентра землетрясения и в 1200 км к западу от Южной части острова Суматра. Сейсмометр установлен на плоской покрытой травой площадке на высоте 1 м над уровнем моря. Записи исследовались в декабре каждого года. Выбор декабря обусловлен тем, что в этом месяце не бывает тропических тайфунов (West Pacific) на западе Тихого океана, влияющих на сейсмический шум. Принималось во внимание, что землетрясение Суматра произошло также в декабре.

Просмотр всего ряда наблюдений показал, что на протяжении 5 лет с 1996 по 2000 г. станция

COCO записывала устойчивый суточный ход сейсмического шума. Пример записей в течение 3-х последовательных суток 25–27 декабря 2000 г. показан на рис. 2. В спектре шума выделяются максимумы с периодами 4–7 с, обусловленные микросейсмами волнения океана. Амплитуда этого шума примерно в 2 раза превышает амплитуду полусуточных колебаний земного прилива. Теоретические ежеминутные значения скорости прилива в том же интервале 25–27 декабря 2000 г., вычисленные по программе PETGTAB [Wenzel, 1999] для координат сейсмической станции COCO [12.190 ю.ш.–96.835 в.д.], представлены черными линиями на рис. 3. Они сопоставлены с реальными записями этой станции (красные линии). Последние приведены к ежеминутным значениям усреднением исходных секундных данных из GSNet_152.dat в 60 раз. Рисунок 3 демонстрирует высокую степень сходства реальных и теоретических значений с коэффициентом корреляции ≥ 0.99 . Из рис. 2 и рис. 3 следует, что су-

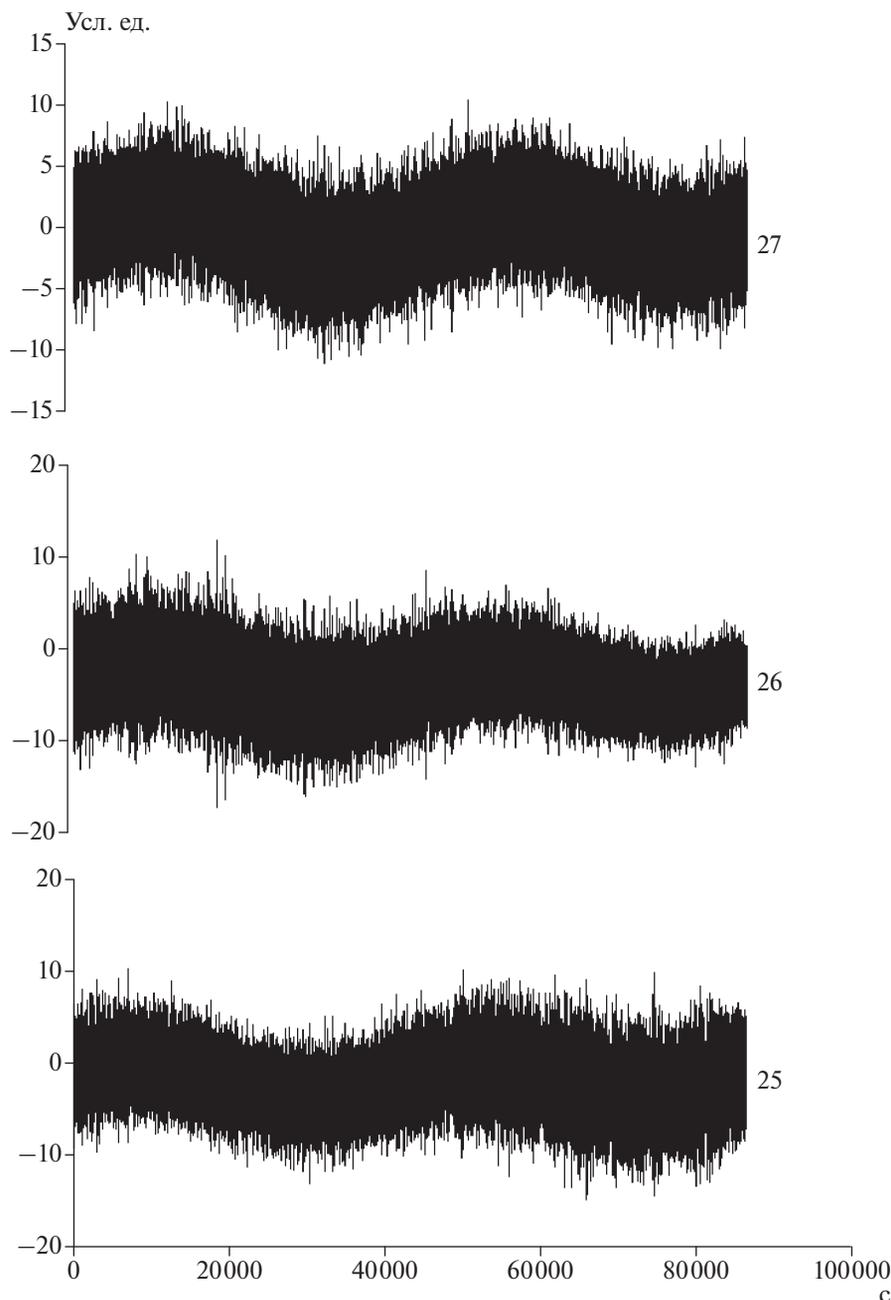


Рис. 2. Фоновые суточные вариации сейсмического шума на станции СОСО 25, 26, 27 декабря 2000 г.

существует возможность поиска изменений в сейсмическом шуме данной станции в связи с землетрясением Суматра.

РЕЗУЛЬТАТЫ

В 2001 г. на станции СОСО появились ступенчатые искажения уровня записи. Они продолжались вплоть до момента землетрясения

26.12.2004 г. Обнаружено также несколько выбросов (аномалий). Они обозначены треугольниками на рис. 4. Если величина аномалии 29.12.2003 г. соизмерима с величиной шума (график 29), то в датах 31.12.2003 г. (31) и 06.12.2004 г. (06) величина выбросов превышает шум в несколько раз. Динамика отмеченных аномальных изменений в более детальном временном масштабе показана на рис.

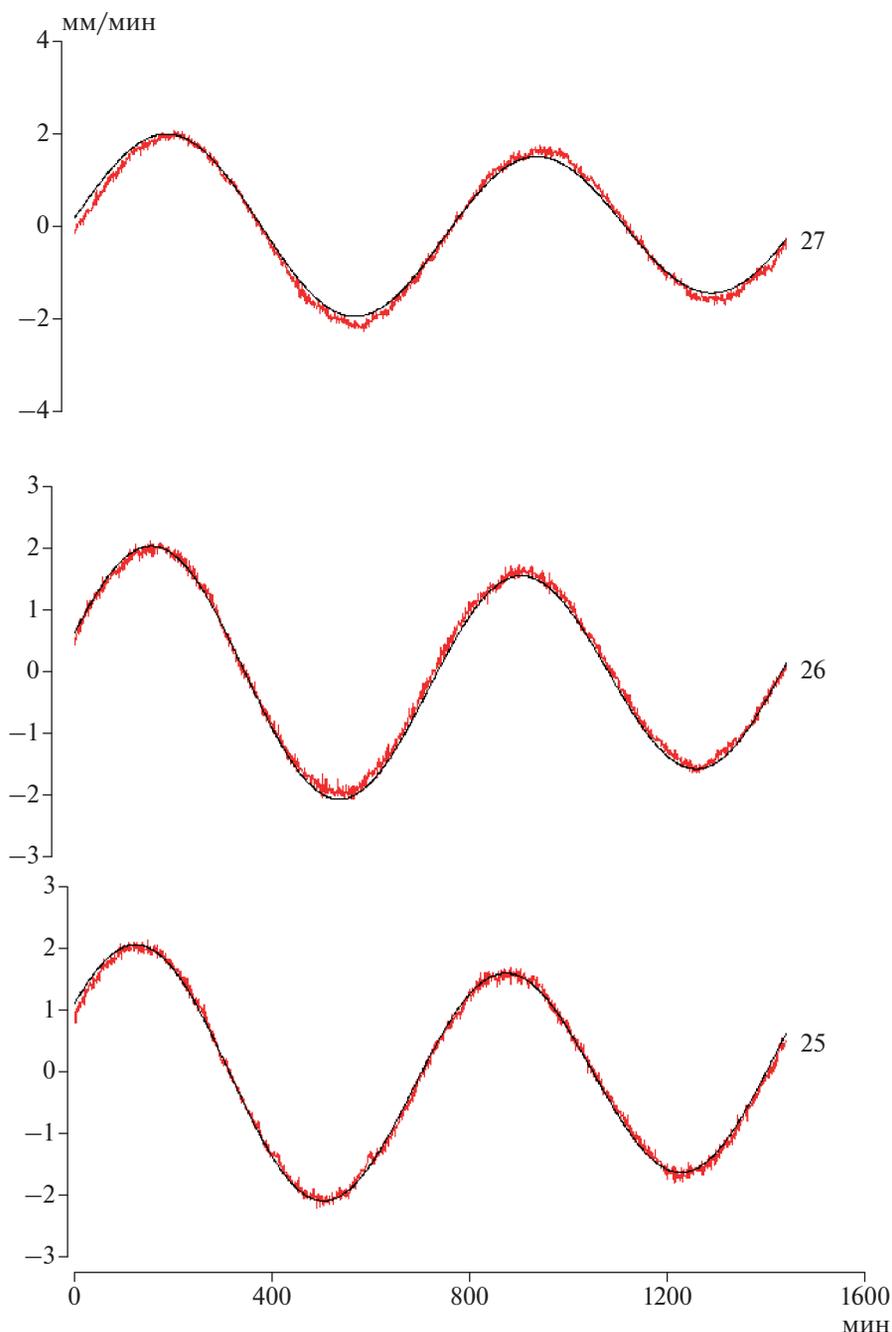


Рис. 3. Вариации ежеминутных значений скорости вертикального перемещения поверхности земли теоретически вычисленного прилива (черные линии) и реальных значений по данным станции СОСО (красные линии) за 25, 26, 27 декабря 2000 г.

5. Они имеют форму импульса длительностью в нескольких минут.

В записях разных станций, расположенных вокруг эпицентра землетрясения Суматра (рис. 1), аномалий во время выбросов на станции СОСО не отмечено. Это иллюстрируется рис. 6, где по-

казаны записи 7-ми станций за период 31.12.2003 г. Только на станции СОСО выделяется выброс (отмечен треугольником), в десятки раз превосходящий уровень шума. По расстояниям от СОСО до других станций можно определить, что размер аномальной области не превышал 4000 км.

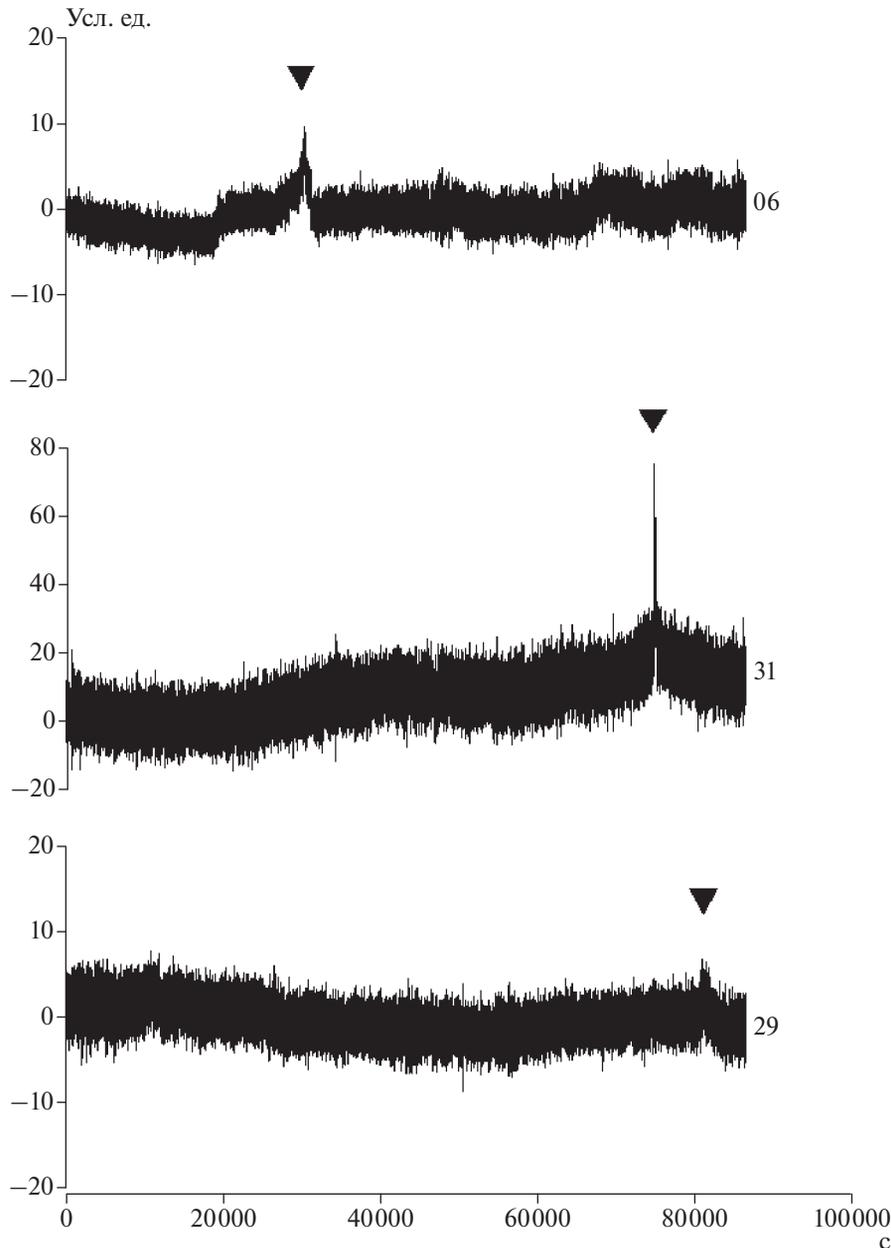


Рис. 4. Аномальные выбросы сейсмического шума на станции COCO перед землетрясением Суматра 29, 31 декабря 2003 г. и 06 декабря 2004 г.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Из ранее проведенных работ следовало, что аномалии скорости вертикальных движений в минутном диапазоне периодов могут быть вызваны резкими изменениями атмосферного давления и выпадением дождя или магнитными бурями [Соболев, 2021; Соболев и др., 2022]. Мы рассмотрели такие явления во время 3-х аномалий, представленных на рис. 4. Метеорологические данные взяты из наблюдений метеорологической обсерватории COCOS ISLAND AERO [12.11 ю.ш.—

96.50 в.д.], расположенной в 38 км от сейсмической станции COCO. На рис. 7 представлены ежесуточные вариации атмосферного давления (1), скорости ветра (2) и выпадения осадков (3) за декабрь 2003 г. и декабрь 2004 г. (4, 5, 6). Описанные выше аномалии отмечены треугольниками. Стрелка обозначает время землетрясения Суматра 26.12.2004 г. Во всех случаях значения метеорологических параметров во время аномалий не выходят за пределы обычного фона.

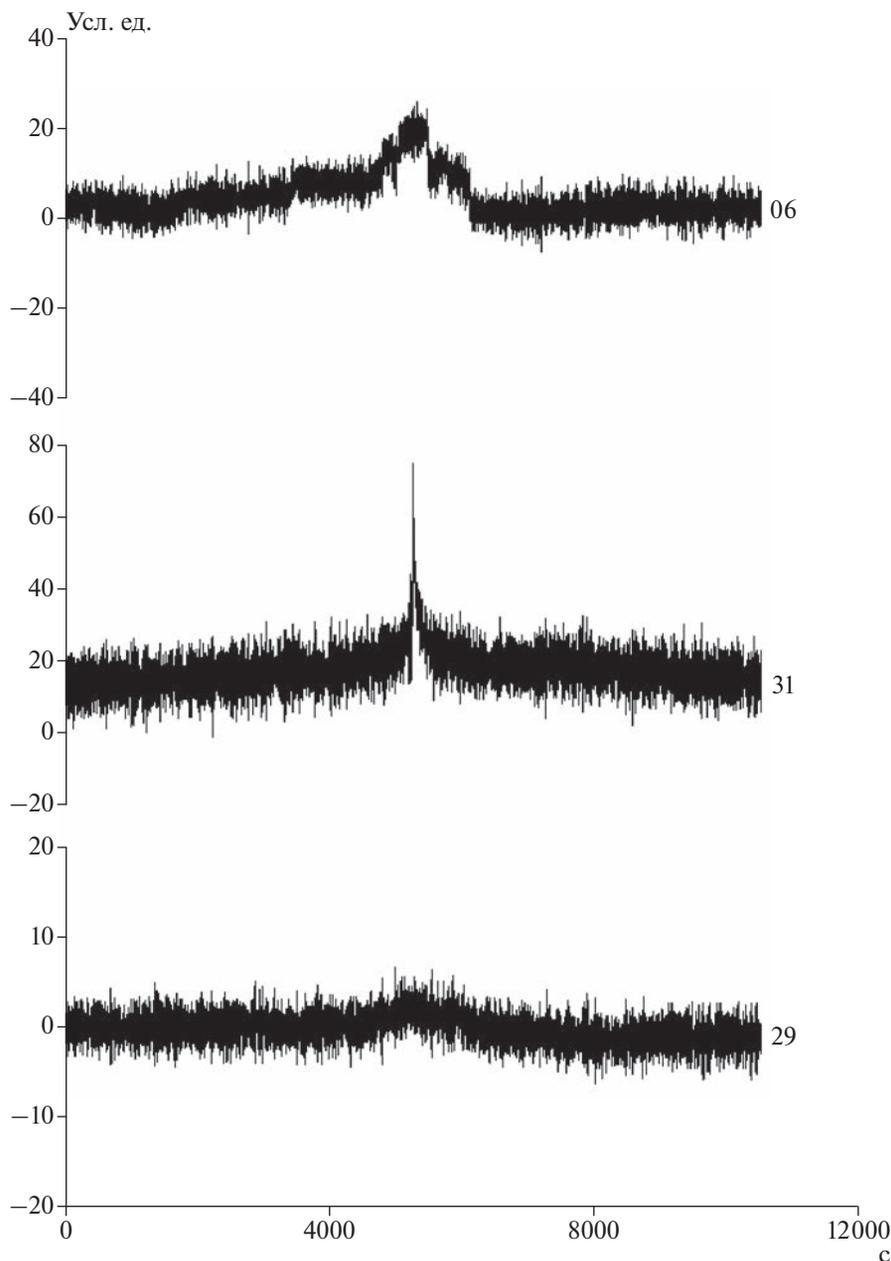


Рис. 5. Аномальные выбросы сейсмического шума на станции СОСО перед землетрясением Суматра в течение 3-х часов 29, 31 декабря 2003 г. и 06 декабря 2004 г.

Сведения о сильных магнитных бурях получены из архива <http://www.spaceweatherlive.com>. В таблицах архива указаны величины планетарных Кр-индексов — отклонений магнитного поля Земли от нормы в течение трехчасовых интервалов соответствующих суток (GFZ Potsdam official Кр-index). Значения Кр-индексов при самых сильных бурях достигают величины 9. На рис. 8 показаны максимальные значения Кр в каждые сутки при вышеотмеченных аномалиях в декабре

2003 и 2004 гг. Превышения уровня геомагнитной активности от фоновых значений во время аномалий не было.

Эти факты, а также отсутствие аномалий на станции СОСО в течение 5 лет до 2001 г., по-видимому, свидетельствуют о том, что вышеприведенные выбросы скорости перемещения грунта вызваны сеймотектоническими процессами. Аномалия 06.12.2004 г. была последней перед землетрясением. Затем вариации шума в минут-

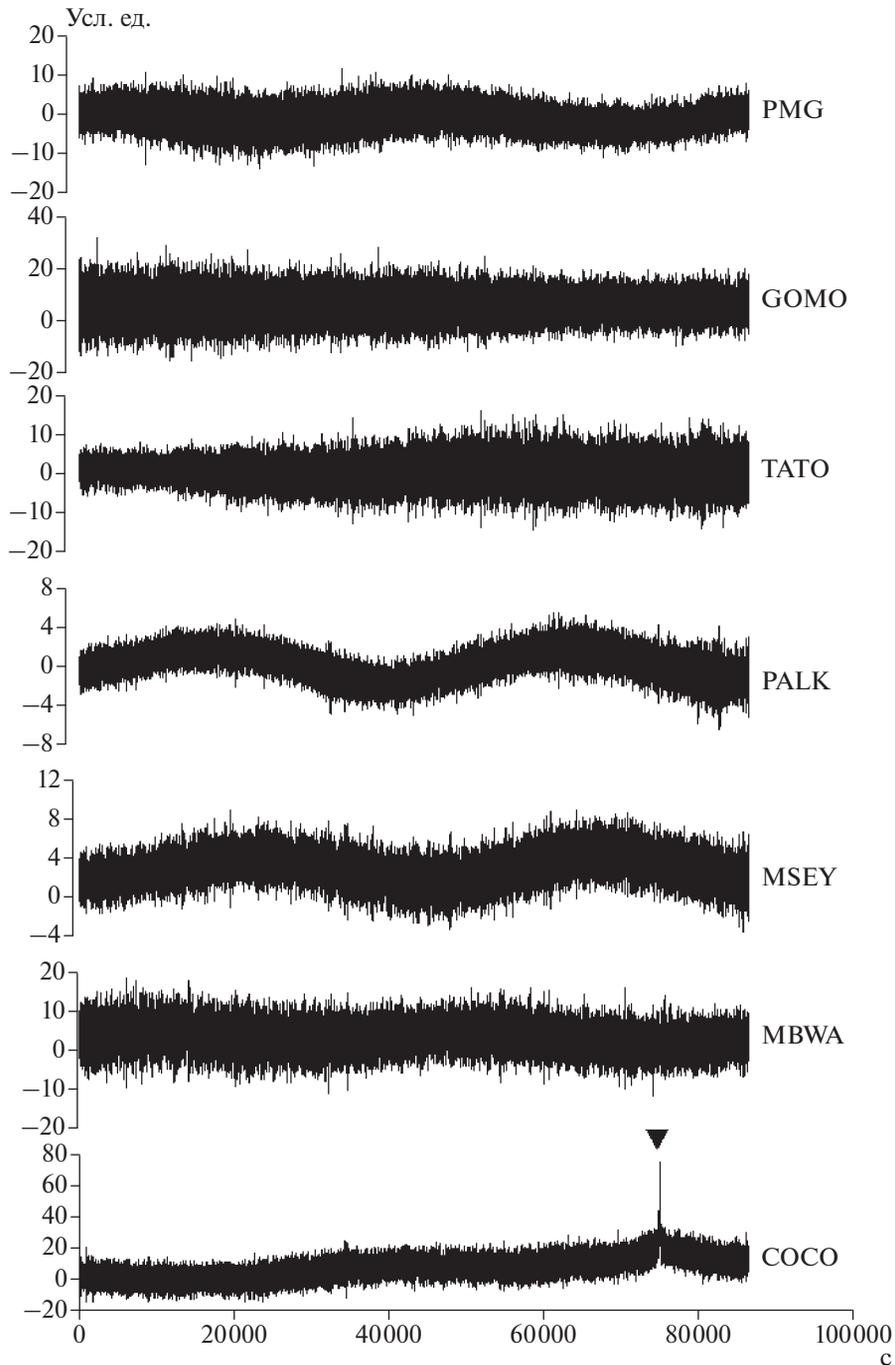


Рис. 6. Сопоставление аномального выброса сейсмического шума на станции COCO 31.12.2003 г. (отмечен треугольником) с синхронными по времени вариациями шума на других станциях.

ном диапазоне периодов до и в течение 5 лет после землетрясения демонстрировали на этой станции спокойный суточный ход как на рис. 2. Однако это не означает, что аномальные процессы перед землетрясением Суматра прекратились. Так, за сутки до этого сейсмического события

возникли ступенчатые изменения уровня записи на станции GUMO, а станция PMG после ряда сбоев прекратила регистрацию 16 декабря. Возможно, процесс тектонической активизации сместился к востоку от землетрясения. Но произошедшие вблизи показанных на рис. 1 станций

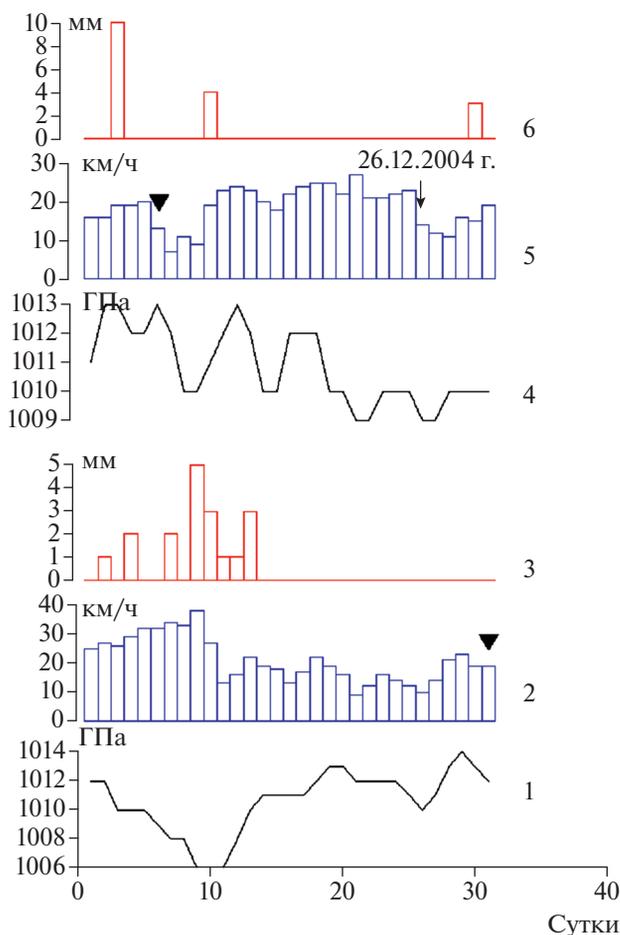


Рис. 7. Вариации атмосферного давления, скорости ветра и толщины слоя выпадения осадков в декабре 2003 г. (1, 2, 3) и в декабре 2004 г. (4, 5, 6). Треугольниками отмечены аномальные выбросы сейсмического шума на станции СО-СО. Стрелка указывает время землетрясения Суматра.

местные сейсмические события не позволили провести аккуратное изучение процесса в последние несколько суток до землетрясения Суматра.

Обратим внимание на то обстоятельство, что динамика аномальных возмущений, показанных на рис. 5, напоминает образ явления *stick-slip*, демонстрирующего ступенчатое развитие деформаций на контакте блоков твердых тел, в том числе горных пород, в лабораторных экспериментах [Scholz, 1990; Соболев и др., 2016]. Можно предположить, что перед землетрясением происходили подвижки в геологических разломах литосферы Индийского океана. Связанные с перестройкой тектонических напряжений деформации в разломных зонах перед землетрясениями выявлялись неоднократно [Морозов и др., 2020]. Отсутствие на островах в районе землетрясения Сумат-

ра регулярных GPS-наблюдений не позволяет проверить такое предположение независимым методом. Не ясно также, были ли при подготовке землетрясения изменения структуры подземных флюидов, играющих существенную роль в динамике процессов в земной коре и литосфере [Родкин, Рундквист, 2017].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По данным широкополосных сейсмических станций выявлены искажения вертикальных движений земной поверхности перед мегаземлетрясением Суматра 2004 г. Это увеличивает оптимизм решения задач среднесрочного (месяцы) прогноза сильных, в том числе катастрофических землетрясений, с магнитудами свыше 8.

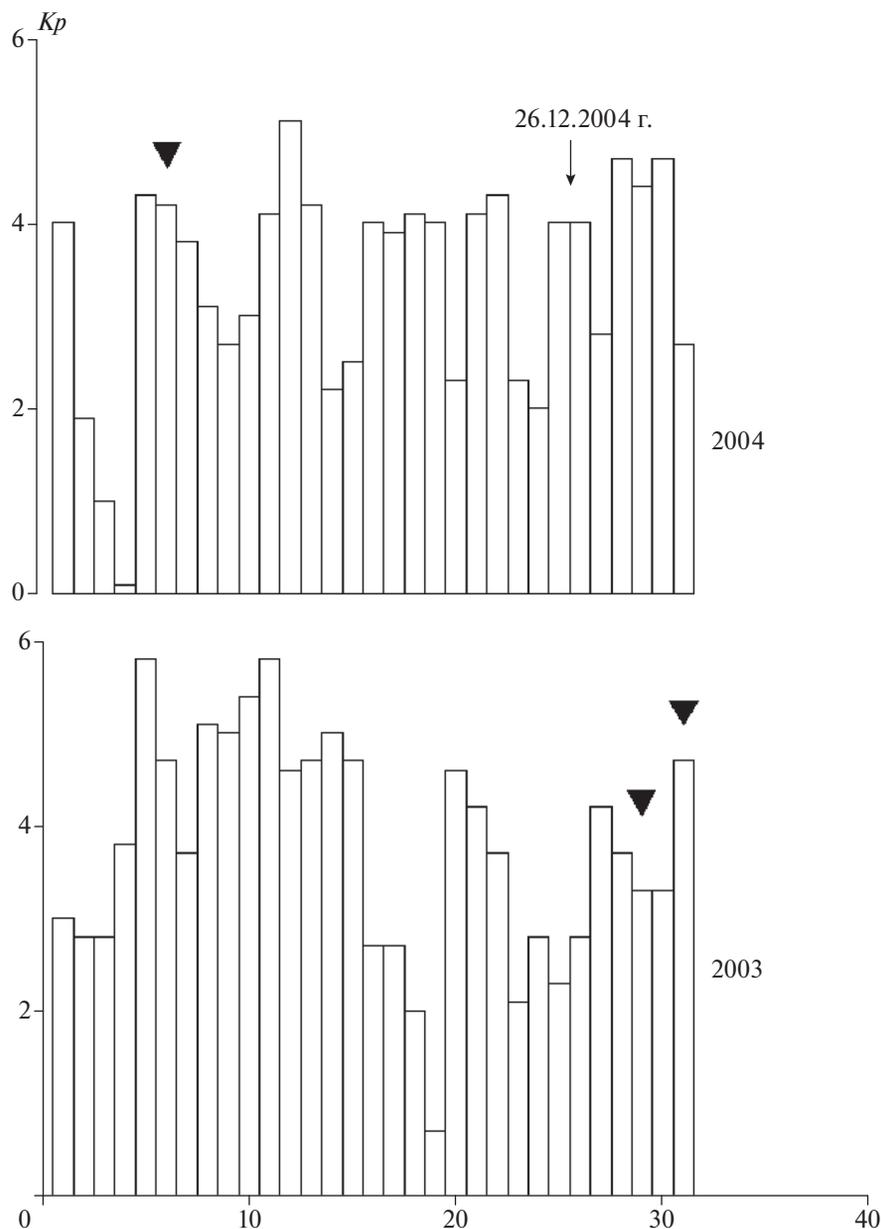


Рис. 8. Вариации параметра K_p геомагнитной активности в декабре 2003 г. и в декабре 2004 г. Треугольниками отмечены аномальные выбросы сейсмического шума на станции СОСО. Стрелка указывает время землетрясения Суматра.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках Госзадания ИФЗ им. О.Ю. Шмидта, РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Морозов В.Н., Татаринев В.Н., Маневич А.И. Моделирование напряженно-деформированного состояния эпицентральной зоны сильного землетрясения в Турции (Измит, 1999 г., *M* 7.4) // *Вулканология и сейсмология*. 2020. № 2. С. 43–54.

Родкин М.В., Рундквист Д.В. Геофлюидогеодинамика. Долгопрудный: Издательский Дом “Интеллект”. 2017. 288 с.

Соболев Г.А., Любушин А.А., Закржевская Н.А. Синхронизация микросейсмических колебаний в минутном диапазоне периодов // *Физика Земли*. 2005. № 8. С. 3–27.

Соболев Г.А., Любушин А.А. Микросейсмические аномалии перед землетрясением 26 декабря 2004 г. на Суматре // *Физика Земли*. 2007. № 5. С. 3–16.

Соболев Г.А., Пономарев А.В., Майбук Ю.Я. Инициирование неустойчивых подвижек – микроземлетрясений упругими импульсами // *Физика Земли*. 2016. № 5. С. 51–69.

Соболев Г.А. Воздействие магнитной бури на тектонические деформации и береговой эффект // Вулканология и сейсмология. 2021. № 2. С. 11–28.

Соболев Г.А., Закржевская Н.А., Мигунов И.Н. Влияние атмосферных осадков на движения поверхности твердой Земли // Вулканология и сейсмология. 2022. № 4. С. 1–13.

Спивак А.А., Рыбнов Ю.С., Харламов В.А. Вариации геофизических полей при ураганах и шквалах // Докл. РАН. 2018. Т. 480. № 5. С. 592–595.

Ekstrom G. Time domain analysis of Earth's long-period background seismic radiation // J. Geophys. Res. 2001. V. 106. № B11. P. 26483–26493.

Nishida K., Kobayashi N., Fukao Y. Origin of Earth's ground noise from 2 to 20 mHz // Geophys. Res. Letters. 2002. V. 29. № 10. P. 521–524.

Scholz C.H. The mechanics of earthquakes and faulting. Cambridge Univ. Press. 1990. P. 439.

Sobolev G.A. Low-Frequency Seismic Noise Before and After the Sumatra Megaequake of December 26, 2004 // Doklady Earth Sciences. 2019. V. 485. Part 2. P. 395–400.

Tanimoto T., Um J., Nishida K., Kobayashi N. Earth's continuous oscillations observed on seismically quiet days. Geophysical Research // Geophys. Res. Lett. 1998. V. 25. P. 1553–1556.

Wenzel G. Program PETGTAB. Version 3.01. 1999. University Hannover.

Wieland E., Streckeisen G. The leaf-spring seismometer – design and performance // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1982. V. 72. P. 2349–2367.

Seismotectonic Changes Before the $M = 9.1$ Sumatra Earthquake of December 26, 2004

G. A. Sobolev^{a,*} and I. N. Migunov^a

^a*Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123242 Russia*

**e-mail: sobolev@ifz.ru*

Records of vertical surface displacement velocities in the vicinity of broadband seismic stations located around the epicenter of the 9.1 magnitude Sumatra earthquake on December 26, 2004 are analyzed. During five years from 1996 to 2000, the COCO station, nearest to the epicenter and located at a distance of 1700 km from it, has recorded a steady daily behavior of seismic noise. In 2001, step-like distortions of the level of the recorded seismic noise appeared at this station. These distortions continued up to the time of the earthquake. The station also detected pulses above the diurnal behavior, with a gradual increase and subsequent decrease in the amplitude of the oscillations which lasted a few minutes. The pulses occurred under quiet weather conditions and geomagnetic activity. No such pulses were observed at stations more than 2000 km from the epicenter. It is hypothesized that before the earthquake, there had been a slip on the geological faults in the lithosphere of the Indian Ocean.

Keywords: earthquakes, broadband seismic stations, tectonic deformations, weather conditions

ЭЛЕКТРОСОПРОТИВЛЕНИЕ ϵ -Fe ПРИ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЯХ СТУПЕНЧАТОГО УДАРНОГО СЖАТИЯ

© 2023 г. А. М. Молодец¹, *, А. А. Гольшев¹

¹Институт проблем химической физики РАН, г. Черноголовка, Россия

*E-mail: molodets@icp.ac.ru

Поступила в редакцию 10.07.2022 г.

После доработки 23.10.2022 г.

Принята к публикации 23.11.2022 г.

Проведены *in situ* измерения электросопротивления сжатых и разогретых в процессе ступенчатого ударного нагружения образцов железа с гексагональной плотноупакованной решеткой (ϵ -Fe). Построены уравнения состояния ϵ -Fe. Выполнено математическое моделирование полученных экспериментальных результатов в рамках гидрокда, опирающегося на разработанные уравнения состояния. Моделирование позволило реконструировать объемно-температурную зависимость удельного электросопротивления ϵ -Fe при давлениях ≈ 20 –70 ГПа и температурах ≈ 750 –950 К. Выполнены расчеты объемно-температурной зависимости коэффициента теплопроводности ϵ -Fe с использованием закона Видемана–Франца. Полученные результаты по электро- и теплопроводности ударно сжатого и разогретого ϵ -Fe сопоставлены с литературными экспериментальными и теоретическими данными для железа и кремнистого железа.

Ключевые слова: железо, электропроводность, теплопроводность, высокие давления, уравнения состояния, фазовая диаграмма, ударные волны.

DOI: 10.31857/S0002333723040087, **EDN:** TLSYVS

ВВЕДЕНИЕ

Сейсмологические наблюдения и теплофизические свойства геофизических материалов при высоких давлениях и температурах (P - T) свидетельствуют в пользу того, что внутренние ядра Земли в основном состоят из железного сплава, содержащего ≈ 85 % железа, ≈ 5 % никеля и ≈ 10 % некоторых легких элементов – кремния, углерода и др. Поэтому понимание теплового состояния ядра, а также генерации и эволюции магнитного поля Земли во многом зависят от достоверности сведений об электрофизических свойствах железных композиций и в первую очередь чистого железа (см. [Жарков, 2012; Hirose et al., 2021; Zhang et al., 2022] и ссылки в них).

Значения давления и температуры глубинных слоев Земли составляют сотни гигапаскалей и тысячи градусов и на фазовой диаграмме железа располагаются в области существования сжатой и разогретой ϵ -Fe фазы железа с гексагональной плотноупакованной (ГПУ) решеткой. В связи с этим исследованию разнообразных свойств сжатого и разогретого ϵ -Fe железа, в том числе его электрофизических свойств, при высоких давлениях и температурах посвящена обширная научная литература.

Зависимость удельного электросопротивления ϵ -Fe железа $\rho = \rho(P, T)$ от давления P и температуры T в диапазоне давлений до 200 ГПа и температур до 3000 К измерялась как в условиях гидростатического сжатия, так и в условиях ударно-волнового нагружения. Большинство измерений электропроводности разогретого ϵ -Fe железа выполнено в статических условиях гидростатического сжатия алмазных наковален с внешним лазерным подогревом (см. [Seagle et al., 2013; Gomi et al., 2013; Zhang et al., 2020; 2022] и ссылки в них).

Электросопротивление *in situ* ударно-сжатого и ударно-разогретого ϵ -Fe железа исследовалось в работах [Keeler, Mitchel 1969; Vi et al., 2002]. Ударно-волновые данные могут дополнить гидростатические данные по ряду позиций. Во-первых, при микросекундных временах ударно-волнового нагружения уменьшаются паразитные эффекты, связанные с возможными (см., например, [Basu et al., 2020; Yang et al., 2022]) химическими реакциями горячего железа с окружающими материалами измерительных ячеек статических прессов. Кроме этого, при плоском одномерном ударно-волновом сжатии надежно учитывается изменение геометрических размеров образцов, необходимое для перехода к удельным величинам электросопротивления. Наконец, при одних и тех

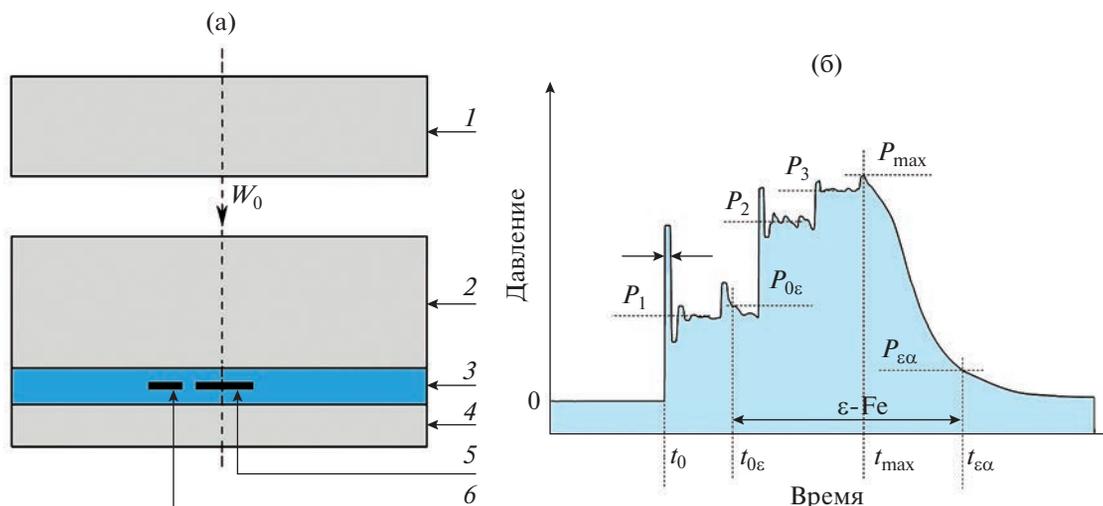


Рис. 1. Генератор ступенчатого ударного нагружения (а); профиль (зависимость от времени) давления в исследуемом образце при измерении его электросопротивления (б); (а) 1 – дискообразный стальной (сталь 12Х18Н10Т) ударник толщиной 3.5 мм, разогнанный продуктами взрыва до скорости $W_0 = 2.6(1)$ км/с; 2 – стальная пластина толщиной 3.45(1) мм; 3 – изолирующий материал (тефлоновые пленки, склеенные вакуумной смазкой) толщиной $h_0 = 2.45(1)$ мм; 4 – тонкая стальная пластина толщиной 1.85 мм; 5 – исследуемый железный образец; 6 – чувствительный элемент манганинового датчика давления (5 и 6 расположены в одной плоскости); (б) – пояснение обозначений в тексте.

же температурах и давлениях не исключено различие электрофизических свойств образца, разогреваемого ударным сжатием и сжатого образца статически разогретого.

Измерения электросопротивления образцов при плоском ударно-волновом нагружении чаще всего производятся с использованием фольговых образцов в окружении изоляционного материала с отличающейся динамической жесткостью. Поэтому ударно-волновое сжатие образцов происходит в режиме так называемого ступенчатого ударного сжатия, в котором осуществляется непрерывное сжатие лагранжевой частицы материала последовательными ударными волнами (см. [Набатов и др., 1979; Ададулов, 1986] и ссылки в них).

Применение ступенчатого ударного сжатия подобно постепенному динамическому сжатию (ramp compression [Remington et al., 2015]) обеспечивает выбор обширных областей фазовой диаграммы железа в окрестности ударной адиабаты однократного сжатия. Наряду с этим конструктивные возможности схемы ступенчатого ударного сжатия позволяют целенаправленно варьировать параметры режима нагружения в нужных пределах. Так, в тонком образце при определенном соотношении толщин образца и динамических жесткостей материалов экспериментальной сборки реализуется ступенчато-циклический режим сжатия с высокочастотной составляющей давления на каждой ступени [Молодец и др., 2021]. В рамках этой схемы удается измерить электросопротивление образца в протяженной области давлений и температур в единственном

ударно-волновом эксперименте, что делает его предпочтительным в задачах детализации электрофизических свойств материалов в условиях сильного динамического сжатия.

Физическая интерпретация экспериментальных результатов по электропроводности ударно-сжатых образцов требует знания уравнения состояния и возможности моделирования электрофизических и термодинамических свойств исследуемого материала в условиях проведенного эксперимента. Современные компьютеры и вычислительные методы позволяют рассчитывать термодинамические и электрофизические свойства сжатого железа из первых принципов (см. [Vocadlo, 2007] и ссылки на нее). Однако результаты сложных первопринципных расчетов имеют вид цифровых массивов, которые отделены от исходных физических предпосылок нетривиальными численными процедурами. В такой ситуации оптимальным вариантом является полупирическое описание электрофизических и термодинамических свойств железа (см., например, [Seagle et al., 2013; Vi et al., 2002]), которое оказывается удобным для использования в гидрокодах и одновременно предоставляет точное описание свойств ϵ -железа за счет набора свободных параметров в физически обоснованных математических соотношениях.

В данной статье представлены результаты измерения электросопротивления образцов ϵ -Fe при ступенчато-циклическом ударном сжатии до давлений 70 ГПа, а также модифицированное описание полученных экспериментальных ре-

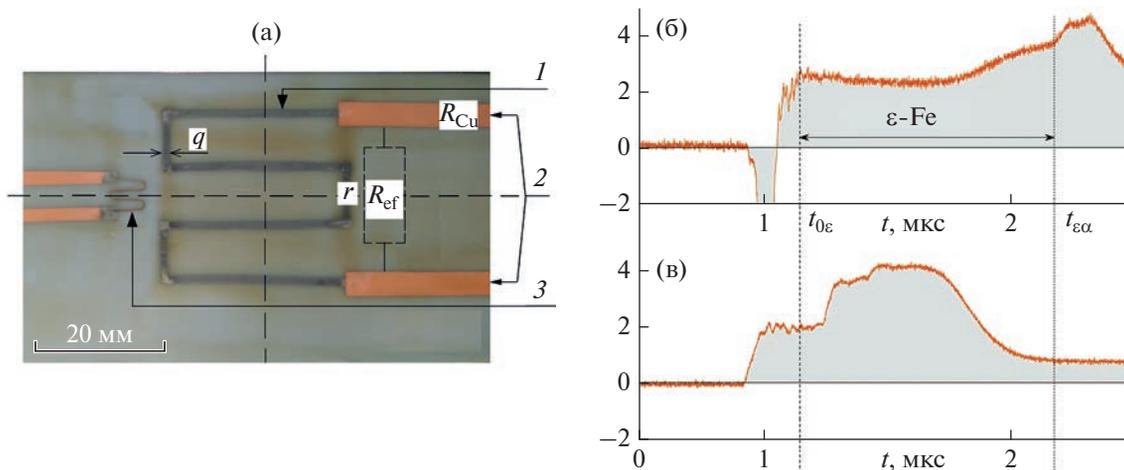


Рис. 2. Чувствительные элементы лентообразных датчиков (а) и их первичные сигналы (б), (в): (а) – измерительная ячейка датчика магнитного превращения; 1 – чувствительный элемент используемого датчика толщиной $h_0 = 60$ мкм и шириной $q = 1$ мм; 2 – медные тоководы толщиной 30 мкм; 3 – марганцевый датчик давления толщиной 60 мкм; (б) и (в) – первичные сигналы датчиков соответственно 1 и 3 в виде профилей электрического напряжения $U(t)$.

зультатов на основе полуэмпирических моделей электро- и теплофизического поведения железа из работы [Seagle et al., 2013; Молодец, Голышев, 2021].

ОБРАЗЦЫ, СТУПЕНЧАТО-ЦИКЛИЧЕСКОЕ УДАРНОЕ НАГРУЖЕНИЕ И РЕГИСТРАЦИЯ ЭЛЕКТРОСОПРОТИВЛЕНИЯ УДАРНО-СЖАТЫХ ОБРАЗЦОВ ЖЕЛЕЗА

Исследуемые образцы изготавливались из фольги железа АРМКО. Согласно ГОСТ 11036-75 железо АРМКО содержит примеси в массовых процентах не более, чем 0.035% С, 0.3% Мп, 0.3% Si, 0.020% Р, 0.030% S, 0.3% Cu. Измеренные удельное электросопротивление и плотность образцов составляли соответственно величины 10.05(5) μ Ом·см и 7.85(3) г/см³, характерные для α -Fe фазы (железа с объемно-центрированной кубической решеткой (ОЦК)) при комнатной температуре и атмосферном давлении. На рис. 1а представлена схема используемого генератора ступенчатого ударного нагружения в согласии с [Молодец и др., 2021]. Здесь плоский металлический ударник 1 соударяется со слоистой мишенью 2–4, состоящей из двух стальных пластин 2 и 4 и зажатого между ними слоя-изолятора (тефлона) 3. После соударения в пластине 2 формируется однократный ударно-волновой импульс, фронт которого в слое 3 приобретает ступенчатую форму в виде увеличения давления P_1, P_2, P_3 (см. рис. 1б). Эта трансформация обуславливается реверберацией волны сжатия в “мягком” тефлоне 3 между двумя “жесткими” стальными пластинами 2 и 4.

Исследуемый лентообразный железный образец 5 и лентообразный марганцевый датчик 6

(фотографии марганцевого датчика и образца приведены на рис. 2а) располагаются в середине слоя 3. Поочередный приход каждой ступени P_1, P_2, P_3 на датчики 5 и 6, также стимулирует в них реверберации затухающих волн сжатия и разгрузки. Этот процесс иллюстрируется в виде высокочастотной циклической составляющей давления на фронтах ступеней P_1, P_2, P_3 на рис. 1б. Фаза ступенчатого ударного сжатия заканчивается достижением в момент t_{max} максимального давления P_{max} , после чего начинается плавное уменьшение давления вплоть до нулевых значений, обусловленных в основном приходом волны разгрузки со свободной поверхности тонкой пластины 4. Отметим, что полупериод циклической составляющей τ_0 на фронтах ступеней P_1, P_2, P_3 составляет величину порядка $\tau_0 \sim h_0/C_0$, где h_0 – толщина датчика, C_0 – скорость звука в материале датчика, что при типичных для металла значениях $h_0 \sim \approx 0.05$ мм и $C_0 \approx 5$ мм/мкс дает $\tau_0 \approx 0.01$ мкс.

Таким образом, используемый генератор ступенчатого ударного нагружения стимулирует в железном образце 5 специфический режим нагружения, состоящий из “ступенчато-циклической” фазы сжатия до давлений P_{max} и последующей фазы плавного уменьшения давления.

Измерение электросопротивления образца 5, состоящего из ударно-сжатого ϵ -Fe железа, осуществляется при условии, что величина P_{max} превышает значения $P_{0\epsilon}$ и $P_{\epsilon\alpha}$, где соответственно $P_{0\epsilon}$ – давление завершения прямого и $P_{0\epsilon}$ – давление начала обратного полиморфных переходов α -Fe фазы в ϵ -Fe фазу. Действительно, в этом случае в процессе ударно-волнового сжатия железного образца можно выделить интервал $t_{0\epsilon} < t < t_{\epsilon\alpha}$ су-

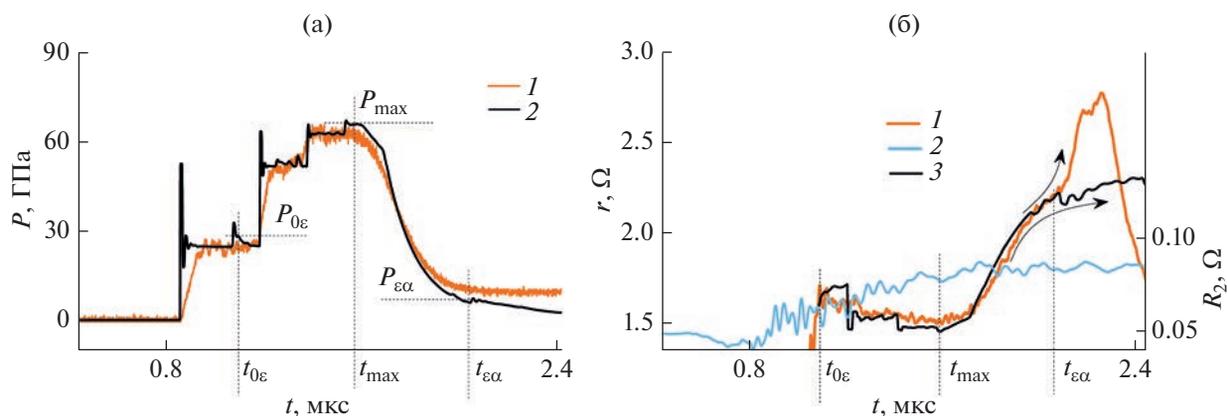


Рис. 3. Экспериментальные и модельные профили давления и электросопротивления. (а): 1 – профиль давления, полученный в результате обработки показаний манганинового датчика, 2 – расчетный профиль давления в железном образце (смысл обозначений $t_{0\epsilon}$, t_{max} , $t_{\epsilon\alpha}$, $P_{0\epsilon}$, P_{max} , $P_{\epsilon\alpha}$ тот же, что и на рис. 1б); (б): 1 – скорректированный профиль электросопротивления $r = r(t)$ исследуемого ϵ -Fe железного образца; 2 – профиль электросопротивления измерительной ячейки рис. 2а, в которой железный образец 1 заменен медным аналогом; 3 – расчетный профиль $r = r(t)$ электросопротивления в ϵ -Fe железном образце (левая ордината r для 1 и 3, правая R_2 – для 2).

существования ϵ -Fe железа, как это схематически показано на рис. 1б.

Определение интервала $t_{0\epsilon} < t < t_{\epsilon\alpha}$ и измерение профиля электросопротивления $R(t)$ железного образца осуществлялось с использованием измерительной ячейки из работы [Молодец и др., 2021], фотография которой, как упоминалось, представлена на рис. 2а. Здесь в процессе ступенчатого ударного нагружения через железный образец 1 и манганиновый датчик 3 пропускаются токи известной амплитуды, что позволяет по измеренному падению напряжения $U(t)$ определить изменение их электросопротивлений $R(t)$.

Результат единичного эксперимента показан на рис. 2б и 2в в виде первичных профилей $U(t)$ (t – время) от датчиков 1 и 3 соответственно. При этом согласно работе [Молодец et al., 2021] осциллограмма датчика 1 на рис. 2б содержит сигналы о полиморфном превращении. Эти сигналы возникают в виде отрицательного отброса в области $t_{0\epsilon}$ и в виде положительного отброса в момент $t_{\epsilon\alpha}$. Отметим, что осциллограмма 1 на рис. 2б является одной из трех совпадающих в пределах 3% осциллограмм в трех идентичных экспериментах. Таким образом, на осциллограммах рис. 2б оказывается возможным вычленить интервал времени $t_{0\epsilon} < t < t_{\epsilon\alpha}$ существования ϵ -Fe фазы для определения первичного профиля $R_1 = R_1(t)$ электросопротивления ϵ -Fe железного образца в выполненных ударно-волновых экспериментах.

Манганиновый датчик 3 имеют такую же толщину и располагается в одной и той же плоскости, что и датчик 1. Поэтому его электросопротивление изменяется синхронно с изменением электросопротивления образца, а первичный

сигнал $U(t)$ манганинового датчика на рис. 2в, будучи пересчитанным в давление, практически совпадает с амплитудами ступеней ударного сжатия и разгрузки в образце 1. На рис. 3а цифрой 1 обозначен профиль $P(t)$ в типичном эксперименте.

Вместе с тем следует отметить, что на экспериментальном профиле 1 отсутствует высокочастотная циклическая составляющая на ступенях давления. Это несоответствие может быть обусловлено двумя причинами. Первая причина – это ограниченные частотные характеристики манганиновой методики, которые не позволяют регистрировать сигналы длительностью $\tau_0 \approx 0.01$ мкс. Наряду с этим, определенный вклад в уменьшение первичного сигнала манганинового датчика может вносить и составляющая температурной зависимости электросопротивления манганина. В этой связи экспериментальный график давления 1 на рис. 3а используется только для оценки давления на плато ступеней профиля $P(t)$, а также в качестве отметчика времени прихода ударно-волновых возмущений в плоскость расположения датчиков.

Что же касается железного образца, то в дальнейшем профиль давления в образце рассчитывался в рамках гидрокода, использующего разработанные уравнения состояния, представленные ниже. Рассчитанный профиль железного образца показан графиком 2 на рис. 3а, где $P_{max} = 67$ ГПа. Как видно расчетный профиль 2 содержит все особенности схематического профиля давления рис. 1б.

Таким образом, используемая методика позволяет вычленить интервал времени существования ϵ -Fe для изучения его электрофизических

свойств в условиях высоких давлений ступенчато-циклической фазы сжатия до давлений P_{\max} и последующей плавной разгрузки.

УЧЕТ ОСЛОЖНЯЮЩИХ ЭФФЕКТОВ ПРИ ИЗМЕРЕНИИ ЭЛЕКТРОСОПРОТИВЛЕНИЯ УДАРНО-СЖИМАЕМЫХ ЖЕЛЕЗНЫХ ОБРАЗЦОВ

Заметим, что вышеописанная методика содержит ряд особенностей, осложняющих анализ результатов измерений. Действительно, при высоких давлениях ударного сжатия изолятор может терять свои изоляционные свойства и в той или иной мере шунтировать образец. Один из способов уменьшить эффект шунтирования железного образца применен в работе [Vi et al., 2002], где использован стойкий изолятор из корунда. В нашей работе шунтирование электросопротивления r железного образца изоляционной ТВС средой заведомо имело место. Во-вторых, измеренное электросопротивление образца по используемой двухточечной схеме содержит “паразитное” электросопротивление медных выводов R_{Cu} .

Учет этих обеих поправок производился следующим образом. В эксперименте с железным образцом первичный профиль $R_1 = R_1(t)$, полученный пересчетом осциллограммы $U(t)$, приравнивался величине $R_1 = 2R_{Cu} + rR_{ef}/(r + R_{ef})$. В этом выражении смысл слагаемых и сомножителей поясняется на рис. 2а: R_{Cu} – “паразитное” электросопротивление одного медного токовода, r – электросопротивление железного образца, R_{ef} – эффективное электросопротивление изоляционной ТВС среды, подключенное параллельно к r . Затем привлекались результаты идентичного эксперимента, в котором железный образец, заменялся медной лентой, имеющей электросопротивление r_c . Соответственно, в эксперименте с медной лентой измеренный профиль $R_2 = R_2(t)$ приравнивался величине $R_2 = 2R_{Cu} + r_c R_{ef}/(r_c + R_{ef})$. После исключения электросопротивления медных выводов R_{Cu} из двух выражений для R_1 и R_2 , можно записать:

$$r = R_{ef} \left(\Delta R + \frac{r_c R_{ef}}{r_c + R_{ef}} \right) \left(R_{ef} - \left(\Delta R + \frac{r_c R_{ef}}{r_c + R_{ef}} \right) \right)^{-1},$$

где $\Delta R = R_1 - R_2$.

Заметим, что полученное выражение для r можно упростить. Действительно, согласно работе [Гольшев, Молодец, 2013] зависимость эффективного электросопротивления изоляционной ТВС среды R_{ef} от давления P может быть представлено в виде $R_{ef} = 4.38P^{47.07/P}$, где R_{ef} и P имеют размерности соответственно Ом и ГПа. При максимальных давлениях ≈ 70 ГПа, реализуемых в

проведенных экспериментах, эффективное электросопротивление изоляции составляло $R_{ef} \approx 75$ Ом. Наряду с этим эксперименты с железным образцом и с медной лентой свидетельствуют, что значения $R_2 \ll R_1$ и $R_2 < 0.1$ Ом (см. профиль 2 на рис. 3б). Поскольку очевидно, что $r_c < R_2$, то в целом $r_c \ll R_{ef}$, $r_c \ll \Delta R$ и, следовательно,

$$r \cong \frac{R_{ef} \Delta R}{R_{ef} - \Delta R}. \tag{1}$$

Скорректированный в соответствии с (1) профиль электросопротивления $r = r(t)$ исследуемого ϵ -Fe образца показан на рис. 3б графиком 1.

Отметим также, что в качестве источника тока в работе [Молодец и др., 2021] используется конденсатор емкостью $C = 1000$ мкФ, разряжающийся через сопротивление $R \approx 100$ Ом. Поэтому фактически через образец протекает переменный ток с частотой порядка $\omega \sim 2\pi/(RC)$. Оценим величину скин-эффекта для этой частоты в проведенных экспериментах. Поскольку толщина $h_0 = 60$ мкм железного образца l значительно меньше его ширины $q = 1$ мм (см. рис. 2а), то образец можно рассматривать как пластину и применить к нему хорошо известную формулу для глубины $d = (0.5\omega\mu_0/\rho)^{-1/2}$ проникновения тока в плоском слое. Здесь: μ – магнитная проницаемость вещества образца; μ_0 – магнитная постоянная; ρ – удельное электросопротивление. Воспользовавшись характерными значениями $\mu \approx 5000$ и $\rho \approx 10$ мкОм · см для железа, получим оценку $d \approx 700$ мкм. Таким образом, в проведенных экспериментах имело место соотношение $d \gg h_0$, что означает малость скин-эффекта с практически постоянной плотностью тока по сечению исследуемого железного образца.

Наконец оценим еще один фактор возможных искажений результатов в проведенных экспериментах по измерению электропроводности образца в окружении тефлоновой изоляции. Вообще говоря, не исключена деструкция ударно-сжатого тефлонового изолятора с выделением фтора и последующего образования пленки фторида железа на поверхности железного образца. Однако оценка толщины пленки δ по формуле $\delta^2 \sim Dt_d$ при величине коэффициента диффузии $D \sim 10-12$ м²/с за микросекундные времена t_d ударно-волнового эксперимента составляет тысячные доли микрона. Малость величины δ по сравнению с толщиной h_0 исследуемых образцов позволяет пренебречь соответствующим возможным вкладом в измеряемое электросопротивление $r = r(t)$.

Как отмечалось во ВВЕДЕНИИ, физическая интерпретация экспериментальных результатов в форме профилей электросопротивления $r = r(t)$ (1) требует знания уравнения состояния ϵ -Fe фа-

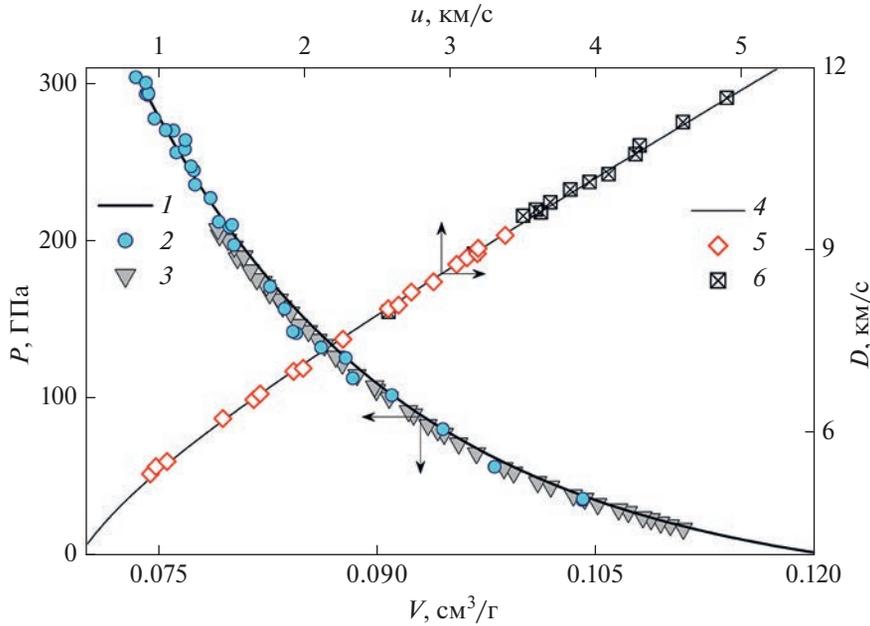


Рис. 4. Расчетные и экспериментальные результаты ударного и статического сжатия ϵ -Fe фазы железа: 1 – расчетная комнатная изотерма в координатах давление P – объем V ; 2 и 3 – экспериментальные комнатные изотермы соответственно из работ [Mao et al., 1990; Dewaele et al., 2006]; 4 – расчетная ударная адиабата однократного сжатия в координатах скорость ударной волны D – массовая скорость u ; 5 – уточненные экспериментальные данные взрывных экспериментов (см. [Brown et al., 2000]), 6 – экспериментальная ударная адиабата, определенная с использованием двухступенчатой легкогазовой пушки соответственно [Brown et al., 2000].

зы железа и возможности моделирования электрофизических и термодинамических свойств исследуемого материала в условиях проведенного эксперимента. Уравнения состояния ϵ -Fe фазы железа и моделирование полученных экспериментальных данных представлено в нижеследующих двух разделах статьи.

УРАВНЕНИЯ СОСТОЯНИЯ ϵ -Fe ЖЕЛЕЗА ПРИ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЯХ И ТЕМПЕРАТУРАХ

Термодинамическое состояние ϵ -Fe фазы железа рассчитывалось с использованием уравнения состояния (УРС) α -Fe фазы из работы [Молодец, Голышев, 2021] и специально построенного для целей данной работы УРС ϵ -Fe фазы. Уравнения состояния находились с помощью частных производных полумпирического выражения для свободной энергии всесторонне сжатого изотропного твердого тела $F = F(V, T)$. Термическое уравнение состояния (зависимость давления P от объема и температуры T) определяется частной производной свободной энергии по объему $P = P(V, T) = -\partial F/\partial V$. Калорическое уравнение состояния (зависимость внутренней энергии E от объема и температуры) определяется частной производной свободной энергии по температуре $E = F - T(\partial F/\partial T)$. Техника построения УРС и формульный вид используемых базовых выражений для свободной энергии в виде:

$$F = 3R \left[\frac{\Theta}{2} + T \ln \left(1 - \exp \left(-\frac{\Theta}{2} \right) \right) \right] + E_x + E_m, \quad (2)$$

где: R – удельная газовая постоянная, а ключевые функции $\Theta = \Theta(V)$ – характеристическая температура Эйнштейна и $E_x = E_x(V)$ – потенциальная энергия – аналогичны таковым из работы [Молодец и др., 2017] (см. также [Молодец, 2022]), E_m – разность между потенциальными энергиями α -Fe и ϵ -Fe фазами железа. Так, выражение для $\Theta = \Theta(V)$ имеет вид:

$$\Theta = \Theta_0 \left(\frac{v_0 - V}{v_0 - V_0} \right)^2 \left(\frac{V_0}{V} \right)^{2/3}. \quad (3)$$

В (3) параметр v_0 , имеющий смысл характеристического объема, определяется соотношением:

$$v_0 = V_0 \left(\frac{3\gamma_0 + 4}{3\gamma_0 - 2} \right), \quad (4)$$

где $\gamma_0 = \gamma_0(V_0, T_0)$ термодинамический параметр Грюнайзена при начальном удельном объеме V_0 , начальной комнатной температуре $T_0 = 298.15$ К и начальном атмосферном давлении P_0 . Соответственно параметр Θ_0 представляет собой начальное значение характеристической температуры $\Theta_0 = \Theta(V_0)$.

Выражение для $E_x = E_x(V)$ имеет вид:

$$E_x = -v_x (C_1 H_x + C_2 x) + C_3, \quad (5)$$

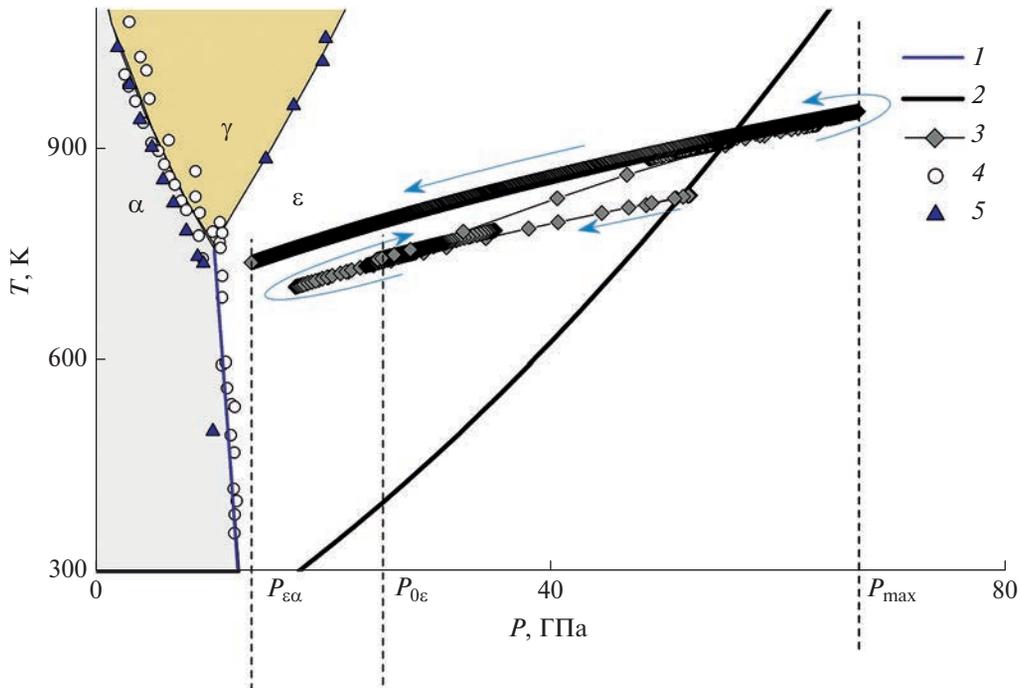


Рис. 5. Исследованная область на фазовой диаграмме железа в координатах давление P – температура T : 1 – авторский расчет линии равновесия между α -железом и ϵ -железом; 2 – расчетная температура вдоль ударной адиабаты ϵ -Fe фазы железа; 3 – расчетная фазовая траектория ступенчатого ударного нагружения ϵ -Fe фазы в проведенных экспериментах (стрелки указывают последовательность состояний во времени); 4 и 5 – литературные экспериментальные точки линии равновесия между фазами железа, взятыми из работ [Johnson, 1962; Kerley, 1993]; смысл обозначений $P_{\epsilon\alpha}$, $P_{0\epsilon}$ и P_{max} тот же, что и на рис. 3а.

$$H_x = 9x^3 \left(\frac{1}{10}x^{-1} + 2 + \frac{3}{2}x - \frac{1}{7}x^2 + \frac{1}{70}x^3 \right), \quad (6)$$

$$x = \frac{V}{v_x}.$$

В таблице приведены параметры свободной энергии (2) для α -Fe и для ϵ -Fe фаз железа, используемые в данной работе.

Адекватность УРС α -Fe фазы железа обсуждалась в работе [Молодец, Голышев, 2021]. На рис. 4 представлены расчеты 1 и 4 для ϵ -Fe, полученные с использованием (2) и данных таблицы. Как видно, наши расчеты для ϵ -Fe также удовлетворительно согласуются с экспериментальными данными как при статическом [Мао et al., 1990; Dewaele et al., 2006], так и при ударно-волновом сжатии [Brown et al., 2000].

МОДЕЛИРОВАНИЕ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ И ОБЪЕМНО-ТЕМПЕРАТУРНОЙ ЗАВИСИМОСТИ ЭЛЕКТРОСОПРОТИВЛЕНИЯ ϵ -Fe ЖЕЛЕЗА В ПРОВЕДЕННЫХ ЭКСПЕРИМЕНТАХ

Разработанные УРС фаз железа позволяют рассчитывать термодинамические свойства желе-

за в обширных областях его фазовой диаграммы и моделировать термодинамическое состояние железных образцов в проведенных экспериментах. Так, на рис. 5 представлена рассчитанная с использованием (2) и табл. 1 линия равновесия 1 между α -Fe и ϵ -Fe фазами железа, а также температура 2 вдоль ударной адиабаты однократного сжатия ϵ -Fe фазы железа.

Моделирование термодинамического состояния железных образцов в проведенных экспериментах осуществлялось в программе СТАГ для ЭВМ [Ким, Молодец, 2016]. Эта программа позволяет рассчитывать волновые взаимодействия и термодинамические состояния в форме профилей давления $P(t)$, температуры $T(t)$ и объема $V(t)$ для выбранных лагранжевых частиц ударника и каждого слоя многослойных мишеней рис. 1а при одномерном ударном нагружении. Теплообмен между слоями мишени в программе СТАГ не предусмотрен. Расчет профилей давления $P(t)$, температуры $T(t)$ и объема $V(t)$ в программе СТАГ производился с использованием авторских уравнений состояния материалов экспериментальной сборки. Поскольку ширина железного образца $q \approx 1$ мм на порядок больше его толщины $h_0 \approx 0.05$ мм, то в гидрочоде образец моделировался пластиной с начальной толщиной h_0 . Для железа использо-

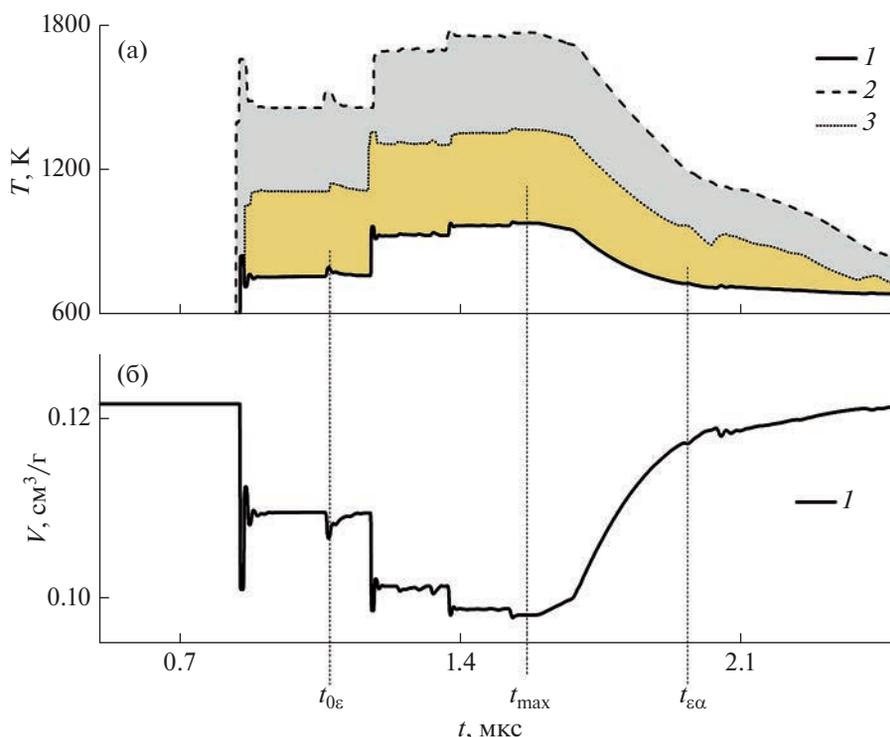


Рис. 6. Модельные профили температуры и удельного объема при ступенчатом ударно-волновом нагружении ϵ -Fe железного образца и тefлонового окружения. (а) – Профили температуры: 1 – профиль температуры в середине ϵ -Fe железного образца толщиной 60 мкм; 2 – профиль температуры в тefлоновой пленке перед образцом на расстоянии 30 мкм от поверхности образца; 3 – профиль температуры в тefлоновой пленке за образцом на расстоянии 30 мкм от поверхности образца; (б) – профиль удельного объема в середине ϵ -Fe железного образца толщиной 60 мкм.

вались УРС, приведенные выше, для нержавеющей стали УРС взято из работы [Молодец, 2015], для тefлона – из работы [Молодец и др., 2013].

Остановимся здесь на приемлемости расчета температуры ударно-сжимаемого образца в окружении ударно-разогретого изолятора. На рис. 6а показан модельный профиль температуры $T(t)$ 1 для середины ϵ -Fe железного образца. На этом же рисунке приведены расчетные профили температур 2 и 3 в “мягком” изоляторе соответственно перед и после образца. Как видно, при ударном сжатии “мягкий” изолятор разогревается существенно больше, чем “жесткий” образец. Иными словами, в проведенных экспериментах пластина железного образца оказывается зажатой между двух горячих слоев изолирующего тefлона. Поэтому очевидно, что пренебрежение теплообменом между образцом и изолятором приемлемо лишь при условии, что время эксперимента гораздо меньше времени разогрева τ пластинчатого железного образца до температуры T_τ окружающего изолятора. Рассчитаем τ , воспользовавшись общеизвестной формулой для оценки τ по порядку величины:

$$\tau \sim \frac{\delta^2}{a}. \quad (7)$$

В (7) δ – половина толщины пластины, $a = \delta k / C_p$ – коэффициент температуропроводности, где: V – удельный объем; k – коэффициент теплопроводности; C_p – изобарная теплоемкость. Оценку по (7) проведем с учетом изменения толщины пластины $\delta = 0.5h_0(V/V_0)$, удельного объема $V = V(t_{\max})$ и теплофизических свойств железа в условиях проведенного эксперимента при значениях давления $P_{\max} = 67$ ГПа в момент t_{\max} . Соответствующие значения составили $V = 5.691$ см³/моль (см. профиль 1 на рис. 6б), $V_{0\alpha} = 7.093$ см³/моль, $\delta = 24$ мкм, $C_p = 25.81$ Дж/моль·К. Для значения T_τ принята величина $T_\tau = T_\tau(t_{\max}) = 1375$ К, равная температуре тefлона за образцом (см. профиль 3 на рис. 6а). Для значения k принята величина коэффициента теплопроводности, разогретого до 1375 К ϵ -Fe железа при давлении 53 ГПа из работы [Hasegawa, 2019] равная $k = 47$ Вт/(м·К). Перечисленные величины дают оценку $\tau \sim 56$ мкс, что гораздо больше времени проведенного эксперимента, составляющей ≈ 1 мкс. Таким образом, соотношение между временем разогрева образца и временем проведенного эксперимента позволяет пренебречь теплообменом между образцом и изолятором и использовать получаемые профили температуры при анализе и моделировании полу-

Таблица 1. Параметры для свободной энергии (2) для α -Fe [Молодец, Голышев, 2021] и для ϵ -Fe фаз железа

Фаза	V_0 , см ³ /моль	Θ_0 , К	v_0 , см ³ /моль	v_x , см ³ /моль	C_1 , ГПа	C_2 , ГПа	C_3 , кДж/г	E_m , кДж/г
α -Fe	7.093	279.8	21.092	21.02	-144.5188	2971.046	-572.4635	0.0
ϵ -Fe	6.76 ^b	262.1	17.949	13.858	-724.8081	15070.4575	-1876.6370	0.8127

ченных экспериментальных данных для ϵ -Fe железа при ступенчатом ударном сжатии.

На рис. 6а показан модельный профиль I температуры $T(t)$ для середины ϵ -Fe железного образца. Пример расчетного профиля давления $P(t)$ ϵ -Fe железа приведен выше на рис. 3а. Исключенные времена из профилей $P(t)$ и $T(t)$ дают фазовую траекторию образца в координатах давление–температура, которая показана на рис. 5 графиком 3 и очерчивает область на фазовой диаграмме железа, в которой проведены измерения электросопротивления ϵ -железа в условиях ступенчатого ударного сжатия. Эту область можно охарактеризовать давлениями ≈ 20 –70 ГПа и температурами ≈ 750 –950 К. Как видно на рис. 3 фазовая траектория ступенчатого ударного сжатия 3 существенно отлична от ударной адиабаты однократного ударного сжатия ϵ -железа 2.

Рассчитанные профили температуры $T = T(t)$ и объема $V = V(t)$ использовались также для моделирования профиля электросопротивления образца $R = R(t)$ вдоль фазовой траектории ступенчатого ударного сжатия согласно формуле:

$$R = R_{0\alpha} \left(\frac{\rho(T, V)}{\rho_{0\alpha}} \right) \left(\frac{V_{0\alpha}}{V} \right). \quad (8)$$

В (8) индекс “0 α ” означает принадлежность свойства к α -железу при комнатной температуре и атмосферном давлении. Начальное сопротивление образца $R_{0\alpha}$ и его удельное электросопротивление $\rho_{0\alpha}$ измерялись перед экспериментом и составляли соответственно $R_{0\alpha} = 0.23(1)$ Ом и $\rho_{0\alpha} = 10.1(8)$ $\mu\text{Ом} \cdot \text{см}$. Последний сомножитель в скобках (8) учитывает изменение толщины образца при одномерном сжатии. Начальный удельный объем α -железа $V_{0\alpha}$ был равен $V_{0\alpha} = 7.093$ см³/моль.

Функция $\rho = \rho(T, V)$ в (8) представляет собой определяющее соотношение для объемно температурную зависимость удельного электросопротивления ϵ -железа в виде модифицированной функции объема и температуры из работы [Seagle et al., 2013]:

$$\rho = \rho_0 \left(\frac{T}{T_0} \right)^\alpha \left(\frac{V}{V_0} \right)^{n/3} \left(\frac{v_0 - V}{v_0 - V_0} \right)^{-2n}. \quad (9)$$

В (9) смысл определяющих параметров ρ_0 , α , n тот же, что и в прототипе [Seagle et al., 2013], а параметры v_0 и V_0 являются дополнительными параметрами в модификации [Молодец, Голышев, 2021]. Согласно [Молодец, Голышев, 2021] пара-

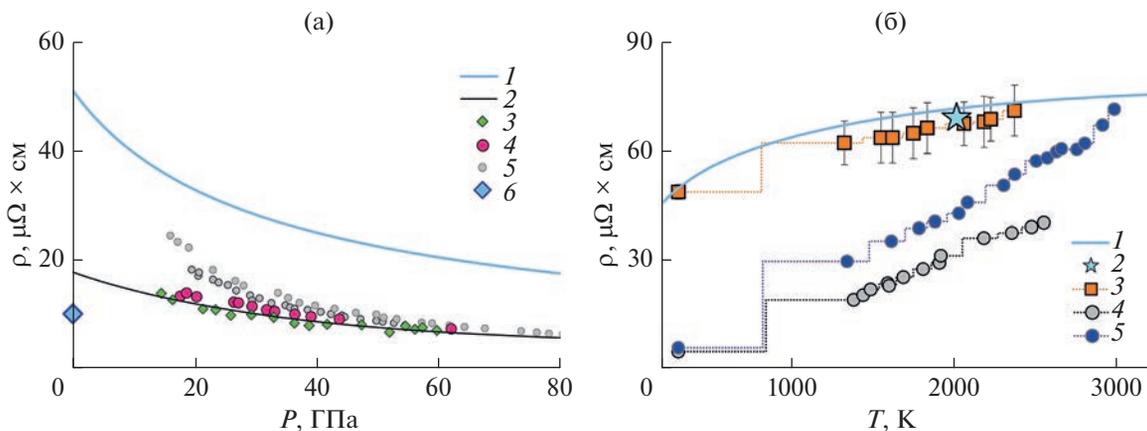


Рис. 7. Зависимость удельного электросопротивления ρ сжатого и разогретого ϵ -Fe железа от давления P и температуры T . (а): 1 – комнатная изотерма (9); 2 – подгоночная изотерма из работы [Seagle et al., 2013]; 3, 4, 5 – экспериментальные результаты соответственно из работ [Seagle et al., 2013; Zhang et al., 2020; Gomi et al., 2013]; 6 – начальное электросопротивление исследованных образцов железа АРМКО при комнатной температуре и атмосферном давлении; (б) – изобары при давлении 105 ГПа: 1 – расчётная изобара ϵ -Fe железа (9); 2 – ударно-волновой эксперимент [Bi et al., 2002]; 3 – экспериментальная изобара сплава ϵ -Fe железа с 4.3%Si из работы [Zhang et al., 2022]; 4 и 5 – экспериментальные изобары ϵ -Fe железа из работ [Ohta et al., 2016; Zhang et al., 2020], пунктирные линии – горизонтальный сплайн по точкам без учета разброса.

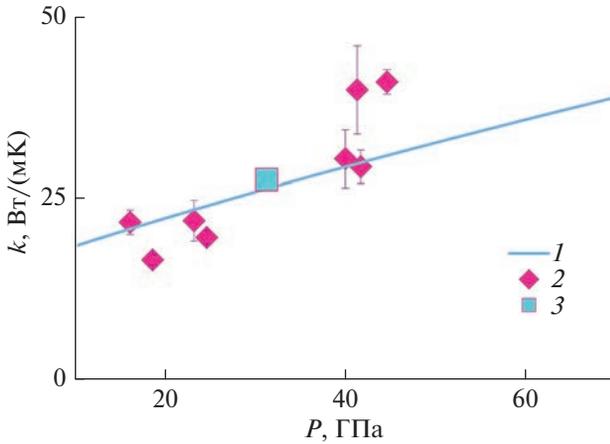


Рис. 8. Зависимость коэффициента теплопроводности k (11) от давления P для ϵ -Fe железа при постоянной температуре $T = 300$ К: 1 – комнатная изотерма (11); 2 – экспериментальные результаты из работы [Ohta et al., 2018]; 3 – средняя точка данных [Ohta et al., 2018].

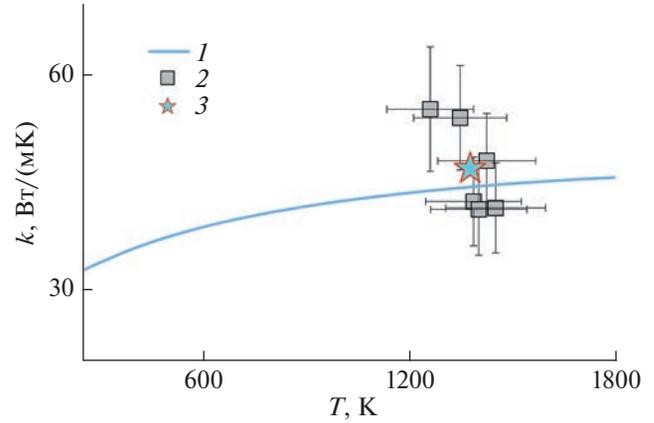


Рис. 9. Зависимость коэффициента теплопроводности k (11) от температуры T для ϵ -Fe железа при постоянном давлении $P = 53$ ГПа: 1 – изобара (11); 2 – экспериментальные результаты из работы [Hasegawa et al., 2019] в диапазоне 1200–1500 К; 3 – средняя точка данных [Hasegawa et al., 2019].

метры v_0 и V_0 являются одновременно и параметрами, задающими объемную зависимость характеристической температуры в формуле (3). Для ϵ -Fe параметры v_0 и V_0 брались из таблицы. Значение начального удельного электросопротивления ρ_0 при комнатной температуре и атмосферном давлении принято равным $\rho_0 = 51.0 \mu\text{Ом} \cdot \text{см}$ для метастабильного ϵ -Fe железа из работы [Gomi et al., 2013].

Заметим далее, что в интервале времен $t_{\max} < t < t_{\text{ex}}$ (см. рис. 6) зависимость температуры от объема $T = T(V)$ можно аппроксимировать монотонной квадратичной функцией $T(V) = A + BV + CV^2$ и стандартным образом определить коэффициенты A , B , C . Например, для конкретных модельных профилей рис. 6 $A = 3383.3$ К, $B = -626.16$ К/(см³/г), $C = 33.21$ К/(см³/г)². Эта возможность и соотношение (8) позволяют записать модельное соотношение для профиля электросопротивления образца $R = R(t)$ (8) как

$$R = R_0 \left(\frac{\rho_0}{\rho_{0\alpha}} \right) \left(\frac{T(V)}{T_0} \right)^\alpha \left(\frac{V}{V_0} \right)^{n/3} \left(\frac{v_0 - V}{v_0 - V_0} \right)^{-2n} \left(\frac{V_{0\alpha}}{V} \right). \quad (10)$$

Итак, в интервале времен $t_{\max} < t < t_{\text{ex}}$ модельное соотношение (10) для объемно-температурной зависимости электросопротивления образца $R = R(t)$ вдоль фазовой траектории ступенчатого ударного сжатия может быть представлено полуэмпирической функцией объема, содержащее один заранее заданный параметр $\rho_0 = 51.0 \mu\text{Ом} \cdot \text{см}$ и два подгоночных параметра: α , и n . Параметры α , и n находятся методом наименьших квадратов исходя из требования наилучшего совпадения модельного профиля (10) и экспериментального

профиля $R = R(t)$. На рис. 3б показано удовлетворительное согласие экспериментального 1 и модельного 3 профилей электросопротивления образца при разгрузке в интервале времен $t_{\max} < t < t_{\text{ex}}$. При этом значения определяющих параметров α , n и коэффициента детерминации R^2 оказались следующими: $\alpha = 0.77(1)$, $n = 3.25(10)$ и $R^2 = 0.977$.

Таким образом, разработанные уравнения состояния ϵ -Fe железа вместе с определяющим соотношением для объемно-температурной зависимости электросопротивления позволяют моделировать электрофизический ударно-волновой эксперимент и определять “температурный” α и “объемный” n параметры, характеризующие объемно-температурную зависимость $\rho = \rho(T, V)$ удельного электросопротивления ϵ -Fe железа при его ступенчатом ударном нагружении в диапазоне давлений ~ 20 – 70 ГПа и температур ~ 750 – 950 К. Соответственно определяющее соотношение (9) с найденными коэффициентами представляет собой экспериментально-расчетные данные об электрофизических свойствах ϵ -Fe железа в условиях ступенчатого ударно-волнового нагружения.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Отметим, что использование значений $\rho_0 = 51.0 \mu\text{Ом} \cdot \text{см}$, $\alpha = 0.77(1)$, $n = 3.25(10)$ для ϵ -Fe железа, найденных по экспериментальным данным в области разгрузки, дают приемлемые результаты и в области сжатия ϵ -Fe железа. Действительно, экспериментальный 1 и модельный 3 профили на рис. 3б, согласуются между собой не только в интервале времен $t_{\max} < t < t_{\text{ex}}$, когда давление уменьшается, но и в области $t_{0\epsilon} < t < t_{\max}$, ко-

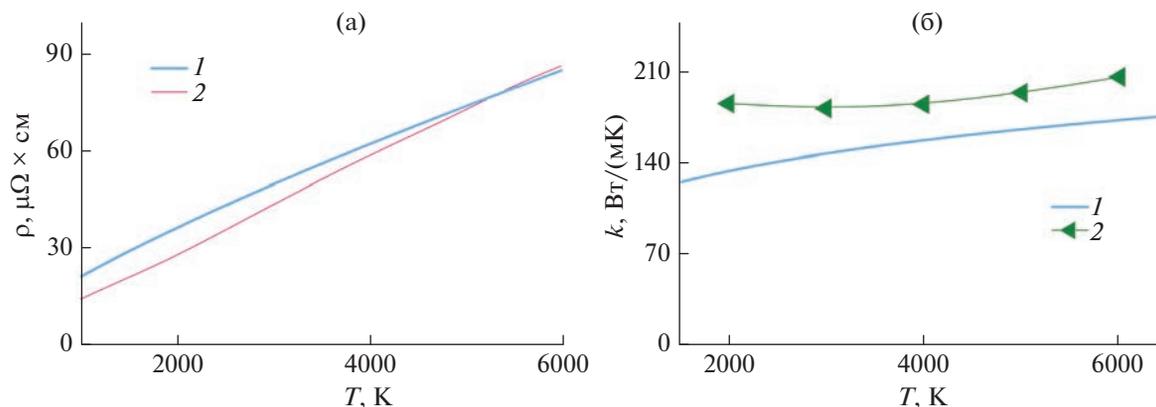


Рис. 10. Экстраполяция зависимостей электросопротивления ρ (а) и теплопроводности k (б) от температуры T в область давлений 300 ГПа. (а): 1 – изохора (9), 2 – расчетная температурная зависимость удельного электросопротивления ϵ -Fe железа с учетом эффекта насыщения [Xu et al., 2018]; (б): 1 – изохора (11), 2 – расчетная температурная зависимость коэффициента теплопроводности ϵ -Fe железа с учетом эффекта насыщения [Xu et al., 2018].

гда давление возрастает от значения $P_{0\epsilon}$ до P_{\max} . Это свидетельствует в пользу того, что модельное соотношение (9) с найденными параметрами α и n для объемно температурной зависимости удельной электропроводности ϵ -Fe железа адекватно экспериментальным ударно-волновым данным в исследованной области давлений ~ 20 – 70 ГПа и температур ~ 750 – 950 К как при сжатии, так и при разгрузке.

Сопоставим электрофизические свойства ϵ -Fe железа в условиях ударного сжатия и в условиях высоких статических давлений. Для этого воспользуемся разработанным выше уравнением состояния и рассчитаем изотермы и изобары объемно-температурной зависимости (9) для ϵ -Fe железа.

На рис. 7а цифрой 1 обозначена изотерма (9) при температуре 300 К в координатах давление–удельное электросопротивление до 80 ГПа. На рис. 7а приведена также модельная комнатная изотерма 2 из работы [Seagle et al., 2013] для экспериментальных точек 3. Как видно, график 1 располагается существенно выше графика 2. Формальная причина этого различия заключается главным образом в следующем. Несмотря на то, что смысл основных параметров ρ_0 , a , n модельных соотношений для $\rho = \rho(T, V)$ в работе [Seagle et al., 2013] и в формуле (9) одинаков, процедуры нахождения этих параметров для (9) и в работе [Seagle et al., 2013] различны. В работе [Seagle et al., 2013] заранее полагалось $a = \text{const} = 1$, а подгоночными были ρ_0 и n . Как отмечалось выше, в нашей работе постоянным считался параметр $\rho_0 = \text{const} = 51.0 \mu\text{Ом} \cdot \text{см}$, а подгоночными были a и n . Мы предпочли свой вариант в связи с тем, что значение $\rho_0 = 51.0 \mu\text{Ом} \cdot \text{см}$ имеет экспериментальное обоснование для ϵ -Fe железа при нулевом давлении (см. [Gomi et al., 2013]).

На рис. 7а также представлены гидростатические экспериментальные комнатные изотермы 4 [Zhang et al., 2020] и 5 [Gomi et al., 2013]. Как видно в диапазоне давлений 20–80 ГПа наша комнатная изотерма 1, превышает литературные данные 3, 4, 5 на 10–20 $\mu\text{Ом} \cdot \text{см}$. Очевидно, это различие может быть частично истолковано на основе общепринятых представлений. Действительно, как хорошо известно, ударные волны генерируют значительную плотность дефектов кристаллической решетки, что приводит к увеличению удельного электросопротивления ударно-сжатого поликристалла.

Обсудим соотношение полученных результатов с литературными данными при высоких давлениях и температурах ударно-волнового и гидростатического сжатия вдоль изобар высокого давления. На рис. 7б графиком 1 показана расчетная изобара соотношения (9) для ϵ -Fe железа при давлении 105 ГПа в диапазоне температур 250–3000 К. Ее сопоставление с ударно-волновыми данными из работы [Keeler, Mitchel, 1969] затруднительно, поскольку в этой работе не указаны значения температур и объемов. В отличие от этого в работе [Vi et al., 2002] для двух состояний (101 ГПа; 2010 К) и (208 ГПа; 5220 К) ударно-сжатого ϵ -Fe железа приведены значения удельного электросопротивления 68.9 $\mu\text{Ом} \cdot \text{см}$ и 130.7 $\mu\text{Ом} \cdot \text{см}$ соответственно. Первая точка [Vi et al., 2002] обозначена на рис. 7б цифрой 2. Как видно, результаты 1 и 2 практически совпадают. Вторая точка отличается от расчетов по (9) на 20%. Таким образом, в целом согласие наших результатов и результатов [Vi et al., 2002] можно считать удовлетворительным. Отметим для дальнейшего, что результаты 1 и 2 на рис. 7б, совпадая между собой, совпадают и с изобарой 3 разогретого сплава железа с кремнием Fe4.3%Si.

На рис. 7б представлены статические экспериментальные изобары ϵ -Fe железа 4 [Ohta et al., 2016] и 5 [Zhang et al., 2020]. Как и для изотерм, наша изобара 1 располагается существенно выше экспериментальных изобар ϵ -Fe железа — здесь различия достигают $30 \mu\text{Ом} \cdot \text{см}$. Это расхождение между полученными и литературными гидростатическими данными можно было бы отнести на счет незамеченных паразитных эффектов используемой ударно-волновой методики. Вместе с тем представляется, что список возможных методических ошибок, (шунтирование, теплопроводность, скин-эффект, реакция железа с разогретым изолятором) исчерпан выше и не поддерживает это объяснение. Поэтому не исключено, что взаиморасположение всех изотерм рис. 7а и изобар на рис. 7б обусловлено тем, что ударно-сжатое ϵ -Fe железа оказывается в некоем состоянии, в котором его электрофизические свойства отличаются от статически сжатого чистого ϵ -Fe железа и приближаются к электрофизическим свойствам сжатого и разогретого сплава железа с кремнием Fe4.3%Si. Однако очевидно, что это объяснение всего лишь рабочая гипотеза, требующая дополнительной аргументации и проверки.

Оценим теперь объемно-температурную зависимость коэффициента теплопроводности ударно-сжатого ϵ -Fe железа. Воспользуемся снова соотношением (9) в паре с разработанным выше уравнением состояния и сопоставим расчетные значения теплофизических свойства ударно-сжатого ϵ -Fe железа с литературными данными при высоких статических давлениях.

Для этого рассчитаем барическую зависимость теплопроводности $k = k(V, T)$ ϵ -Fe железа вдоль комнатной изотермы, воспользовавшись законом Видемана—Франца:

$$k = L \frac{T}{\rho(V, T)}, \quad (11)$$

где $L = 2.45 \times 10^{-8} \text{ ВтОм}; K^2$ — постоянная Лоренца; $\rho(V, T)$ — объемно-температурная зависимость удельного электросопротивления (9) ϵ -Fe железа с определенными выше коэффициентами ρ_0 , α и n . На рис. 8 цифрой 1 обозначен график (11), полученный при температуре $T = \text{const} = 300 \text{ К}$. На этом же рисунке ромбами 2 приведены экспериментальные значения коэффициента теплопроводности поликристаллического ϵ -Fe железа, скопированные с рис. 10 работы [Ohta et al., 2018]. Как видно, график 1 удовлетворительно согласуется со статическим экспериментом, проходя через среднюю точку 3 данных [Ohta et al., 2018].

Рассмотрим теперь изобару коэффициента теплопроводности при высоком давлении. На рис. 9 представлена изобара 1, в виде графика (11) при давлении 53 ГПа на фоне экспериментальных точек, полученных при статическом сжатии в рабо-

те [Hasegawa et al., 2019] в диапазоне температур 1200–1500 К при этом же давлении. Здесь также наши ударно-волновые данные 1 непротиворечиво соотносятся с экспериментальными точками [Hasegawa et al., 2019], практически пересекая их среднюю точку 3.

Таким образом, модельные расчеты коэффициента теплопроводности ϵ -Fe железа в высокодефектном ударно-сжатом состоянии, проведенные с использованием закона Видемана—Франца и теоретического значения числа Лоренца удовлетворительно согласуются со статическим экспериментом.

Наконец, рассмотрим алгебраические вычисления по формулам (9) и (11) для ϵ -Fe железа при постоянном значении объема в области экстраполяции к более высоким давлениям. Например, зафиксируем удельный объем в этих формулах величиной $V = \text{const} = V_i = 4.282 \text{ см}^3/\text{моль}$ и построим изохоры (9) и (11) в диапазоне температур $T = 1000\text{--}6000 \text{ К}$. Согласно построенному выше уравнению состояния ϵ -Fe железа диапазон давлений $P_i = P(V_i, T)$ составит интервал 256–297 ГПа, в который попадает давление на границе внутреннего ядра Земли. Полученные графики $\rho = \rho(T, V_i)$ и $k = k(T, V_i)$ обозначены цифрой 1 на рис. 10а и 10б соответственно.

На этих же рис. 10а и 10б представлены результаты фундаментальных расчетов [Xu et al., 2018] температурной зависимости $\rho = \rho(T, V_i)$ и $k = k(T, V_i)$ с использованием метода теории функционала плотности 2. Как видно графики 1 и 2 разумно согласуются между собой качественно и количественно. Наилучшее совпадение 1 и 2 наблюдается в диапазоне температур 4000–6000, где отличия не превышают 5% для $\rho = \rho(T, V_i)$ и 20% для $k = k(T, V_i)$.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Измерено электросопротивление образцов железа с гексагональной плотноупакованной решеткой (ϵ -Fe) в условиях специфического режима нагружения, состоящего из ступенчато-циклической фазы сжатия и последующей фазы плавного уменьшения давления. Измерения выполнены в области фазовой диаграммы железа при давлениях $\approx 20\text{--}70 \text{ ГПа}$ и температурах $\approx 750\text{--}950 \text{ К}$.

Рассмотрена величина осложняющих эффектов при измерении электросопротивления ударно-сжимаемых железных образцов, обусловленных проводимостью изоляционной среды, скин-эффектом, а также разогревом образца окружающим горячим изолятором.

Разработаны уравнения состояния ϵ -Fe железа, которые вместе с определяющим соотношением

для объемно-температурной зависимости электросопротивления позволяют моделировать электрофизический ударно-волновой эксперимент, переходить от электросопротивления образцов к удельным величинам и определять параметры, характеризующие объемно-температурную зависимость удельного электросопротивления ϵ -Fe железа при его ступенчатом ударном нагружении и последующей разгрузке.

Сопоставлены объемно-температурные зависимости удельного электросопротивления ϵ -Fe железа в условиях высоких статических и динамических давлений. Показано, что в диапазоне давлений 20–70 ГПа ударно-волновые электрофизические данные превышают экспериментальные литратурные статические данные на 10–30 $\mu\text{Ом} \cdot \text{см}$.

Установлено различие электрофизических свойств ϵ -Fe железа при статическом и ударном сжатии и подобие электрофизических свойств ударно-сжатого ϵ -Fe железа с электрофизическими свойствами статически сжатого и разогретого кремнистого железа.

Выполнены расчеты объемно-температурной зависимости коэффициента теплопроводности ϵ -Fe с использованием закона Видемана–Франца для описания теплофизических свойств ϵ -Fe при высоких динамических давлениях и проведено сравнение расчетных значений теплофизических свойства ударно-сжатого ϵ -Fe железа с литературными данными при высоких статических давлениях. Показано, что в диапазоне давлений 20–50 ГПа барическая зависимость коэффициента теплопроводности вдоль комнатной изотермы удовлетворительно согласуется со статическим экспериментом. Показано также, что расчетные значения коэффициента теплопроводности в диапазоне температур 1200–1500 К непротиворечиво соотносятся с экспериментальными точками вдоль изобары 53 ГПа.

Экстраполяция найденных объемно-температурных зависимостей электросопротивления и теплопроводности ϵ -Fe железа в область давлений 300 ГПа разумно согласуется с литературными теоретическими результатами по электро- и теплопроводности железа.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования РФ (соглашение с ОИВТ РАН № 075-15-2020-785 от 23 сентября 2020 г.).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ададуров Г.А. Экспериментальное исследование химических процессов в условиях динамического сжатия // Успехи химии. 1986. Т. 55. Вып. 4. С. 555–578.

Гольшев А.А., Молодец А.М. Электросопротивление полимерной изоляции в мегабарном диапазоне давлений ударного сжатия // Физика горения и взрыва. 2013. Т. 49. № 2. С. 106–112.

Ким В.В., Молодец А.М. Программа для расчета волновых взаимодействий и термодинамического состояния многослойных мишеней при одномерном ударном нагружении СТАГ. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2016616914. 22.06.2016 г.

Молодец А.М., Шахрай Д.В., Савиных А.С., Гольшев А.А., Ким В.В. Уравнения состояния политетрафторэтилена для расчета его ударного сжатия в мегабарном диапазоне давлений // Физика горения и взрыва. 2013. Т. 49. № 6. С. 121–129.

Молодец А.М. Температурная зависимость откольной прочности и уравнение состояния аустенитной хромоникелевой стали 18–10 // Физика твердого тела. 2015. Т. 57. Вып. 10. С. 1992–1997.

Молодец А.М. Уравнения состояния мусковита при высоких давлениях и температурах // Физика Земли. 2022. № 1. С. 130–139.

Молодец А.М., Шахрай Д.В., Гольшев А.А. Полуэмпирическое описание теплофизических свойств дейтерида лития при высоких давлениях и температурах // Теплофизика высоких температур. 2017. Т. 55. № 4. С. 523–527.

Молодец А.М., Гольшев А.А. Объемно-температурная зависимость электро- и теплофизических свойств α -железа при высоких давлениях и температурах // Журн. технической физики. 2021. Т. 91. Вып. 9. С. 1403–408.

Молодец А.М., Гольшев А.А., Емельянов А.Н., Козлов А.А. Магнитные превращения и полиморфный переход // Журн. технической физики. 2021. Т. 91. Вып. 5. С. 803–807.

Bi Y., Tan H., Jing F. Electrical Conductivity of Iron under Shock Compression up to 200 GPa // J. Phys.: Condensed Matter. 2002. V. 14(44). P. 10849–10854.

Brown J.M., Fritz J.N., Hixson R.S. Hugoniot data for iron // J. Applied Physics. 2000. V. 88. № 9. P. 5496–5498.

Dewaele A., Loubeyre P., Occelli F., Mezouar M., Dorogokupets P. I., Torrent M. Quasihydrostatic Equation of State of Iron above 2 Mbar // Phys. Rev. Lett. 2006. V. 97. P. 215504.

Gomi H., Ohta K., Hirose K., Labrosse S., Caracas R., Verstraete M.J., Hernlund J.W. The high conductivity of iron and thermal evolution of the Earth's core // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2013. V. 224. P. 88–103.

Grant S.C., Ao T., Seagle C.T., Porwitzky A.J., Davis J.-P., Cochrane K.R., Dolan D.H., Lin J.-F., Ditmire T., Bernstein A.C. Equation of state measurements on iron near the melting curve at planetary core conditions by shock and ramp compressions // J. Geophysical Research: Solid Earth. 2021. V. 126. № 3. P. e2020JB020008.

Hasegawa A., Yagi T., Ohta K. Combination of pulsed light heating thermoreflectance and laserheated diamond anvil cell for in-situ high pressure-temperature thermal diffusivity measurements // Rev. Sci. Instrum. 2019. V. 90. P. 074901(1-8).

- Johnson P.C., Stein B.A., Davis R.S. Temperature dependence of the shock induced transformation in iron // J. Appl. Phys. 1962. V. 33. P. 557–560.
- Keeler R.N., Mitchel A.C. Electrical conductivity, demagnetization, and the high-pressure phase transition in shock-compressed Iron // Solid State Communications. 1969. V. 7. P. 271–274.
- Kerley G.I. Multiphase equation of state for iron. Tech. Rep. SAND93-0027. Sandia 613 National Laboratories. Albuquerque. NM. 1993.
- Mao H.-K., Wu Y., Chen L.C., Shu J.F., Jephcoat A.P. Static Compression of Iron to 300 GPa and Fe_{0.8}Ni_{0.2} Alloy to 260 GPa: Implications for Compression of the Core // J. Geophysical Research. 1990. V. 95. № B13. P. 21.737–21.742.
- Ohta K., Nishihara Y., Sato Y., Hirose K., Takashi Yagi T., Saori I. Kawaguchi S.I., Hirao N., Ohishi Y. An Experimental Examination of Thermal Conductivity Anisotropy in hcp Iron // Frontiers in Earth Science. 2018. V. 6. Article 176.
- Seagle C.T., Cottrell E., Fei Y., Hummer D.R., Prakapenka V.B. Electrical and thermal transport properties of iron and iron-silicon alloy at high pressure // Geophys. Res. Lett. 2013. V. 40. P. 5377–5381.
- Vocadlo L. Mineralogy of the Earth – The Earth’s core: Iron and iron alloys. Treatise on Geophysics. Mineral Physics / G.D. Price (ed.). Oxford: Elsevier. 2007. V. 2. P. 91–120.
- Xu J., Zhang P., Haule K., Minar J., Wimmer S., Ebert H., Cohen R.E. Thermal Conductivity and Electrical Resistivity of Solid Iron at Earth’s Core Conditions from First Principles // Physical Review Letters. 2018. V. 121. P. 096601(1-6).
- Zhang Y., Hou M., Liu G., Zhang Ch., Prakapenka V.B., Greenberg E., Fei Y., Cohen R.E., Lin J.F. Reconciliation of Experiments and Theory on Transport Properties of Iron and the Geodynamo // Physical Review Letters. 2020. V. 125. P. 078501(1-7).
- Жарков В.Н. Физика земных недр. М.: ООО “Наука и образование”. 2012. 384 с.
- Hirose K., Wood B., Vočadlo L. Light elements in the Earth’s core // Nature Reviews. Earth & Environment. 2021. V. 2. P. 645–657.
- Zhang Y., Luo K., Hou M., Driscoll P., Salke N.P., Minar J., Prakapenka V. B., Greenberg E., Hemley R.J., Cohen R.E., Lin J.F. Thermal conductivity of Fe-Si alloys and thermal stratification in Earth’s core // PNAS. 2022. V. 119. No. 1 P. 2119001119.
- Ohta K., Kuwayama Y., Hirose K., Shimizu K., Ohishi Y. Experimental determination of the electrical resistivity of iron at Earth’s core conditions // Nature. 2016. V. 534. P. 95–98.
- Yang F., Hu X., and Fei Y. In situ measurements of electrical resistivity of metals in a cubic multi-anvil apparatus by van der Pauw method // Rev. Sci. Instrum. 2022. V.93. P. 053902(1-7).
- Набатов С.С., Дрёмин А.Н., Постнов В.И., Якушев В.В. Измерением электропроводности серы при сверхвысоких динамических давлениях // Письма в ЖЭТФ. 1979. Т. 29. вып. 7. С. 407–410.
- Basu A., Field M.R., McCulloch D.G., Boehler R. New measurement of melting and thermal conductivity of iron close to outer core conditions // Geoscience Frontiers. 2020. V. 11. P. 565–568.

ε-Fe Electrical Resistivity at High Pressures of Stepwise Shock Compression

A. M. Molodets^{a,*} and A. A. Golyshev^a

^aInstitute of Problems of Chemical Physics, Russian Academy of Sciences, Chernogolovka, 142432 Russia

*e-mail: molodets@icp.ac.ru

In situ electrical resistivity measurements are performed on samples of iron with a hexagonal close-packed lattice (ε-Fe), compressed and heated by stepwise shock loading. Equations of state for ε-Fe are constructed. The obtained experimental results are mathematically simulated in the hydrocode based on the developed equations of state. The modeling results are used to reconstruct the volumetric–temperature dependence of the ε-Fe electrical resistivity at pressures of ≈20–70 GPa and temperatures of ≈750–950 K. The volume–temperature dependence of the ε-Fe thermal conductivity coefficient is calculated according to the Wiedemann–Franz law. The results obtained for the electrical and thermal conductivity of shock compressed and heated ε-Fe are compared with literature experimental and theoretical data for iron and silicon iron.

Keywords: iron, electrical conductivity, thermal conductivity, high pressures, equations of state, phase diagram, shock waves

СПРЕДИНГ В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЕВРАЗИАТСКОЙ ЛИТОСФЕРНОЙ ПЛИТЫ ПО ДАННЫМ GPS-ИЗМЕРЕНИЙ И ЕГО ВОЗМОЖНАЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ¹

© 2023 г. **В. И. Шевченко**¹, А. А. Лукк¹, *

¹Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

*E-mail: lukk@ifz.ru

Поступила в редакцию 26.07.2022 г.

После доработки 26.02.2023 г.

Принята к публикации 28.02.2023 г.

На всей, от Атлантического до Тихого океана, территории Евразийской литосферной плиты, рассматриваемой в статье, векторы скоростей горизонтальных в восточном направлении смещений GPS-станций образуют пологую, плавную, выпуклую к северу огромную дугу. В ее составе можно выделить три относительно нешироких дугообразных полосы. Самая южная из них и наиболее обеспеченная результатами измерений полоса (дугообразная полоса **A** в данной статье) подробно рассмотрена в статье [Шевченко и др., 2021]. Прямые, реальные результаты опубликованных геодезических измерений показали, что длина этой полосы увеличивается на 5–10 мм/год. Дуга удлиняется. В упомянутой статье были рассмотрены и отклонены пять вариантов интерпретации этого удлинения, исходящие из представления о внешнем воздействии на горные породы земной коры/литосферы названной дугообразной полосы. Наиболее вероятной причиной удлинения представляется внутренний процесс увеличения объема упомянутых пород полосы в результате привноса в них глубинными флюидами дополнительного минерального материала и его последующей кристаллизации. В данной статье приводятся результаты аналогичных геодезических измерений на территориях двух других дуг – **B** и **C**. Оказалось, что расположенная севернее других дугообразная полоса **C** удлиняется (и со сходной скоростью), как и находящаяся южнее других полоса **A**. Но расположенная между ними полоса **B** смещается в восточном направлении, не удлиняясь. Геодезические измерения в осевой части Срединно-Атлантического хребта, на о.Исландия позволяют предположить, что общее расширение Атлантического океана и соответствующее восточное смещение Евразийской литосферной плиты связано с нагнетанием пластичных магматических (основного состава) клиньев в осевой, рифтовой зоне упомянутого хребта. На фоне этого общего восточного смещения литосферной плиты отдельные ее части (дугообразные полосы **A** и **C** маркируют эти части) смещаются в том же восточном направлении с нарастающей с **З** на **В** скоростью. Этот рост скорости и соответствующее удлинение двух перечисленных полос мы связываем с упомянутым привносом дополнительного минерального материала и его последующей кристаллизацией.

Ключевые слова: дугообразная полоса, глубинные флюиды, геодезические измерения, удлиненные полос.

DOI: 10.31857/S0002333723040099, EDN: TLYPYQ

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время (приблизительно с середины прошлого, XX в.) в геотектонике ведущую роль играет неомобилистская плейттектоническая концепция. В ее основу положено представление о разделении земной коры/литосферы на плиты, блоки, массивы разного размера. Выделяется несколько крупных литосферных плит

(Евразийская, Африканская, Аравийская, Индо-Австралийская, Северо- и Южно-Американская, Антарктическая и Тихоокеанская), серия плит (мезоплит) меньшего размера, а также многочисленные микроплиты [Зоненшайн и др., 1976; Хаин, 2001; Хаин и др., 2005; и др.]. Взаимные латеральные перемещения этих плит, блоков, массивов, их конвергенция, коллизия, дивергенция, трансформные проскальзывания рассматриваются в этой концепции как главные проявления и ведущие причины процессов тектогенеза разного ранга – от глобальных до локальных. Располагающиеся между смежными литосферными плитами

¹ Термин (спрединг) переводится на русский язык как (растекание), (разрастание), (расширение), (раздвижение)". ([Зоненшайн и др., 1976, с. 16]) "Спрединг – буквально означает распространение, разрастание" ([Хаин, Ломизе, 2005, с. 41]).

подвижные пояса, подвижные сооружения рассматриваются как зоны скопления обломков, глыб коры/литосферы меньшего размера. Деформирование подвижных поясов и сооружений связывается с взаимными перемещениями (преимущественно со сближениями) соседних более крупных плит. Сами плиты рассматриваются как жесткие, “твердотельные”, практически недеформирующиеся образования. Они могут только раскалываться на более мелкие обломки или, наоборот, объединяться в более крупные образования.

Результаты появившихся во второй половине прошлого века методов высокоточных геодезических измерений горизонтальных смещений элементов тектонической структуры Земли (в первую очередь, метода GPS) потребовали существенной коррекции некоторых ранее сложившихся представлений.

Прежде всего отметим, что, по крайней мере, в нескольких вполне представительных частях подвижных поясов и подвижных сооружений (Альпы, Апеннины, Пиренеи, Большой Кавказ, Таджикская депрессия) при явных признаках обстановки субгоризонтального сжатия (соответствующие дислокации слоистых горных пород, механизмы очагов землетрясений), геодезические измерения выявили не сужение, а увеличение ширины этих объектов. В результате приходится говорить об увеличении объема (и площади) пород, слагающих эти пояса и сооружения, т.е. об их объемном расширении, объемном распоре [Шевченко, 1984; Шевченко и др., 2017; 2018]. Предполагаемая причина распора пород – привнос в них глубинными флюидами дополнительного, аллохтонного минерального материала и его последующая кристаллизация.

Позднее сходная картина была обнаружена применительно к Евразийскому континенту [Шевченко и др., 2021].

КИНЕМАТИКА СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЕВРАЗИЙСКОГО КОНТИНЕНТА ПО ДАННЫМ GPS-ИЗМЕРЕНИЙ

Судя по результатам геодезических GPS-измерений (в системе координат ITRF) для территории северной части Евразийского континента (сЕк) (рис. 1) его западная половина смещается в В–СВ направлении, а восточная – в В–ЮВ. Движение в целом идет по пологой, выпуклой к северу и столь плавной дуге, что это не позволяет предположить (на протяжении всей ее с запада на восток ~12000 км) разделение сЕк на несколько частей – блоков, субплит. Меньше, но кое-где обрывает на себя внимание то, что движение сЕк в восточном направлении происходит со скоростью, устойчиво нарастающей в том же восточном направлении.

Территория сЕк в целом крайне неравномерно освещена геодезическими измерениями. Но в ее южной части имеется продольная дугообразная полоса (рис. 1 или, что то же, дуга А на рис. 2). Эта дуга прослеживается от Пиренейского полуострова на западе до Корейского полуострова на востоке. В пределах этой полосы GPS-станции распределены относительно равномерно и с достаточной плотностью. При этом векторы скоростей смещений этих станций устойчиво ориентированы вдоль названной полосы. В результате векторы скоростей смещений станций, расположенных в пределах полосы относительно западнее, смотрят, образно выражаясь, в затылок векторов станций, расположенных восточнее. Перечисленные обстоятельства дают возможность детально оценить характер изменения скоростей горизонтальных смещений GPS-станций на территории сЕк в пределах упомянутой дугообразной полосы.

Дугообразная полоса (дуга) А

Результаты этой оценки расположения и изменения величины векторов скоростей смещений GPS-станций в дугообразной полосе (рис. 1, рис. 2) изложены в упомянутой статье [Шевченко и др., 2021].

Геодезические измерения показали, что скорости восточных смещения GPS-станций в пределах рассматриваемой дугообразной полосы увеличиваются в направлении с запада на восток. На графике “скорость–долгота” (см. рис. 3, А) линия аппроксимации, отвечающая дугообразной полосе А, характеризуется соответствующим наклоном.

Такая картина не может быть получена простым смещением сЕк. Она однозначно указывает на увеличение длины, на удлинение на 4–10 мм/год дугообразной полосы (рис. 1) или полосы А (рис. 2). В упомянутой статье рассмотрены и отклонены пять вариантов геодинамической интерпретации этого удлинения. Наиболее вероятной причиной удлинения, по нашему мнению, служит, по видимому, увеличение объема, объемное расширение, объемный распор слоистых пород земной коры/литосферы территории полосы [Шевченко и др., 2021].

Неясными остаются, по крайней мере, два вопроса. Во-первых, свойственно ли такое удлинение рассмотренной дугообразной полосы (на рис. 1 или дуги А на рис. 2) другим частям сЕк, или это единственное в своем роде явление? Во-вторых, перемещается ли сЕк (неотъемлемая часть Евразийского континента) в восточном направлении так, как это подразумевается в рамках плейтктонической концепции, и одновременно удлиняется, или видимость восточного перемещения со-

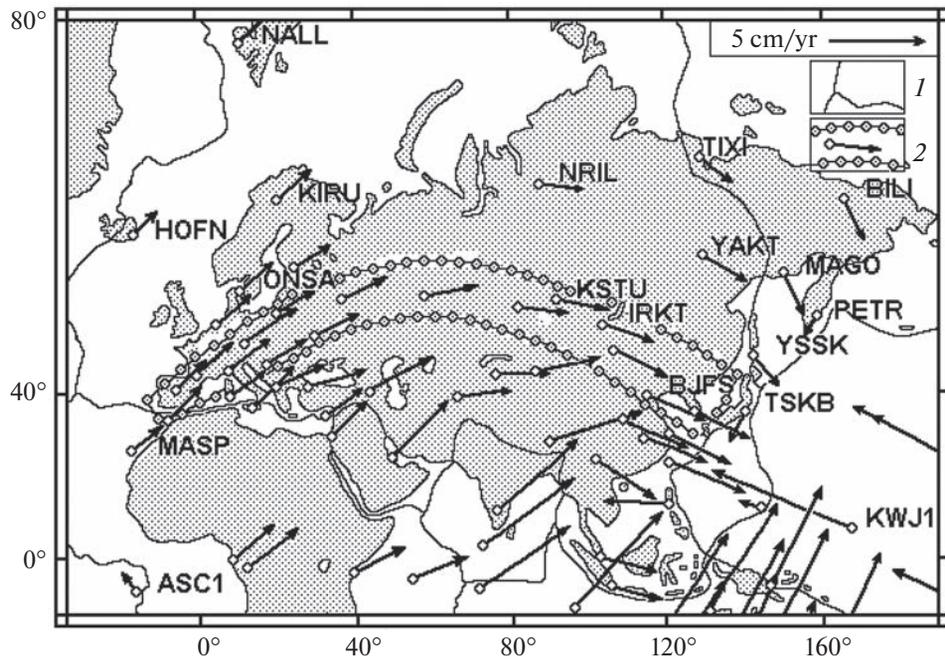


Рис. 1. Распределение векторов скоростей горизонтальных смещений геодезических GPS-станций, расположенных на Евразийской и смежных литосферных плитах (система координат ITRF2004 [Heflin et al., 2004, фрагмент; Шевченко и др., 2021]): 1 – границы литосферных плит; 2 – выделенная авторами анализируемая дугообразная полоса (см. также дугу А на рис. 2).

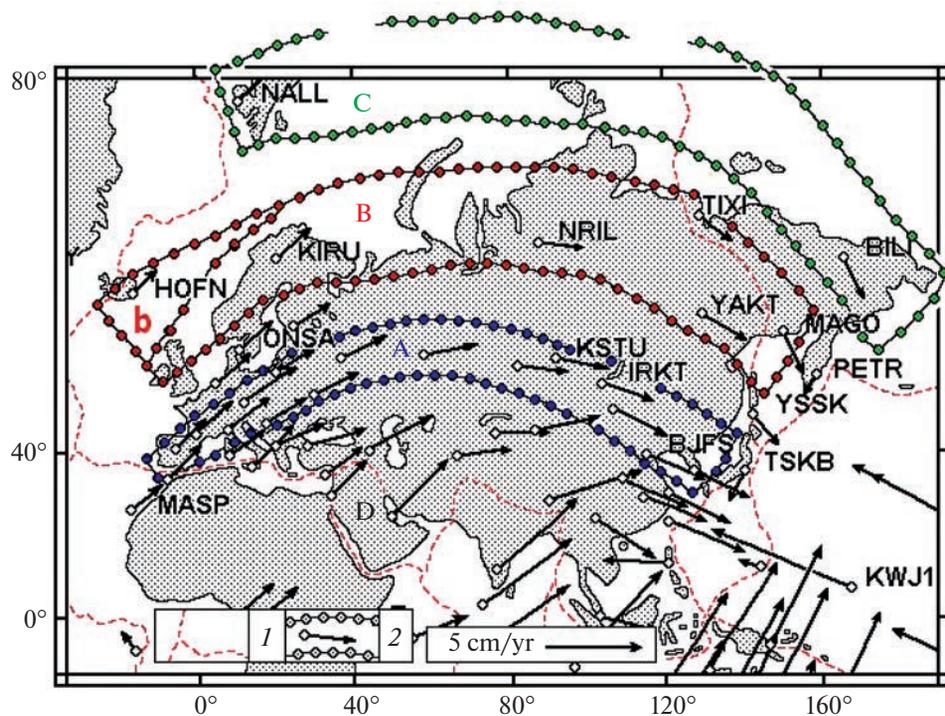


Рис. 2. Распределение векторов скоростей горизонтальных смещений GPS-станций, расположенных на Евразийской и смежных литосферных плитах ([Heflin et al., 2004, фрагмент] система координат ITRF2004): 1 – границы литосферных плит; 2 – выделенные авторами анализируемые в статье дугообразные полосы А, В и С – части территории Евразийской литосферной плиты.

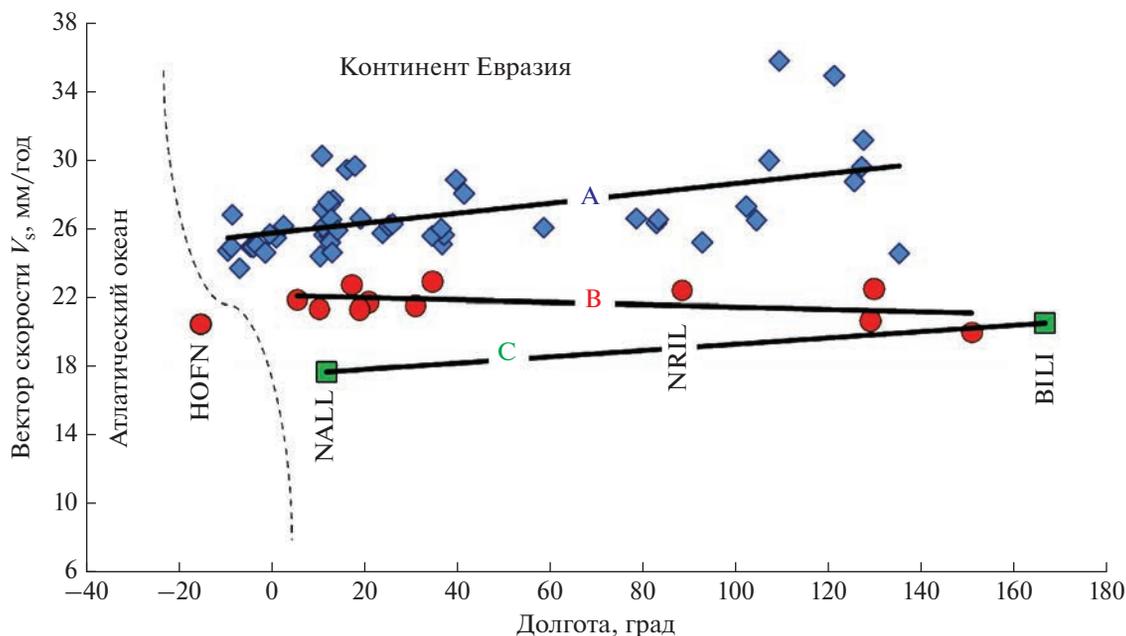


Рис. 3. Графики увеличения с запада на восток скоростей полных горизонтальных смещений GPS-станций в пределах дугообразных полос (дуг) **A** и **C** и неизменности скоростей смещений станций в дуге **B** (по данным [SOPAC] за все время GPS-измерений. Местоположение выделенных дугообразных полос **A**, **B** и **C** см. на рис. 1, рис. 2 (графики построены И.С. Крупенниковой).

здается в результате только удлинения сЕк в этом же направлении?

В попытке получить ответ на первый из этих вопросов обратимся к той менее освещенной геодезическими измерениями части территории сЕк, которая располагается непосредственно севернее дуги **A** (рис. 2).

Севернее этой последней можно выделить (в том числе по аналогии с этой дугой **A**) еще две дугообразных полосы — дугу **B** (о.Исландия—Фенноскандия, GPS-станции **NRIL**—**YAKT**—**MAGO**) и предполагаемую дугу **C** (о.Шпицберген, станция **NALL** на западе и Чукотский полуостров, станция **BILL** на востоке). В пределах этих двух полос векторы скоростей смещений в восточном направлении многочисленных GPS-станций демонстрируют расположение в плане, аналогичное таковому в предыдущей полосе **A**. Промежутки между перечисленными дугами — это полосы, не затронутые геодезическими измерениями.

Для ответа на второй вопрос необходимо обратиться к доступным материалам по кинематике и геодинатике евразийской части Атлантического океана.

Необходимо отметить, что подавляющая часть дугообразной полосы **B** располагается в пределах Евразийского континента. Но небольшой ее участок на западном окончании полосы (включая о.Исландия) относится к Атлантическому океану. Этот участок на рис. 2 обозначен буквой **b**. Кон-

тинентальную и океаническую части полосы **B** приходится рассматривать отдельно.

Континентальная часть дугообразной полосы (дуги) **B**

На всем протяжении континентальной части дугообразной полосы **B** почти все GPS-станции, в отличие от станций дуги **A**, характеризуются скоростями горизонтального смещения в восточном направлении, близкими к 22 мм/год [SOPAC]. В результате на всем графике “скорость—долгота”, отвечающем континентальному интервалу дуги, линия аппроксимации, в отличие от такой же линии для дугообразной полосы **A** (рис. 2, рис. 3, дуга **A**), располагается практически горизонтально (рис. 3, **B**).

Это указывает на отсутствие в пределах континентальной части дуги **B** каких-либо направленных изменений скоростей горизонтальных смещений GPS-станций. Приведенные данные означают, что соответствующая часть Евразийского континента смещается в восточном направлении как практически единое неизменное целое. Но, тем не менее, та часть континента, которая отвечает дуге **A**, смещается иначе.

Дугообразная полоса (дуга) **C**

Расположенная еще далее на север дуга **C** в значительной степени домысливается по анало-

гии с двумя предыдущими дугами. Она опирается всего на две станции GPS-измерений – на о. Шпицберген (NALI) на западе дуги и на Чукотском полуострове (BILI) на востоке (рис. 2). В первом случае полный вектор горизонтального смещения (~17–18 мм/год) ориентирован в СВ направлении, во втором (~20–21 мм/год) – в ЮВ направлении [SOPAC]. Приведенные цифры позволили показать возможное положение линии аппроксимации. Она, при всей ее недостаточной обоснованности, определенно свидетельствует в пользу того, что та часть сЕк, которая соответствует дуге С, в отличие от предыдущей дуги В, перемещается в восточном направлении с некоторым в этом же направлении увеличением скорости. Об этом свидетельствует наклонность упомянутой линии аппроксимации. При этом наклоны таких линий, отвечающих дугам А и С, оказываются практически одинаковыми, что означает сходное увеличение скоростей восточных смещений GPS-станций этих двух дуг.

Таким образом, можно говорить о том, что территории, соответствующие, с одной стороны, южной (дуга А) и, по-видимому, северной (дуга С) частям сЕк, и, с другой стороны, промежуточной между ними части (дуга В), смещаются в восточном направлении по-разному. В первом случае с ускорением, во втором – без такового. Для получения более детальной картины необходима значительно более высокая степень GPS-изученности территории рассматриваемой части Евразийского континента.

ГЕОДИНАМИКА КОРЫ/ЛИТОСФЕРЫ ЕВРАЗИЙСКОЙ ЧАСТИ АТЛАНТИЧЕСКОГО ОКЕАНА

Океаническая часть дугообразной полосы (дуги) В

Как уже отмечалось, в состав Евразийской литосферной плиты, кроме значительной части континента Евразия, включают прилегающую к нему часть акватории Атлантического океана (рис. 1, рис. 2). Эта его часть ограничена на востоке континентальным склоном Евразийского континента, а на западе – осевым рифтом Срединно-Атлантического хребта, на юге юге – Азоро-Гибралтарской разломной зоной.

Включение прилегающей к континенту части коры/литосферы Атлантики в состав Евразийской плиты обосновывается в рамках плейттектонической концепции отсутствием сейсмичности на границе между континентальной и океанической частями плиты [Зоненшайн и др., 1979]. Геодезические GPS-измерения на восточной, евразийской половине о. Исландия (станция HOFN, океаническая подзона **b** дугообразной полосы В на рис. 2) показали, что полная горизонтальная скорость СВ смещения названной станции равна

20.4 мм/год [SOPAC] (рис. 3). Эта скорость, по нашему мнению, может быть сопоставлена, соответственна, наиболее вероятно, со скоростями смещений других станций, входящих в упомянутую дугу В. Такое сходство скоростей смещений станции на океанической коре и станций на континентальной коре может быть истолковано как подтверждение принадлежности океанической подзоны **b** и всей остальной континентальной территории дугообразной полосы В к одной и той же Евразийской литосферной плите.

Если предположить, оставаясь в рамках плейттектонической концепции, что сЕк, рассмотренная часть Евразийского континента, перемещается в восточном направлении как упоминавшаяся “пассивная жесткая пластина”, то к западу от нее должна возникнуть область субгоризонтально ориентированного в направлении ~З–В растяжения какой-то части земной коры/литосферы. Может образоваться ее утонение, разрывы, зияния. В результате в тыльной части перемещающегося на восток континента Евразия может (должна?) возникнуть океаническая впадина.

Изучение океанической части Евразийской литосферной плиты проще всего начать с рассмотрения некоторых материалов по территории о. Исландия. Данные о современной кинематике коры/литосферы этой части Атлантического океана можно получить на этом острове. Он расположен в пределах Срединно-Атлантического хребта. Осевые части срединно-океанических хребтов, в том числе и на упомянутом острове, рассечены продольной рифтовой долиной. При ее образовании происходит раздвижение бортов рифта и опускание его днища, а также накопление вулканического материала основного состава в рифте, на склонах хребта и на смежной территории океанического дна. Не вызывают сомнения явные признаки обстановки субгоризонтального растяжения, характерные для океанических рифтов – сбросы, сдвиги, раздвиги, зияющие трещины, многочисленные дайки основных пород (базальтов). Их морфология указывает на то, что они образовались путем свободного заполнения открывающихся трещин магматическим материалом [Зоненшайн и др., 1979; Трифионов, 1983]. Эти дайки слагают до 5–10–15% объема пород в полосе рифта на упомянутом острове [Ломизе, 1976].

В рамках плейттектонической концепции образование интересующей нас части Атлантического океана связывают обычно с дивергентным раздвижением смежных континентальных Евразийской и Северо-Американской литосферных плит, с их удалением друг от друга в восточном и западном направлениях соответственно. Результаты геодезических измерений на этих континентах согласуются с таким представлением (см. рис. 1, рис. 2, а также [Heflin et al., 2004; и др.]). По поводу

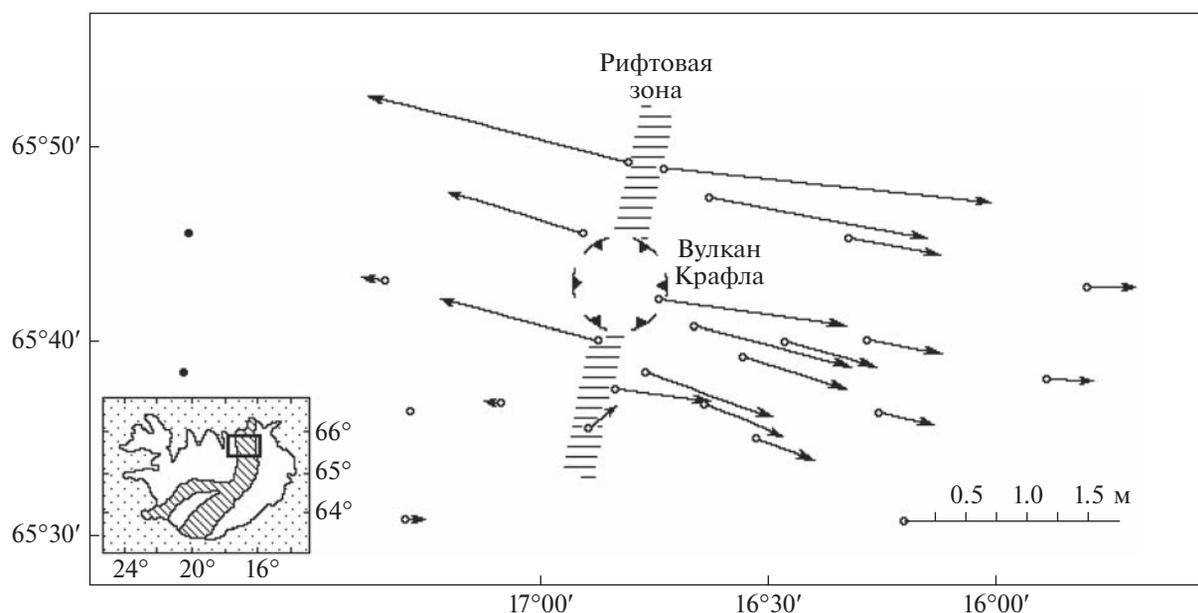


Рис. 4. Результаты геодезических измерений в северной части о.Исландия (по работе [Wendt et al., 1985]) (на врезке к рисунку прямоугольником обозначен район работ; косой штриховкой отмечена рифтовая долина).

механизма такого раздвижения существуют разные точки зрения. Наиболее распространено мнение, что оно происходит в обстановке общего субгоризонтального растяжения — например, под действием расходящихся в разные стороны ветвей восходящего конвективного потока мантийного материала [Добрецов и др., 2001; Дубинин и др., 2001; Зоненшайн и др., 1976; 1979; Сорохтин и др., 1991, Трубицын, 2000; 2018]. Предполагаются также возможность гравитационного соскальзывания литосферных плит с поднятия срединно-океанического хребта, а также латеральные перемещения плит в результате тяги погружающейся в мантию их краевой субдуцирующей части — слэба с его отрицательной плавучестью [Артюшков, 1979; Хаин и др., 2005]. Базальтовая магма при этом только заполняет образующуюся в срединно-океаническом хребте щель [Зоненшайн и др., 1979; Перфильев и др., 1991; Трифонов, 1983]. Другие исследователи приписывают базальтовой магме активную роль в образовании рифта. Предполагается, что магма нагнетается под большим давлением в осевую часть срединно-океанического хребта и расталкивает в стороны смежные плиты [Кропоткин и др., 1987а; Ломизе, 1976; Пушаровский и др., 1995; Трубицын, 2000; 2018; Хаин и др., 2005]. Этот процесс можно назвать магморазрывом — по аналогии с известным процессом гидроразрыва (механизм гидравлического расклинивания в работе [Хаин и др., 2005]). Соответственно можно выделять пассивный и активный механизмы рифтогенеза [Хаин и др., 2005].

Геодезические измерения на территории Исландии определенно подтверждают эту вторую точку зрения. Такие измерения были проведены в северной части о. Исландия [Wendt et al., 1985] (рис. 4).

Показаны смещения геодезических пунктов за период 1977—1980 гг. Залитые кружки — пункты, принятые за неподвижные, опорные; по отношению к ним показаны смещения прочих пунктов (незалитые кружки). Ориентация векторов смещений основана на предположении, что два восточных крайних пункта движутся только в восточном направлении долины в субширотном направлении. Но, кроме этого, было выявлено очень характерное изменение величин, ориентированных в противоположных направлениях смещений западного и восточного бортов рифта. Оказалось, что амплитуды этих смещений очень быстро уменьшаются по мере удаления от рифта.

Представляется вполне очевидным, что в том случае, если одна литосферная плита просто отодвигается от другой (в данном случае, как было отмечено выше, Евразийская и Северо-Американская плиты движутся в противоположных направлениях) под действием, например, мантийных конвективных потоков, то скорости смещения геодезических пунктов на каждой из этих плит должны были бы быть более-менее одинаковыми на всей территории каждой из плит. Но в рассматриваемом случае эти смещения уменьшаются в 5—10 раз на расстояниях порядка 40—50 км от рифтовой долины. Если геодезические пункты, расположенные на западном и восточном бортах

рифта, сместились за время наблюдений (1977–1980 гг.) в противоположных направлениях на 2 и 2.5 м соответственно, то на удалении от осевой его части – только на первые десятки сантиметров.

Но если скорость раздвижения бортов рифтовой долины так быстро уменьшается с удалением от ее оси, причем в обе стороны, то неизбежным представляется вывод о том, что причина такого раздвижения, его движущая сила находится в самом рифте. Это согласуется с представлением об активной роли магматического материала, нагнетаемого в осевую часть рифта и расталкивающего в противоположные стороны борта рифта (рис. 5). Такое расталкивание подразумевает напряженное состояние субгоризонтального сжатия.

Результаты изучения механизмов очагов землетрясений “показывают, что практически вся область Атлантики, кроме узких рифтовых зон и ... троговых долин поперечных (трансформных) разломов, в настоящее время охвачена сжимающими горизонтальными напряжениями” [Разницын, 2004, с. 101]. В Исландии уже на небольшом расстоянии от оси рифта (до 1–2 км) натурные измерения обнаруживают избыточное, т.е. превышающее литостатическую нагрузку горизонтальное сжатие [Кропоткин и др., 1987а; Милановский и др., 1979; Пушаровский и др., 1995; Разницын, 2004]. Такая ситуация характерна и для других срединно-океанических хребтов [Кропоткин и др., 1987].

Напряжения субгоризонтального сжатия обычно реализуются образованием надвиговых и некоторых других, сопряженных с ними, дислокаций. И действительно, “... сейсмический имидж океанической коры Атлантики определяется прежде всего наличием в ней большого количества наклонных отражающих горизонтов, интерпретируемых в качестве разломов. В обстановке горизонтального сжатия наличие наклонных разломов в коре неизбежно приводит к возникновению надвигов или поддвигов ...” [Разницын, 2004, с. 101]

Материалы по морфологии тектонических дислокаций в коре Атлантического океана согласуются с этими данными. На профиле через осевую часть Срединно-Атлантического хребта в Центральной Атлантике (рис. 6) можно видеть западнее и восточнее рифтовой долины, где обстановка растяжения сомнения не вызывает, серию разрывных нарушений, полого наклоненных соответственно в сторону долины. По этим разломам происходит перекрытие мантийными ультрамафитами “слоев” габбро и базальтов, которые изначально располагались “стратиграфически” выше ультрамафитов. Нам представляется, что перемещения по этим разломам могут быть интерпретированы, во-первых, как дивергентно ориентированные осебежные надвиговые, либо, во-вторых, как конвергентные осестремительные поддвиги-

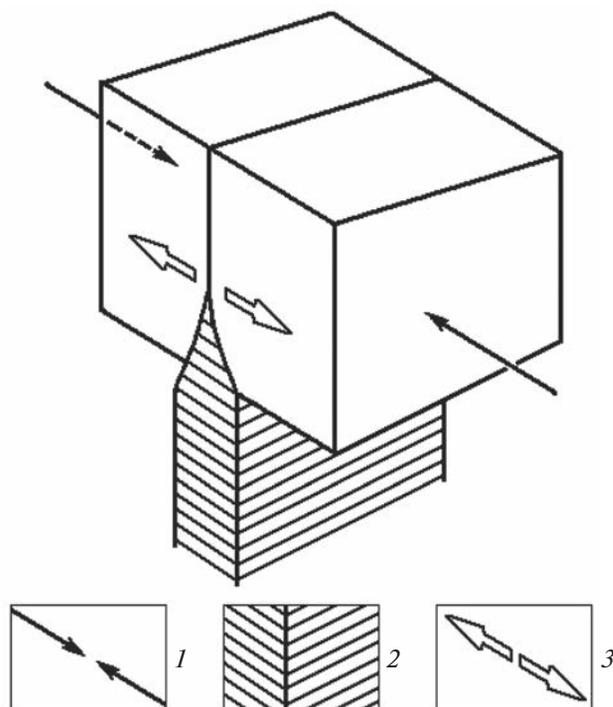


Рис. 5. Магматический клин под рифтовой долиной (по Э. Андерсону и М. Хаберту из работы [Хаин и др., 2005]): 1 – минимальное сжимающее напряжение; 2 – базальтовый расплав; 3 – раздвиг (и спрединг) как следствие расклинивающего воздействия внедряющегося расплава.

вые. Последнее, судя по общей картине на профиле, кажется нам более вероятным.

Дело в том, что предположение о связи этих “дивергентных надвигов” с предполагаемыми расходящимися на восток и на запад ветвями восходящего по оси хребта мантийного потока (рис. 6) представляется крайне спорным. Эти расходящиеся ветви не могут дивергентно смещать висячие крылья надвигов, не затрагивая их лежащих крыльев. Эти последние должны были бы в такой ситуации смещаться в тех же дивергентных, расходящихся направлениях, что и сами “надвиги”, в первую очередь. Поэтому единственная, как нам кажется, возможность получить в рассматриваемом случае изображенную на профиле картину – допустить встречные, подвиги смещения упомянутых лежащих крыльев пологих разломов.

Для объяснения происхождения этого встречного, в сторону оси Срединно-Атлантического хребта, а не обычного, от него движения, приходится допустить объемное расширение, распор слоистых толщ пород океанической коры/литосферы, аналогичное таковому, выявленному для Евразийского континента (см. выше и в статье [Шевченко и др., 2021]). Предполагается, что расширяются части океанической коры/литосферы,

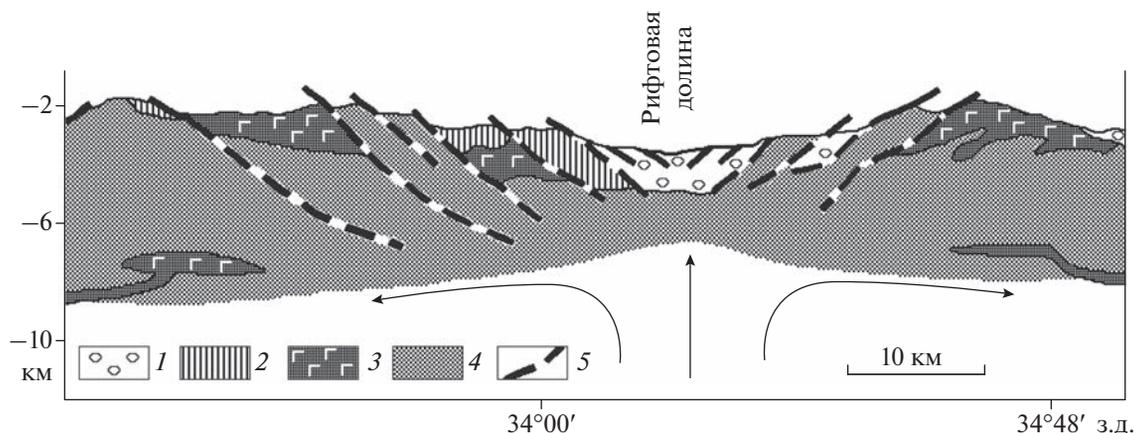


Рис. 6. Схема геологического строения океанической коры осевой части Срединно-Атлантического хребта на профиле, пересекающем рифтовую долину на широте 7° с.ш. [Савельева, 2004]: 1 – базальты; 2 – дайки долеритов; 3 – габбро; 4 – реститовые мантийные ультрамафиты; 5 – разломы (надвиги или поддвиги – авторы); стрелками показано направление движения мантийного материала.

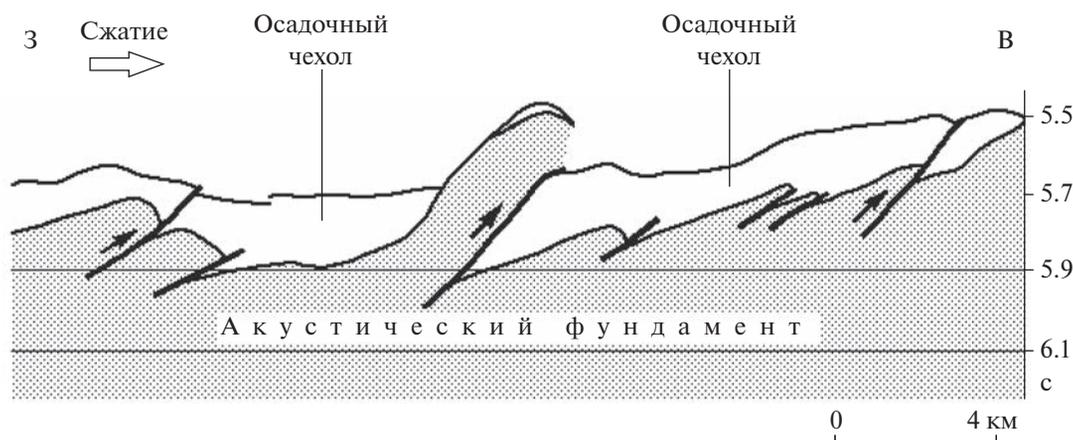


Рис. 7. Строение океанической коры по профилю НСП на западном фланге Срединно-Атлантического хребта. Стрелками показаны направления смещений взбросо-надвиговых блоков [Пилипенко, 1993].

располагающиеся между Евразийским континентом и Срединно-Атлантическим хребтом.

Симметричность (относительно оси хребта) его тектонической структуры (см. рис. 6) позволяет распространить это предположение о расширении, распоре пород на кору/литосферу океана между Северо-Американским континентом и Срединно-Атлантическим хребтом. В этом случае на обстановку сжатия, связанного с расширением, распором слоистых пород в верхней части коры указывает, по-видимому, морфология выявленных здесь чешуйчато-надвиговых дислокаций [Пилипенко, 1993], (рис. 7).

Они очень сходны с дислокациями, например, зоны Северного склона Большого Кавказа и восточного Предкавказья, сформировавшимися в результате увеличения объема (и площади) слоистых пород [Шевченко и др., 2017]. Это позволяет

предположить действие аналогичного механизма и в рассматриваемом случае.

И надвиговая, и поддвиговая интерпретации приведенных профилей согласуются с упомянутыми данными о напряженном состоянии субгоризонтального, вкрест простирания хребта сжатия земной коры Атлантики и, в том числе, большей части Срединно-Атлантического хребта. В то же время результаты упомянутых геодезических измерений на территориях смежных континентов Евразии и Северной Америки свидетельствуют, как уже упоминалось, о реальном расширении впадины Атлантического океана [Heflin et al., 2004; и др.].

Такое сочетание данных об обстановке сжатия, о надвиго- и/или поддвигообразовании в рассматриваемой части земной коры Атлантики, но при реальном увеличении ее ширины, застав-

ляет вновь (см. выше) обратиться к представлению об увеличении объема, (и площади) слоистых пород в результате предполагаемого привноса в них восходящими потоками глубинных флюидов дополнительного, аллохтонного минерального материала и его последующей кристаллизации. Упомянувшиеся напряжения сжатия в этой ситуации приходится рассматривать как результат этого увеличения, как результат объемного распора пород.

Возникает вопрос о сопоставимости результатов изучения тектонических движений геологическими и геодезическими методами. Первые фиксируют результаты процессов, длившихся тысячи—миллионы лет. Практический опыт позволяет дать положительный ответ на этот вопрос.

Так, например, на Большом Кавказе геологическими методами очень давно выявлено направленное с севера на юг перемещение материала слоистых горных пород (так называемая южная вергентность тектонических структур этого сооружения). Это типично для временного интервала от нескольких десятков до одной-двух сотен миллионов лет жизни Большого Кавказа. И точно такая же направленность современных перемещений установлена для этого сооружения по геодезическим измерениям.

Сходная картина выявлена для Атлантического океана. Современное расширение океана четко установлено геодезическими измерениями. А расширение, происходившее в предыдущие приблизительно 150 млн лет, — в результате анализа распределения датированных полосовых магнитных аномалий дна океана.

Таким образом, преимущественно устанавливается высокая степень унаследованности современных движений или обстановок от таковых, существовавших в предыдущее геологическое время. Геологические перестройки структурных планов, бесспорно, случаются, но они оставляют те или иные следы. На рассмотренной территории Евразии такие следы не обнаружены для рассмотренных интервалов времени.

На фоне этой картины, на фоне перечисленных характеристик Атлантического океана осевой рифт Срединно-Атлантического хребта с его явными признаками обстановки растяжения выглядит как структурное образование чуждое, вполне обособленное, самостоятельное, связанное с отдельным тектоническим процессом. Можно предположить, что образование рифтовой структуры связано, как уже упоминалось, с магматическим расклиниванием, т.е. с активным воздействием на земную кору/литосферу внедряющихся в нее субвертикальных “пластичных клиньев” магматических дайкообразных тел. Напряжения растяжения возникают, по-видимому, только непосредственно над теми узкими каналами, над

теми расположенными на глубине разломными зонами, над щелями, по которым нагнетается магматический материал. При этом в верхней части коры/литосферы, над фронтальными частями этих магматических тел возникают трещины реального растяжения. Они представляют собой реакцию этой верхней части коры/литосферы на происходящее на более глубоких уровнях внедрение магматических тел и раздвижение, расталкивание ограничивающих эти тела блоков, расталкивание бортов каналов (см. рис. 5).

Соответственно землетрясения с механизмами растяжения в осевой части срединно-океанического хребта происходят преимущественно на глубинах 2–3, максимум 5–10 км [Дубинин и др., 2001]. Таким способом пассивная, в данном случае, верхняя часть коры/литосферы приспосабливается к увеличению ее площади на более глубоком уровне. Это увеличение, повторим еще раз, происходит в данном случае в результате внедрения клиньев магматического материала. При этом на глубине возникает обстановка субгоризонтального распора. Затем раскрывшиеся на более высоком уровне трещины могут либо остаться зияющими, либо заполняются продолжающим подниматься магматическим материалом.

Сформировавшееся в осевой части Срединно-Атлантического хребта дайкообразное магматическое тело может быть затем рассечено новой субвертикальной трещиной, по которой внедрится клин магматических пород последующей генерации. Процесс может повторяться многократно. Этот процесс происходит, по-видимому, при более-менее определенных p - t -условиях, на некоторой более-менее определенной глубине. В результате многократного латерального наслаивания субвертикальных параллельных даек или дайкообразных тел долеритов в составе средней части базальтового слоя земной коры океана образуется, по-видимому, таким способом “комплекс параллельных даек долеритов” [Хаин и др., 2005]. В конечном результате возникают полосовые магнитные аномалии, маркирующие последовательное, в обстановке субгоризонтального сжатия (распора), увеличение ширины океанического бассейна.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В разделе, посвященном кинематике земной коры/литосферы северной части Евразийского континента (сЕк), мы на основе результатов геодезических измерений пришли к выводу о существовании двух типов наблюдаемых на дневной поверхности горизонтальных смещений частей рассмотренной территории континента. Дневная поверхность одной из этих частей (дуга **В**) смещается в восточном направлении с практически одинаковой на всем протяжении дуги скоростью,

другие дуги (дуга **A** и, вероятно, дуга **C**) – смещаются со скоростями, устойчиво возрастающими в том же восточном направлении. Такое увеличение скоростей однозначно свидетельствует о современном удлинении дуг **A** и **C**, т.е. о современном удлинении соответствующих частей территории Евразийского континента.

Совместный анализ геодезических, сейсмических и некоторых тектонофизических данных привел нас к выводу, что для объяснения этих явлений необходимо предположить увеличение объема и площади слоистых пород этих частей территории континента (см. также [Шевченко и др., 2021]). И предположить соответствующий привнос в них дополнительного минерального материала. Это явление характерно для территории дуг **A** и **C**.

В разделе, рассматривающем океаническую (Атлантического океана) часть Евразийской литосферной плиты (сЕп), приведены материалы геодезических и сейсмологических исследований, которые показали, что выявленное прямыми измерениями расширение (спрединг) земной коры/литосферы Атлантического океана происходит, по-видимому, в результате внедрения магматических клиньев на границе смежных литосферных плит, в осевой, рифтовой зоне Срединно-Атлантического хребта. Клинья наращивают западную боковую, торцевую сторону океанической части коры/литосферы сЕп и в результате отодвигают, оттесняют, отжимают Евразийскую плиту в восточном направлении. Этот механизм, тем самым, объясняет, с одной стороны, расширение, спрединг коры/литосферы Атлантического океана (т.е. сЕп), а с другой – объясняет сопряженное с расширением акватории движение континентальной части сЕп в восточном направлении. Это расширение акватории и перемещение континента – части единого процесса.

Судя по имеющимся данным о возрасте полюсовых магнитных аномалий Атлантического океана [Зоненшайн и др., 1979; Хаин и др., 2005], в интересующей нас области океана эти аномалии формируются в течение мелового–кайнозойского времени. Следовательно, в этот интервал геологической истории происходит расширение океана и, тем самым, соответствующее наращивание западной окраины Евразийской литосферной плиты и ее перемещение в восточном направлении.

Поскольку горизонтальное давление, возникающее при внедрении магматических клиньев в осевой полосе Срединно-Атлантического хребта, приложено к западному краю сЕп, последняя перемещается латерально в восточном направлении как единое целое, все части которого характеризуются одинаковыми величинами векторов скоростей движения. Именно такую одинаковость и

согласованность векторов скоростей на всем протяжении дуги **B** демонстрируют рис. 2 и соответствующий график на рис. 3.

Строение Срединно-Атлантического хребта на всем его протяжении с севера на юг по существу сходно с таковым на о.Исландия. Повсеместно внедряются магматические клинья, формируются полосовые магнитные аномалии. Следовательно, можно предполагать, что латеральное смещение в восточном направлении (с неизменяющейся в этом направлении скоростью) должно быть свойственно не только территории дуги **B**, но и всей Евразийской литосферной плите (что ясно следует из рис. 1 и рис. 2) и, в том числе, дугам **A** и **C**.

Однако территории этих двух дуг действительно явно смещаются в восточном направлении, но в отличие от дуги **B** смещаются с устойчивым увеличением скорости в том же восточном направлении. Мы полагаем, что в этих случаях к упомянутому общему восточному смещению рассматриваемой северной части Евразийской плиты добавляется удлинение части территории континента (и, по-видимому, дна акватории океана) на которой располагаются эти дуги **A** и **C** и, соответственно, происходит увеличение общей скорости смещения этих двух дуг.

Это с ускорением смещение предложено объяснить дополнительным к общему восточному смещению сЕп процессом – увеличением объема (и площади) слоистых пород на территориях дуг **A** и **C** в результате привноса в них глубинными флюидами дополнительного, аллохтонного минерального материала и его последующей кристаллизацией. Предполагается, таким образом, распространить действие механизма объемного распора, ранее примененного для объяснения процесса формирования тектонической структуры подвижных поясов и подвижных сооружений, на литосферные плиты, на платформенные территории.

Кроме того, необходимо отметить, что скорости восточного смещения вдоль трех перечисленных дуг изменяются также от дуги к дуге. Они последовательно уменьшаются с юга на север, от дуги **A** к дуге **B** и затем к дуге **C** (рис. 2, рис. 3).

Применительно к океану принято увеличение его ширины называть спредингом. Спрединг считается отличительной особенностью океанов, в том числе и Атлантического. Однако, судя по приведенным результатам геодезических измерений (рис. 2, рис. 3), линейные размеры северной части континентальной Евразии также увеличиваются (дуги **A** и **C**) сходным образом. Это расширение океана и это удлинение дуг в пределах континента – структурно и генетически (вследствие увеличения площади толщ слоистых пород коры/литосферы в результате привноса аллохтон-

ного минерального материала) — однотипные процессы. Поэтому есть основания говорить о спрединге не только впадины океана, но и названных частей Евразийского кратона. Расширение океанической части плиты, происходящее вследствие внедрения магматических клиньев, предложено называть **наращиванием плиты** [Зоненшайн и др., 1979]) (или торцевым наращиванием плиты — *авторы*). Увеличение длины (и площади) частей Евразийской плиты, происходящее (главным образом ??) в ее континентальной части в результате объемного расширения, объемного распора пород вследствие включения в их состав дополнительного аллохтонного минерального материала можно назвать **разрастанием (объемным разрастанием)** частей плиты. Возможно, что механизм разрастания действует как дополнительный и в пределах коры/литосферы океана.

Таким образом, мы приходим к выводу, что восточное смещение в северной части Евразийской литосферной плиты имеет достаточно сложную внутреннюю структуру. Оно определяется и в случае торцевого **наращивания** плиты, и в случае **разрастания** ее частей привнесением дополнительного аллохтонного минерального материала — поступившего, во-первых, на границе смежных плит путем внедрения магматических клиньев, а также, во-вторых, поступлением в состав слоистых пород самой плиты в составе восходящего потока глубинного флюидного раствора и послешлюющей кристаллизации растворенного вещества.

Нам неизвестны какие-либо особенности тектонической структуры рассмотренной территории, ее GPS-кинематики или геодинамики, которые указывали бы в нашем случае на иные причины тектонических процессов, например, на роль мантийной конвекции. Убедительное, на наш взгляд, возражение против самого существования такой конвекции (в принятом в литературе виде) привел П.Н. Кропоткин [1987б].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Артюшков Е.В.* Геодинамика. Наука. 1979. 327 с.
- Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А.* Глубинная геодинамика. Тр. Объединенного ин-та геологии, геофизики и минералогии СО РАН. Вып. 850. Новосибирск: изд-во СО РАН, филиал "ГЕО". 2001. 409 с.
- Дубинин Е.П., Ушаков С.А.* Океанический рифтогенез. М.: ГЕОС. 2001. 293 с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М.* Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра. 1976. 231 с.
- Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А.* Введение в геодинамику. М.: Недра. 1979. 311 с.
- Кропоткин П.Н.* Тектонические напряжения в земной коре по данным непосредственных измерений. Напряженное состояние земной коры. М.: Наука. 1973. С. 21–31.
- Кропоткин П.Н.* Теория тектоники литосферных плит и геодезические измерения // Природа. 1992. № 7. С. 42–43.
- Кропоткин П.Н., Макеев В.М.* Современное напряженное состояние земной коры. Современная тектоническая активность Земли и сейсмичность. М.: Наука. 1987а. С. 192–206.
- Кропоткин П.Н., Ефремов В.Н., Макеев В.М.* Напряженное состояние земной коры и геодинамика // Геотектоника. 1987б. № 1. С. 3–24.
- Кропоткин П.Н., Ефремов В.Н.* Новые доказательства теории тектоники плит // Геотектоника. 1994. № 1. С. 16–24.
- Ломизе М.Г.* Базальтовые дайки и разрастание земной коры в Восточной Исландии // Геотектоника. 1976. № 2. С. 57–72.
- Милановский Е.Е., Трифонов В.Г., Горячев А.В., Ломизе М.Г.* Исландия и срединно-океанический хребет. Геоморфология. Тектоника. М.: Наука. 1979. 206 с.
- Перфильев А.С., Ахметьев М.А., Гептнер А.Р., Дмитриев Ю.И., Золотарев Б.П., Самыгин С.Г.* Миоценовые базальты Исландии и проблемы спрединга. Тр. Геол. ин-та АН СССР. М.: Наука. 1991. Вып. 461. 208 с.
- Пилипенко А.И.* Тектонические деформации Бразильской котловины // Докл. РАН. 1993. Т. 330. № 4. С. 484–487.
- Пушаровский Ю.М., Пейве А.А., Разницын Ю.Н., Базилевская Е.С.* Разломные зоны Центральной Атлантики. Тр. Геол. ин-та РАН. 1995. Вып. 495. 164 с.
- Разницын Ю.Н.* Тектоническая расслоенность литосферы молодых океанов и палеобассейнов. Тр. Геол. ин-та РАН. М.: Наука. 2004. Вып. 560. 270 с.
- Савельева Г.Н.* Строение области перехода мантия-кора в современных и древних центрах спрединга (Центральная Атлантика и Полярный Урал) // Геотектоника. 2004. № 4. С. 3–19.
- Сорохтин О.Г., Ушаков С.А.* Глобальная эволюция Земли. М.: изд-во Моск. ун-та. 1991. 446 с.
- Трифонов В.Г.* Позднечетвертичный тектогенез. Тр. Геол. ин-та АН СССР. М.: Наука. 1983. Вып. 361. 224 с.
- Трубицын В.П.* Основы тектоники плавающих континентов // Физика Земли. 2000. № 9. С. 3–40.
- Трубицын В.П.* Уникальная тектоника Земли // Земля и Вселенная. 2001. № 5. С. 18–28.
- Хаин В.Е.* Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир. 2001. 606 с.
- Хаин В.Е., Ломизе М.Г.* Геотектоника с основами геодинамики. М.: изд-во Моск. ун-та. 2005. 560 с.
- Шевченко В.И.* Происхождение структур горизонтального сжатия в складчатом сооружении. М.: Наука. 1984. 160 с.
- Шевченко В.И., Лукк А.А., Гусева Т.В.* Автономная и плейттектоническая геодинамика некоторых подвижных поясов и сооружений. М.: ГЕОС. 2017. 612 с.
- Шевченко В.И., Гусева Т.В., Добровольский И.П., Крупенинкова И.С., Лукк А.А.* Автономная (неплейттектоническая) геодинамика Пмренеев // Гнофизические процессы и биосфера. 2018. Т. 17. № 1. С. 77–108.

Шевченко В.И., Крупеникова И.С., Лукк А.А. 2021. GPS-кинематика северной части Евразийского континента и ее возможная геодинамическая интерпретация // Физика Земли. 2021. № 6. С. 10–19.

Heflin M., Moore A., Murphy D., Desai S., Bertiger W., Haines B., Kuang D., Sibthorpe A., Sibois A., Ries P., Hem-

berger D., Dietrich A. GPS Time Series. 2004. URL: <http://sideshow.jpl.nasa.gov/mbh/series.html>

SOPAC. URL: <http://sopac-csrc.ucsd.edu>

Wendt K., Moller D., Ritter B. 1985. Geodetic measurements of surface deformations during the present rifting episode in NE Iceland // J. Geoph. Res. 1985. V. 90. № B12. P. 10163–10172.

Spreading in the Northern Part of the Eurasian Lithospheric Plate from GPS Measurements and Its Possible Geodynamic Interpretation

V. I. Shevchenko^a and A. A. Lukk^{a, *}

^a*Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123242 Russia*

**e-mail: lukk@ifz.ru*

Over the whole area of the Eurasian lithospheric plate considered in the paper — from the Atlantic to the Pacific Ocean—the velocity vectors of the horizontal eastward displacements of GPS sites form a gentle, smooth, huge arc, convex towards the north. Three relatively narrow bow-shaped bands can be distinguished within the arc. The southernmost band, most provided with measurement data (bow-shaped band **A** in this paper) is discussed in detail in (Shevchenko et al., 2021). The direct, real results of the published geodetic measurements have shown that the length of this band increases by 5 to 10 mm annually. The arc is lengthening. In the cited paper, we considered and rejected five interpretations of this lengthening, which are based on the idea of external action of the above bow-shaped band on the rocks of the Earth's crust/lithosphere. The most probable cause of the elongation seems to be the internal process of the increase in the volume of these rocks within the band due to the supply of the additional mineral material into these rocks by the deep fluids and its subsequent crystallization. In this paper, we present the results of similar geodetic measurements in other two bow-shaped bands, **B** and **C**. It turns out that bow-shaped band **C** located to the north of the other bands, is lengthening (and at a similar rate) as band **A** located to the south of the other bands. At the same time, bow-shaped band **B**, which has an intermediate position between bands **A** and **C**, is moving eastward without lengthening. Geodetic measurements in the axial part of the Mid-Atlantic Ridge in the Iceland island suggest that the general expansion of the Atlantic Ocean and the corresponding eastward motion of the Eurasian lithospheric plate are related to the injection of plastic magmatic wedges (of basic composition) in the axial, rift zone of the ridge. Against the background of this general eastward motion of the lithospheric plate, its constituent parts (the bow-shaped bands **A** and **C** are markers of these parts) are moving in the same eastward direction with a velocity increasing from west to east. We attribute this increase in the velocity and the corresponding lengthening of the two bands to the above inflow of the additional mineral material and its subsequent crystallization.

Keywords: bow-shaped band, deep fluids, geodetic measurements, lengthening of the bands

УДК 551.242.1

АНАЛИЗ СОВРЕМЕННЫХ ДЕФОРМАЦИЙ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА И ПРЕДКАВКАЗЬЯ ПО ДАННЫМ ГНСС

© 2023 г. Г. М. Стеблов^{1, 2, *}, А. О. Агибалов^{1, **}, Д. Е. Белобородов^{1, ***}, В. А. Зайцев^{3, ****},
В. П. Передерин^{1, *****}, Ф. В. Передерин^{1, *****},
А. А. Сенцов^{1, *****}, К. В. Фадеева^{3, *****}

¹Институт физики Земли имени О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

²Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, г. Москва, Россия

³Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия

*E-mail: steblov@ifz.ru

**E-mail: agibalo@yandex.ru

***E-mail: denbeloborodov@gmail.com

****E-mail: v.zaitsev@mail.ru

*****E-mail: vpp@ifz.ru

*****E-mail: crash@ifz.ru

*****E-mail: alekssencov@yandex.ru

*****E-mail: karina-fadeeva-2000@mail.ru

Поступила в редакцию 23.08.2022 г.

После доработки 30.12.2022 г.

Принята к публикации 13.01.2023 г.

По данным о горизонтальных перемещениях ГНСС охарактеризовано поле современной деформации Северо-Западного Кавказа и Предкавказья. Показано, что ее скорости достаточны для того, чтобы активизация крупных разломов этого региона сопровождалась сейсмическими событиями с моментной магнитудой до 7.0. В то же время поднятие горно-складчатого сооружения со скоростью до 12 мм/год, развитие его контрастного, глубоко расчлененного рельефа необъяснимо только влиянием внешних горизонтальных напряжений. Эти процессы во многом обусловлены внутренними изостатическими силами.

Ключевые слова: ГНСС, Северо-Западный Кавказ, современные деформации.

DOI: 10.31857/S0002333723040117, **EDN:** TMKUNM

ВВЕДЕНИЕ

Территория Северо-Западного Кавказа и Предкавказья относится к наиболее активным в сеймотектоническом отношении регионам нашей страны, поэтому анализ современных движений и деформаций этой области – актуальная и интересная научно-практическая задача. Для ее решения информативны методы спутниковой геодезии, однако до недавнего времени были опубликованы данные о перемещениях только отдельных пунктов глобальных навигационных спутниковых систем (ГНСС). Анализ этих материалов не позволял сформировать целостное представление о современном поле деформации. В статье [Милюков и др., 2022] была приведена информация о расположении и скоростях горизонтальных движений 24-х пунктов ГНСС, использованная нами в качестве исходных данных. На основе ее анализа и обработки сделаны выво-

ды о величине деформации, ориентировке осей сжатия и растяжения, взаимосвязи современных движений земной коры с сейсмичностью.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для расчета величины площадной годовой относительной деформации (дилатации) (ϵ) в среде ArcGis выполнена триангуляция Делоне [Делоне, 1934] 24-х пунктов ГНСС. Построенным элементам покрытия (треугольникам Делоне, вершинами которых являются пункты ГНСС) присвоены значения $\epsilon = \frac{S_2 - S_1}{S_1}$, где S_1 – площадь треугольника без учета горизонтальных перемещений (m^2); S_2 – площадь треугольника с учетом смещения его вершин за 1 год (m^2). По формулам, приведенным в работе [Бабешко и др., 2016], определена ориентировка главных осей деформации для

всех элементов покрытия. Для каждого треугольника Делоне рассчитана его площадь и отношение R/r — радиусов описанной (R) и вписанной (r) окружностей. Эти параметры приведены в табл. 1, поскольку точность определения компонентов деформации зависит от конфигурации и размера элементов сети. Согласно работе [Маркович, 2019], оптимальные результаты достигаются в том случае, когда сеть состоит из близких по размеру равносторонних треугольников.

С помощью стандартных инструментов программы ArcGis покрытие преобразовано во множество равноудаленных точек, каждой из которых присвоена ориентировка оси максимального укорочения. По ним рассчитано выборочное среднее круговое направление этой оси [Каждан, Гуськов, 1990]. Оно сопоставлено с результатами реконструкции главных нормальных осей напряжений по фокальным механизмам очагов землетрясений, проанализированных с использованием программы FaultKin P. Альмендингера [Allmendinger et al., 2012]. В нашей работе мы рассматриваем решения фокальных механизмов очагов наиболее известных землетрясений, опубликованных в международной базе данных [International..., 2022], поскольку по данным о перемещениях 24-х пунктов ГНСС возможно сделать выводы только о наиболее общих закономерностях поля деформаций, абстрагируясь от его особенностей, проявленных на локальном масштабном уровне.

Известно, что скорость деформации (G , год⁻¹) и протяженность наиболее крупной сейсмогенерирующей структуры (L , км) — один из факторов, определяющих максимальную моментную магнитуду ожидаемого землетрясения (M_{\max}). Ее оценка выполнена по эмпирической формуле $M_{\max} = 6.1 + 1.88 \lg L + 0.63 \lg G$ [Руководство..., 2022]. Рассчитанная M_{\max} сопоставлена с наибольшей моментной магнитудой по данным сводного сейсмического каталога, предоставленного авторам проф. Е.А. Рогожиным в 2021 г. и визуализированного в работе [Милюков и др., 2022].

Кроме того, нами предложена компьютерная геодинамическая модель, созданная на базе специализированного программного обеспечения. Методика ее создания сводится к построению грид-поверхности по высотам рельефа [Цифровая..., 2022], на которую нанесена сетка вертикальных непересекающихся активных разломов [Хаин, 1972]. Предполагается, что модель состоит из упругого однородного материала, основные физико-механические свойства которого заданы как начальные условия. Значения коэффициентов Пуассона и внутреннего трения составляют 0.25 и 0.6, соответственно. Кроме того, заданы ориентировки внешних главных нормальных

осей напряжений, под действием которых происходят динамические подвижки блоков до полной релаксации напряжений. Основным результатом моделирования — схема амплитуд относительных вертикальных смещений, сопоставленная с рельефом и полем скоростей современных вертикальных движений [Карта..., 1971]. Отметим, что расчет этих амплитуд основан на использовании закона Кулона—Мора и системы дифференциальных уравнений, подробное рассмотрение которых выходит за рамки статьи. Они приведены в работе [Руководство..., 2012], а методика моделирования более подробно описана в работе [Агибалов и др., 2017]. При моделировании нами рассмотрена только центральная и южная части изучаемого региона, поскольку здесь расположено горно-складчатое сооружение Северо-Западного Кавказа (северная часть отличается менее контрастным рельефом, меньшей сейсмичностью и небольшими скоростями современных вертикальных движений), а также из-за технических ограничений, связанных со сложностями расчетов при большом количестве разрывных нарушений.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

На схеме величины деформации, составленной по данным о горизонтальных движениях ГНСС (рис. 1), преобладают области отрицательных значений ϵ , занимающие 65% площади. Уменьшение площади элементов покрытия с течением времени объяснимо общим сжатием территории Северо-Западного Кавказа, в то время как увеличение площади (при $\epsilon > 0$), вероятно, связано со сдвиговыми деформациями [Трихунков, 2009], поскольку обстановка горизонтального растяжения не характерна для этого региона в целом. Отметим большой размах значений годовых деформаций ϵ , варьирующих от -46×10^{-9} до 143×10^{-9} (см. табл. 1), связанный со сложным характером современных горизонтальных движений. При этом медианное значение $|\epsilon| = 6.3 \times 10^{-9}$. Высокие (по модулю) значения ϵ относятся преимущественно к сильно вытянутым треугольникам Делоне, для которых $R/r \geq 31$ (3 квартиль для отношения R/r). Несмотря на то, что такие треугольники недостаточно представительны, при расчетах максимальной моментной магнитуды землетрясения (M_{\max}) принято значение $G = 143 \times 10^{-9}$ год⁻¹, поскольку сильные сейсмические события также достаточно редки. При заданной величине G и протяженности самого крупного разлома, показанного на тектонической карте [Хаин, 1972], равной 580 км, M_{\max} составляет 7.0. В целом рассчитанная M_{\max} близка к наибольшему значению моментной магнитуды за инструментальный период, равному 6.9.

Таблица 1. Величины современной деформации Северо-Западного Кавказа и Предкавказья

№	Элемент покрытия	$\varepsilon, \times 10^{-9}$	R/r	$S, \text{ км}^2$	$R/r \leq 31$	AZ, °
1	23S2-23MO-ZECK	-1.7	9	11 166	✓	174
2	23MO-ZECK-CHER	-13.0	9	5495	✓	20
3	AROP-23TU-23S2	143.1	197	1461		54
4	23GE-AROP-23S2	-45.5	2238	406		82
5	23TU-23S2-МКОР	8.1	9	7433	✓	41
6	23S2-МКОР-23МО	9.2	11	6766	✓	45
7	23МО-КОЧ-CHER	5.9	23	4724	✓	61
8	AROP-23TU-KDAR	-7.7	9	5882	✓	162
9	KDAR-23TU-МКОР	-23.4	8	8136	✓	10
10	23GE-AROP-23KR	-14.8	17	1967	✓	166
11	23KR-KDAR-AROP	-23.2	43	815		102
12	23МО-STVR-KOCH	3.8	27	2730	✓	16
13	KOCH-CHER-STVR	-26.7	41	1362		59
14	23GE-23TE-23KR	23.4	9	8558	✓	98
15	23KR-KDAR-23TI	-13.3	71	1092	✓	98
16	KDAR-МКОР-23TI	-4.1	9	10997	✓	73
17	23TI-МКОР-23МО	8.3	16	7734	✓	173
18	23МО-23TI-STVR	7.1	9	18437	✓	85
19	STVR-23TI-SLSK	10.2	8	20731	✓	53
20	23TE-23KR-AZOV	-0.8	11	29207	✓	8
21	23KR-23TI-AZOV	-30.1	15	17895	✓	8
22	23TE-MARP-AZOV	-5.3	10	31824	✓	63
23	AZOV-61RO-RSTD	75.6	18	332	✓	88
24	AZOV-RSTD-23TI	-5.8	22	5286	✓	141
25	23TI-RSTD-SLSK	-2.5	8	19773	✓	189
26	MARP-PKRV-AZOV	21.6	20	5655	✓	178
27	AZOV-PKRV-61RO	27.0	13	1156	✓	137
28	RSTD-SMKR-SLSK	-6.3	11	10941	✓	66
29	SLSK-SMKR-VLGD	-5.3	8	12981	✓	163
30	SLSK-VLGD-STVR	-8.1	45	12418		34
31	VLGD-STVR-CHER	4.8	1772	2823		71
32	61RO-RSTD-KLOM	39.6	23	988	✓	18
33	KLOM-RSTD-	5.0	11	3013	✓	161
34	61KS-MARP-PKRV	17.6	241	3127		21
35	61KS-61RO-PKRV	0.0	11	4804	✓	92
36	61RO-61KS-KLOM	31.7	17	1766	✓	77
37	KLOM-61KS-SMKR	-20.3	33	975		139
38	SMKR-61KS-VLGD	12.9	43	4802		99

Примечания: ε – величина современной годовой деформации; R/r – отношение радиуса описанной около треугольника Делоне окружности (R) к радиусу вписанной окружности (r); S – площадь треугольника Делоне; AZ – азимут простираения оси укорочения.

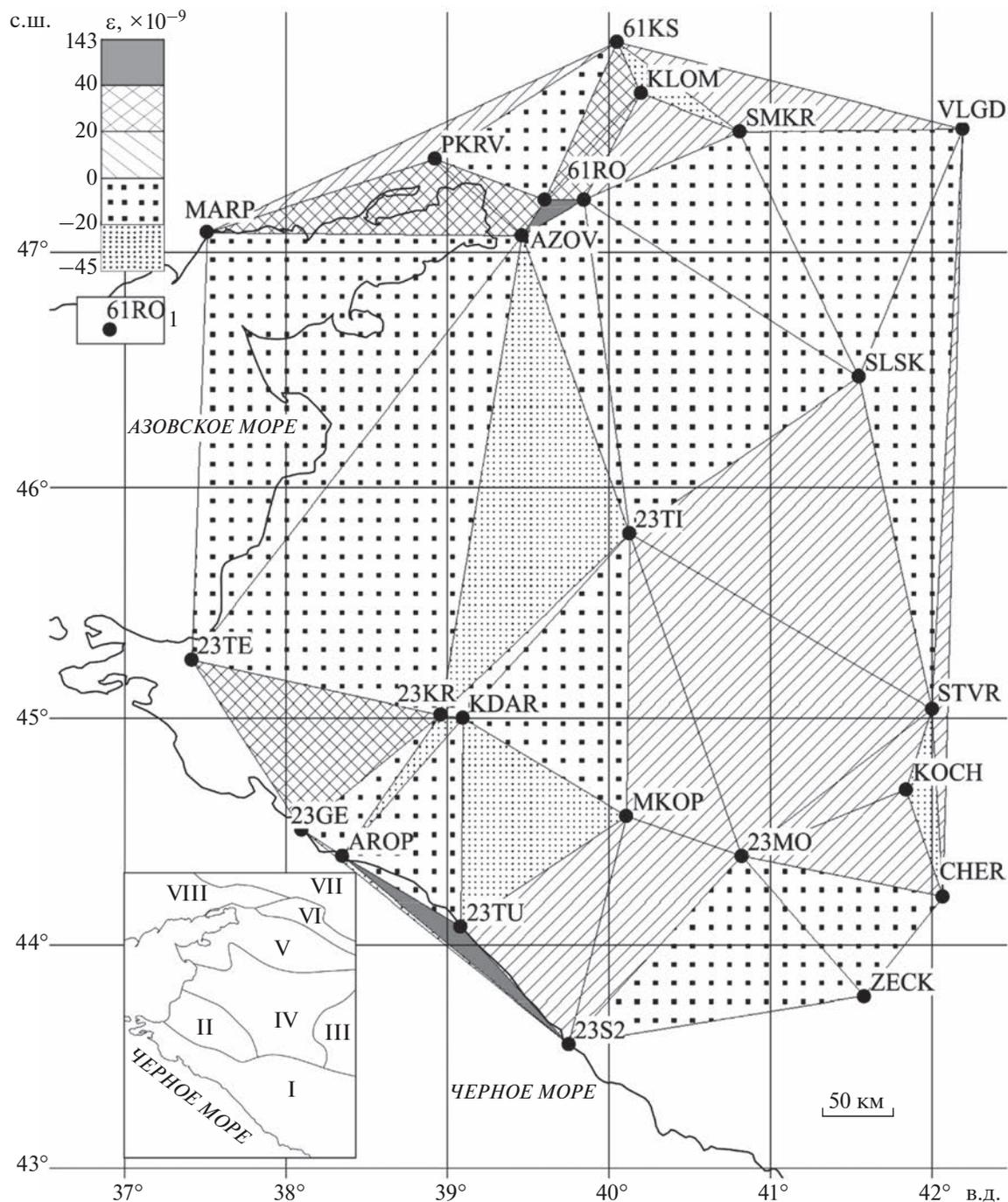


Рис. 1. Схема современной годовой деформации (ϵ) Северо-Западного Кавказа и Предкавказья, составленная по данным ГНСС: 1 – пункты ГНСС и их названия; слева внизу – схема основных геологических структур по работе [Милюков и др., 2022]: I – орогенное сооружение Большого Кавказа; II – Западно-Кубанский передовой прогиб; III–VI – Скифская плита (III – Ставропольский свод, IV – платформенное крыло Азово-Кубанской впадины); V – Азовский выступ; VI – Маньчский прогиб; VII – кряж Карпинского; VIII – Восточно-Европейская платформа.

Установлено, что выборочное среднее круговое направление азимута простирания оси максимального укорочения элементов покрытия составляет 30° , что согласуется с представлениями о северо-восточном сжатии территории, ориенти-

рованном вкрест простирания горно-складчатого сооружения [Фадеева, Зайцев, 2022], и решениями фокальных механизмов очагов землетрясений [International..., 2022]. Последние разделены на 2 кинематические группы: первой, наиболее пред-

Таблица 2. Ориентировки главных нормальных осей напряжений, реконструированные по решениям фокальных механизмов очагов землетрясений Северо-Западного Кавказа и Предкавказья, по работе [International..., 2022]

№	с.ш., °	в.д., °	P-az, °	P-pl, °	T-az, °	T-pl, °	Кин. группа
1	47.160	37.610	321	15	54	12	2
2	47.060	37.590	325	10	58	14	1
3	46.320	37.190	270	24	0	1	1
4	45.003	37.768	61	16	222	73	1
5	45.080	38.730	347	9	246	5	1
6	44.770	37.210	49	45	224	45	1
7	44.850	37.800	57	42	224	47	1
8	44.700	37.279	334	2	69	62	1
9	44.491	37.254	240	59	344	8	1
10	44.240	39.640	187	5	278	25	1
11	44.060	39.480	330	11	135	79	1
12	43.650	38.040	208	33	26	57	2
13	43.390	39.520	211	28	350	55	2
14	43.250	41.570	208	14	63	73	1
15	43.280	41.650	186	10	307	71	2
16	43.203	41.569	193	22	315	52	1
17	43.252	41.662	190	22	306	46	2

Примечания: P-az – азимут падения оса и сжатия; P-pl – угол падения оси сжатия; T-az – азимут падения оси растяжения; T-pl – угол падения оси растяжения; кин. группа – кинематическая группа.

ставительной (12 элементов) соответствует обстановка северо-западного сжатия, второй (5 элементов) – субмеридионального и север-северо-западного сжатия (табл. 2). По элементам первой выборки в программе FaultKin реконструирована ось сжатия, полого (под углом 9°) погружающаяся по азимуту 214° (рис. 2).

Обстановка горизонтального северо-западного сжатия задана в качестве одного из начальных условий при компьютерном моделировании. Установлено, что коэффициент корреляции Пирсона (K_{Π}) между высотами рельефа и рассчитанными в ходе моделирования относительными амплитудами вертикальных перемещений составляет 0.30 (количество точечных элементов $N = 1668$) (рис. 3, III). На наш взгляд, полученное значение K_{Π} небольшое, поскольку рельеф территории обусловлен, прежде всего, тектоническими факторами [Астахов, Нечипорова, 2014]. Этот факт позволяет поставить вопрос о том, что воздымание Кавказа связано не только с внешним горизонтальным сжатием, объяснимым взаимодействием Евразийской и Африкано-Аравийской литосферных плит, но и внутренними (изостатическими) силами, роль которых не учтена при моделировании. Отметим также отсутствие четко выраженной положительной аномалии ϵ в пределах горно-складчатого сооружения, отличающегося повышенной сейсмичностью и скоростью

вертикальных движений до 12 мм/год, в то время как Предкавказье испытывает поднятие со скоростью ~2–4 мм/год (рис. 4). Для всей изученной территории рассчитана численная корреляция между высотами рельефа и скоростью вертикальных движений ($K_{\Pi} = 0.74$, $N = 52300$) (рис. 3, I), высотами и плотностью эпицентров землетрясений с моментными магнитудами от 0.5 до 6.9 ($K_{\Pi} = 0.66$, $N = 103053$) (рис. 3, II). В то же время нет соответствия между полем современной деформации, охарактеризованным исходя из данных о горизонтальных движениях пунктов ГНСС, и высотами, значениями ϵ и плотности эпицентров землетрясений (в обоих случаях K_{Π} близок к нулю). Эти данные также свидетельствуют в пользу предположения о том, что интенсивное поднятие Северо-Западного Кавказа, сопровождающееся развитием положительных форм рельефа и сейсмичностью, не объяснимо только действием внешних сжимающих напряжений. По-видимому, на упомянутые процессы существенно влияют внутренние (изостатические) силы, связанные с наличием разуплотненных пород на глубинах от 9–10 до 45–50 км. Такие породы были выделены под осевой частью Большого Кавказа по пониженным скоростям поперечных волн методом микросейсмического зондирования [Горбатиков и др., 2015; Рогожин и др., 2014], а также по аномалиям поля тектонической раз-

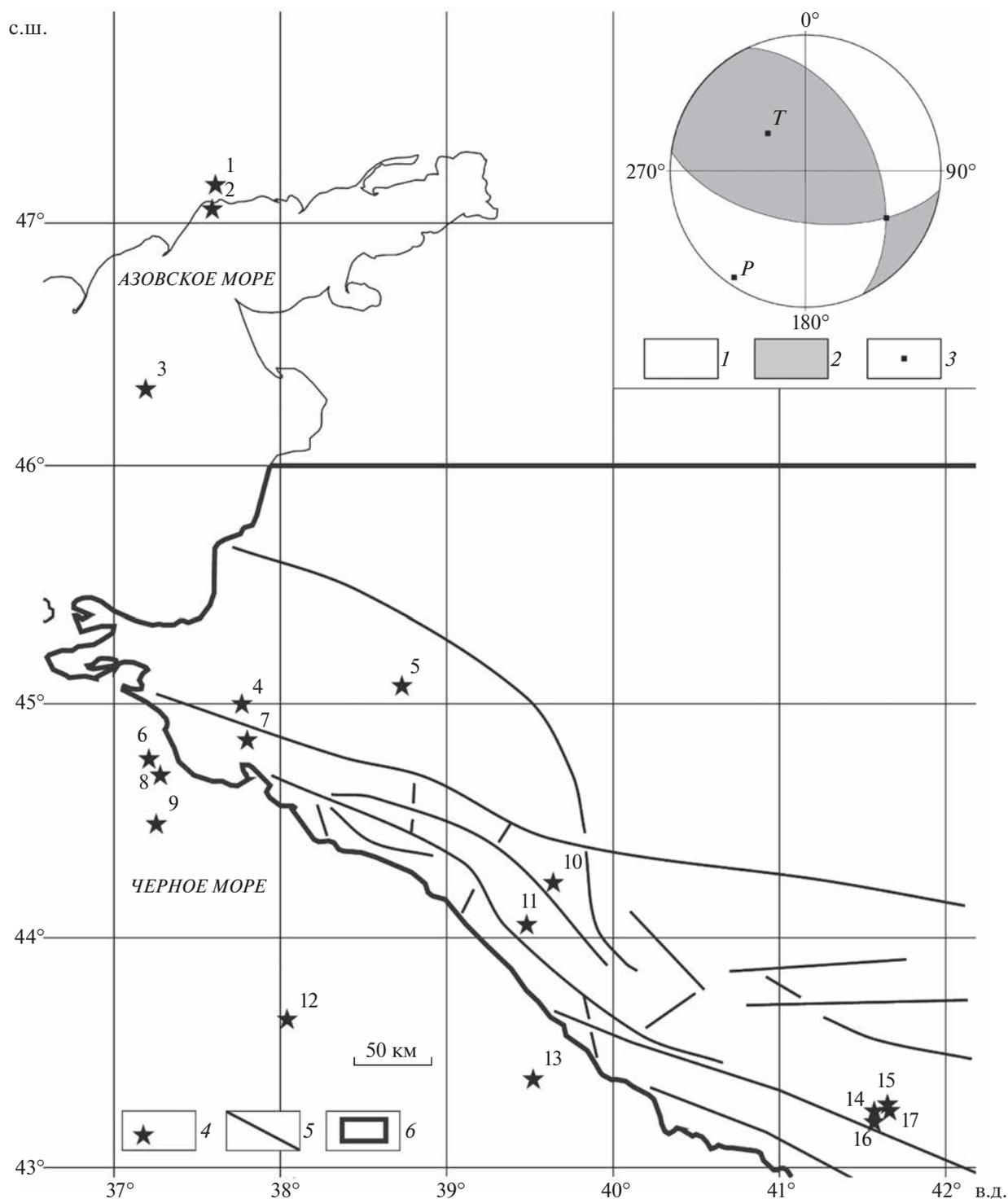


Рис. 2. Схема активных разломов Северо-Западного Кавказа, по работе [Хаин, 1972]. Справа сверху – реконструкция главных нормальных осей напряжений по решениям фокальных механизмов очагов землетрясений первой кинематической группы (нижняя полусфера). На стереограмме: 1 – область сжатия; 2 – область растяжения; 3 – главные нормальные оси напряжений (*P* – сжатия, *T* – растяжения); 4 – эпицентры землетрясений, для очагов которых известны решения фокальных механизмов, и их номера (соответствуют приведенным в табл. 2), 5 – разломы, по работе [Хаин, 1972], 6 – граница области, для которой выполнено компьютерное моделирование.

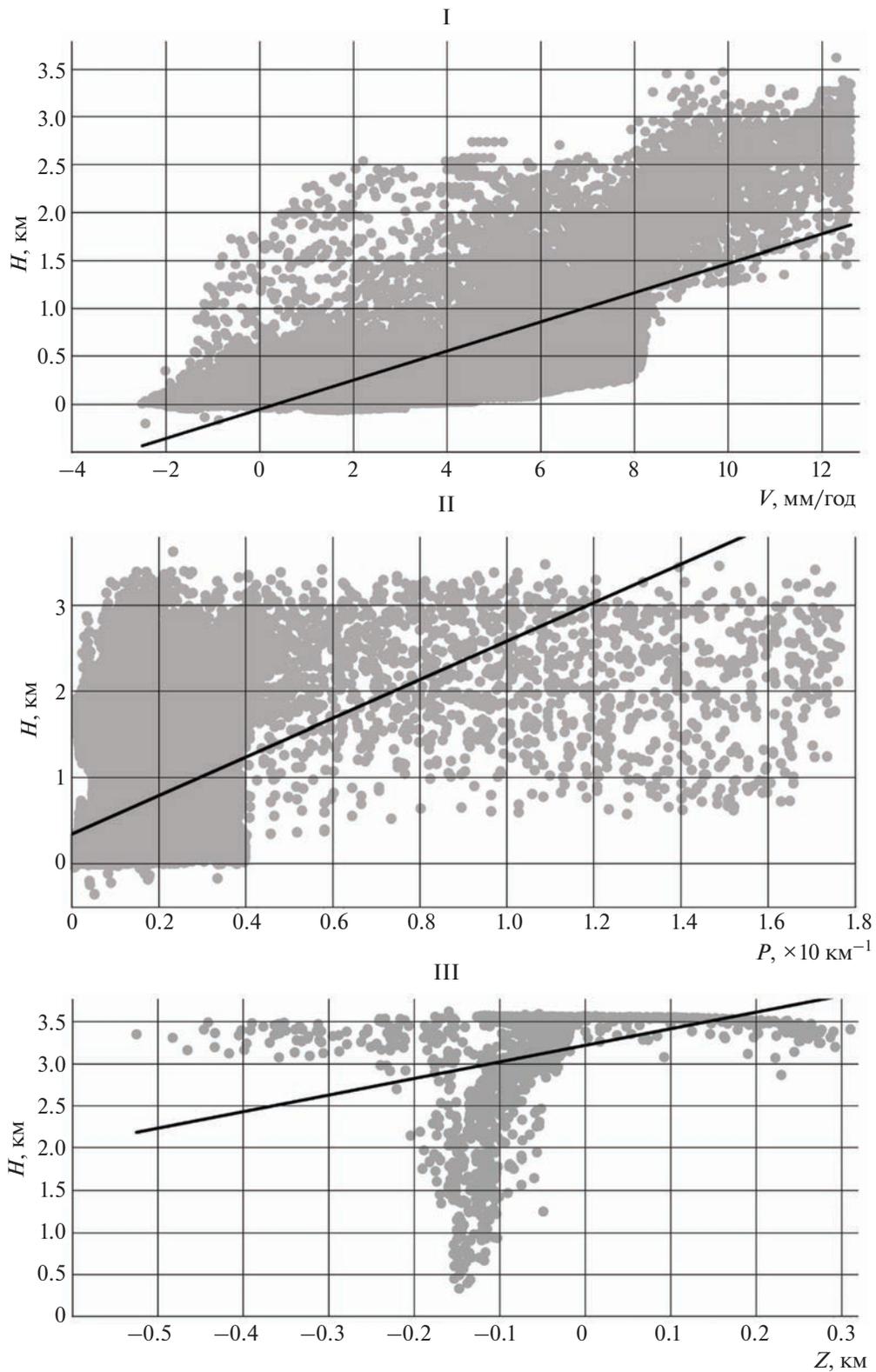


Рис. 3. Диаграммы рассеяния, построенные по высотам рельефа (H , км), скоростям современных вертикальных движений (V , мм/год), относительным амплитудам вертикальных перемещений по разломам, рассчитанным методом компьютерного моделирования (Z , км).

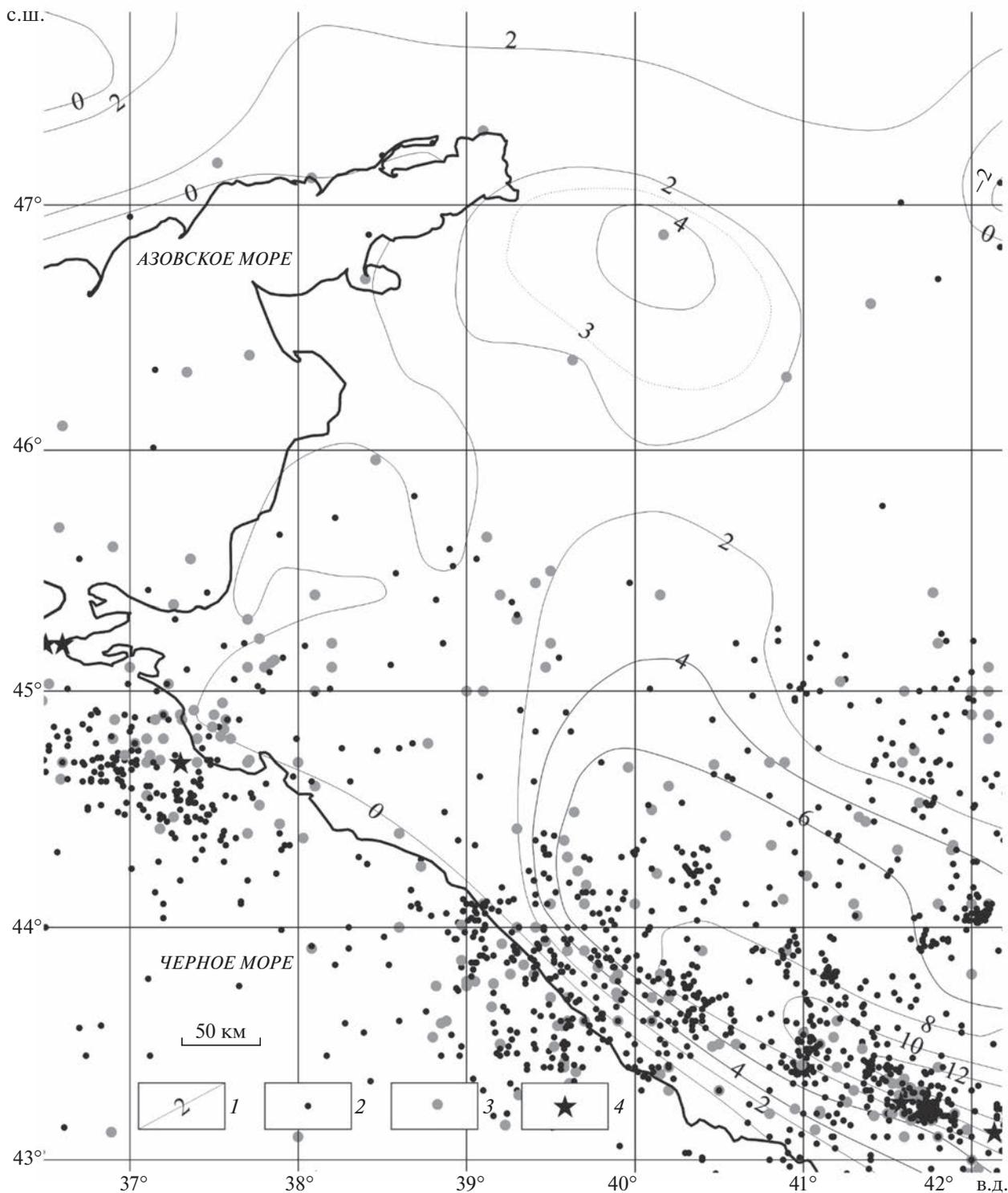


Рис. 4. Схема скоростей современных вертикальных движений, по работе [Карта..., 1971]: 1 – изолинии скорости современных вертикальных движений, мм/год; 2–4 – эпицентры землетрясений с магнитудой (2 – 0.5–3.0; 3 – 3.1–6.0, 4 – 6.0–6.9.

дробленности литосферы [Нечаев, 2010]. Процессы разуплотнения, инициирующие активное воздымание, объяснимы инфильтрацией в литосферу

больших объемов мантийных флюидов [Артюшков, 2012а; 2012б]. Кроме того, на поднятие Кавказа влияет напор масс верхнемантийного веще-

ства, вызванный погружением земной коры Предкавказья и Закавказья, более тяжелых по сравнению с центральной частью горно-складчатого сооружения [Осика и др., 2011].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных исследований сделаны следующие выводы. По данным анализа горизонтальных движений пунктов ГНСС территории Северо-Западного Кавказа и Предкавказья испытывает деформации сжатия и сдвига при ориентировке оси максимального сжатия в северо-восточном направлении. Их скорость составляет порядка $10^{-8} \dots 10^{-7}$ год⁻¹. Согласно эмпирической зависимости, это значение достаточно для того, чтобы при активизации крупных разрывных нарушений протяженностью 500–600 км, закартированных в изучаемом районе, происходили сейсмические события с моментной магнитудой до 7.0. Такие землетрясения известны на Северо-Западном Кавказе. В то же время характер поля современной деформации не позволяет объяснить рост горно-складчатого сооружения со скоростью до 12 мм/год, развитие его контрастного, глубоко расчлененного рельефа. Этот факт свидетельствует о воздымании орогенного сооружения в том числе из-за воздействия внутренних (изостатических) сил, возникающих в связи с разуплотнением пород в интервале глубин 10–50 км.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено в рамках Государственных заданий ИФЗ им. О.Ю. Шмидта РАН и Института теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Агибалов А.О., Зайцев В.А., Сенцов А.А., Девяткина А.С.* Оценка влияния современных движений земной коры и активизированного в новейшее время докембрийского структурного плана на рельеф Приладожья (юго-восток Балтийского щита) // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 4. С. 791–807.
- Артюшков Е.В.* Вертикальные движения земной коры на континентах как отражение глубинных процессов в коре и мантии Земли: геологические следствия // Вестник Российской академии наук. 2012а. Т. 82. № 12. С. 1075–1091.
- Артюшков Е.В.* Новейшие поднятия земной коры как следствие инфильтрации в литосферу мантийных флюидов // Геология и геофизика. 2012б. Т. 53. № 6. С. 738–760.
- Астахов В.В., Нечипорова Т.П.* Современное состояние и перспективы геоморфологического картографирования территории Северного Кавказа // Изв. ВУЗов. Северо-Кавказский регион. Серия: Естественные науки. 2014. № 4. С. 104–108.
- Бабешко В.А., Калинин В.В., Шестопалов В.Л., Шереметьев В.М.* Технологии геодинамического мониторинга района транспортного перехода через Керченский пролив // Наука Юга России. 2016. Т. 12. № 1. С. 22–31.
- Горбатилов А.В., Рогожин Е.А., Степанова М.Ю., Хазарова Ю.В., Андреева Н.В., Передерин Ф.В., Заалишвили В.Б., Мельков Д.А., Дзеранов Б.В., Дзедобоев Б.А., Габараева А.Ф.* Особенности глубинного строения и современной тектоники большого Кавказа в осетинском секторе по комплексу геофизических данных // Физика Земли. 2015. № 1. С. 28–39.
- Делоне Б.Н.* О пустоте сферы // Изв. АН СССР. ОМОН. 1934. № 4. С. 793–800.
- Каждан А.Б., Гуськов О.И.* Математические методы в геологии. М.: Недра. 1990. 251 с.
- Карта современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы / Ю.А. Мещеряков (гл. ред.). М.: ГУГК. 1971. М-6 1 : 10000000.
- Маркович К.И.* Влияние конфигурации конечных элементов на точность определения компонентов деформации // Вестник СГУГиТ. 2019. Т. 24. № 3. С. 37–51.
- Милуков В.К., Миронов А.П., Овсяченко А.Н., Горбатилов А.В., Стеблов Г.М., Корженков А.М., Дробышев В.Н., Хубаев Х.М., Агибалов А.О., Сенцов А.А., Dogan U., Ergintav S.* Современные тектонические движения Западного Кавказа и Предкавказья по ГНСС наблюдениям // Геотектоника. 2022. № 1. С. 51–67.
- Нечаев Ю.В.* Линеаменты и тектоническая раздробленность. Дистанционное изучение внутреннего строения литосферы / акад. А.О. Глико (ред.). М.: ИФЗ РАН. 2010. 215 с.
- Осика Д.Г. Пономарева Н.Л., Отинова А.Ю., Магомедов Ю.М.* К сейсмотектонике Кавказа. Труды Института геологии Дагестанского научного центра РАН. 2011. №. 57. С. 95–98.
- Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н., Лутиков А.И., Собисевич А.Л., Собисевич Л.Е., Горбатилов А.В.* Эндеогенные опасности Большого Кавказа. М.: ИФЗ РАН. 2014. 256 с.
- Руководство по безопасности при использовании атомной энергии “Оценка исходной сейсмичности района и площадки размещения объекта использования атомной энергии при инженерных изысканиях и исследованиях” РБ-019-18. URL: <https://docs.secnrs.ru/documents/ifs/РБ-019-18/РБ-019-18.pdf>. Дата обращения: 07.07.2022.
- Руководство пользователя “Analysis Package Reservoir Modelling System”. URL: www.geodisaster.ru/index.php?page=uchebnye-posobiya-2. Дата обращения 01.12.2022.
- Спирidonov А.И.* Геоморфологическое картографирование. М.: Недра. 1975. 184 с.
- Трихунков Я.И.* Морфоструктура и опасные геоморфологические процессы Северо-Западного Кавказа. Дис. ... канд. геогр. наук. М. 2009. 213 с.
- Фадеева К.В., Зайцев В.А.* Связь новейшего и современного полей напряжений Большого Кавказа и Предкавказья // Динамическая геология. 2022. № 1. С. 121–150.
- Хаин В.Е.* Тектоническая карта Кавказа. М.: ГУГК. 1972. М-6 1 : 5500000.

Цифровая модель рельефа. URL: https://topex.ucsd.edu/cgi-bin/get_data.cgi. Дата обращения 07.07.2022.

Яковлев Ф.Л., Горбатов Е.С. Выявление основных процессов формирования альпийского Большого Кавказа по параметрам сбалансированной модели его структуры (факторный анализ). Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. Материалы Четвертой тектоно-

физической конференции. М.: ИФЗ РАН. 2016. Т. 1. С. 304–313.

Allmendinger R.W., Cardozo N.C., Fisher D. Structural geology algorithms: Vectors & Tensors. Cambridge: Cambridge University Press. 2012. 302 p.

International Seismological Centre Bulletin: Focal mechanism search. URL: <http://www.isc.ac.uk/iscbulletin/search/fmechanisms> / Дата обращения 01.08.2022.

Analysis of Contemporary Deformations of the North-Western Caucasus and Ciscaucasia Based on GNSS Data

G. M. Steblov^{a, b, *}, A. O. Agibalov^{a, **}, D. E. Beloborodov^{a, ***}, V. A. Zaitsev^{c, ****}, V. P. Perederin^{a, *****}, F. V. Perederin^{a, *****}, A. A. Sentsov^{a, *****}, and K. V. Fadeeva^{c, *****}

^aSchmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123995 Russia

^bInstitute of Earthquake Prediction Theory and Mathematical Geophysics, Russian Academy of Sciences, Moscow, 117997 Russia

^cMoscow State University, Moscow, 119991 Russia

*e-mail: steblov@ifz.ru

**e-mail: agibalo@yandex.ru

***e-mail: denbeloborodov@gmail.com

****e-mail: v.zaitsev@mail.ru

*****e-mail: vpp@ifz.ru

*****e-mail: crash@ifz.ru

*****e-mail: alekssencov@yandex.ru

*****e-mail: karina-fadeeva-2000@mail.ru

The field of the contemporary deformation of the North-Western Caucasus and Ciscaucasia is described based on GNSS horizontal movement data. It is shown that the deformation velocity is sufficient for the activation of large-scale faults of the region to be followed by seismic events with a moment magnitude of up to 7.0. Yet, the orogenic uplift at a rate of up to 12 mm/yr and the development of its varied, deep-broken relief cannot be explained only by the effect of external horizontal stresses. These processes are conditioned, to a great extent, on internal isostatic forces.

Keywords: GNSS, North-Western Caucasus, contemporary deformations

УДК 550.372

ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА И ЕГО ФЛЮИДОНАСЫЩЕНИЕ

© 2023 г. В. В. Белявский*

Центр геоэлектромагнитных исследований, филиал Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН,
г. Москва, Россия

*E-mail: victor.belyavsky@list.ru

Поступила в редакцию 12.07.2022 г.

После доработки 12.12.2022 г.

Принята к публикации 20.12.2022 г.

В пределах Северо-Кавказского региона выполнен комплекс магнитотеллурических и сейсмических исследований на профилях протяженностью более двух тысяч километров. Проведенная ранее интерпретация магнитотеллурических наблюдений с помощью программ одномерной, двумерной инверсий и трехмерного математического моделирования, позволила построить серию разрезов и моделей, которые рассматриваются как тестовые и стартовые при построении трехмерной геоэлектрической модели региона. На тестовых моделях опробовались возможности программы трехмерной инверсии компонент тензора импеданса в методе магнитотеллурического зондирования оценивать параметры проводящих блоков в структурах Большого Кавказа и Скифской плиты. В результирующей геоэлектрической модели, построенной по результатам трехмерной инверсии всех компонент тензора импеданса, положение низкоомных блоков коррелирует с глубинными разломами, вулканическими камерами различного генезиса, сейсмически активными зонами, характеризующимися пониженной скоростью сейсмических волн и их повышенным поглощением. Удельное электрическое сопротивление низкоомных аномалий объясняется степенью их насыщения водной фракцией флюида. Максимальная его концентрация сосредоточена в пределах пересечений систем разломов, флексурно-сдвиговых зон и в активизированных тектоническими процессами глубинных разломах.

Ключевые слова: электропроводность, магнитотеллурическое зондирование, геоэлектрические разрезы, флюидонасыщенность.

DOI: 10.31857/S0002333723040014, EDN: TKXZGT

ВВЕДЕНИЕ

Целью региональных магнитотеллурических исследований, проводимых в Северо-Кавказском регионе, являлось изучение глубинного строения литосферных плит и вулканических систем различного генезиса, условий формирования месторождений полезных ископаемых и активизации сейсмических процессов. Магнитотеллурическими исследованиями решались задачи по построению геоэлектрических моделей: осадочного чехла, складчатого основания и кристаллического фундамента Предкавказской части Скифской плиты, складчатых сооружений Большого Кавказа, вулканических камер вулкана Эльбрус и Таманского прогиба, оценки насыщения их водной фракцией флюида.

В центральной части Северного Кавказа магнитотеллурические зондирования (МТЗ) выполнялись в диапазоне периодов $0.01 < T < 1000$ с станциями ЦЭС-2, ЦЭС-М и “Phoenix” с шагом между точками наблюдений (т. н.) 1–5 км органи-

зациями ООО “ЦЭМИ”, ООО “Северо-Запад” и объединением “Кавказгеолсъемка”. Результаты проведенных магнитотеллурических (МТ) исследований были представлены с учетом одномерной и двумерной инверсий кривых МТЗ [Шемпелев и др., 2020; 2005]. Исследования на тестовых трехмерных (3D) моделях показали, что интерпретация профильных магнитотеллурических наблюдений на основе одномерной или двумерной инверсий часто ведет к появлению ложных проводящих блоков, а их трехмерная инверсия дает более реалистичное отображение 3D-структур и под одиночным профилем наблюдения [Siripunvaraporn et al., 2005; Иванов, Пушкарев, 2012; Kiyun et al., 2014]. В этих трудах и ряде других показано, что необходимо включать дополнительные импедансы Z_{xx} и Z_{yy} в процесс инвертирования МТ данных при трехмерной размерности тензоров импедансов.

На тестовой 3D-модели, построенной для Северо-Кавказского региона методом интерактив-

ного подбора к экспериментальным кривым $\rho_{об}(T)$ 3D-модельных — $\rho_m(T)$, рассчитанных по программе трехмерного моделирования Maxwell [Druskin, Knizhnerman, 1994], оценивалась возможность программы 3D-инверсии WSINV3DMT [Siripunvaratong et al., 2004] восстанавливать ее геоэлектрические параметры. При проведении трехмерной инверсии необходимо задавать стартовые модели. Верхняя часть этих моделей составлялась на основании 1D/2D-инверсий инвариантных кривых МТЗ, а нижняя — с учетом данных и 3D-моделирования МТ полей. Опробование программы WSINV3DMT показало на существенную ее коррекцию параметров проводящих блоков в складчатом основании и разломных зонах его секущих, представленных ранее [Белявский, 2007].

Проведенные объединением “Кавказгеол-съемка” и центром ГЕОН по профилям МТЗ наблюдений методами МОВЗ и ГСЗ¹, с учетом проведенной в восточной и западной частях Северного Кавказа региона трехмерной инверсии МТ данных, позволили оценить содержание связанных долей водной фракции флюида в коре Большого Кавказа, Скифской плиты, Таманского и Терско-Каспийского прогибов.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О СТРОЕНИИ СЕВЕРО-КАВКАЗСКОГО РЕГИОНА

Современная структура Северо-Кавказского региона (рис. 1) охватывает [Атлас карт ..., 1998; Вобликов, Лопатин, 2002]:

– складчатую систему Большого Кавказа, включающую в себя в центральной части горст-антиклинорий Главного хребта, Северо-Кавказский краевой массив, на западе Новороссийскую складчатую зону, а на востоке покров Известнякового Дагестана, Аквалинскую моноклиаль, антиклинории Бокового и Главного хребтов Восточного Кавказа, зоны прибортовой и приосевой складчатостей;

– зону Предкавказских краевых прогибов, заложившихся на Скифской эпигерцинской плите и заполненных неоген-четвертичными молассами. На западе это переклиальный Таманский прогиб, переходящий в Индоло-Кубанский, а на востоке — Терско-Каспийский прогиб. Согласно

данным МОВЗ, в пределах Новороссийской складчатой зоны структуры Северо-Западного Кавказа пододвинуты под Скифскую плиту [Золотов и др., 2001] с амплитудой до 10 км;

– Скифскую эпигерцинскую плиту Предкавказья, состоящую из Азово-Кубанской, Терско-Кумской впадин и разделяющего их Ставропольского свода. Деформированная окраина Скифской плиты по системе разломов Ахтырскому, Черкесскому, Нальчик-Минераловодской флексурно-сдвиговой зоне, Северному надвигу Восточного Кавказа отделена от орогена Большого Кавказа [Белов и др., 1990].

Догерцинский фундамент погружается в пределах впадин, Индоло-Кубанского и Терско-Каспийского прогибов до глубины 10–12 км (рис. 1), а складчатое основание (доюрское) до 6–10 км. Их внутренняя структура и внешние контуры, в целом, наследуют структурный план доюрского фундамента и тесно связаны со структурами Северо-Кавказского региона.

К альпийским складчатым зонам относятся: на западе Новороссийская и Таманская структуры, на востоке — Известковый Дагестан, а в центре — Северо-Кавказский краевой массив, который вместе со Ставропольским сводом отделяется от Терско-Каспийского прогиба по Нальчик-Минераловодской зоне с амплитудой до 10 км. На востоке в складчато-глыбовом поднятии Восточного Кавказа выделяют антиклинории Бокового и Главного хребтов, зоны прибортовой и приосевой складчатости (рис. 1). Предполагается, что Известняковый Дагестан надвинут на мезо-кайнозойские осадки Терско-Каспийского краевого прогиба с амплитудой свыше 40 км (покров Шатского) [Белов и др., 1990]. На аллохтон Известнякового Дагестана, в свою очередь, шарьированы олигоцен-миоценовые отложения Терско-Каспийского прогиба, которые погружаются на север до глубины пять километров, а мезозойские отложения осадочного чехла на юг [Магомедов, 2010].

Формирование структур Северо-Кавказского региона связано со сжатием, которое проявилось на всех этапах его развития и обусловлено взаимодействием Скифской и Закавказской литосферных плит. Основными этапами развития региона считаются доюрский-юрский, с раздвигом Евразийской плиты и образованием Скифской и Закавказской плит и дальнейшим их давления друг на друга в позднеальпийский период [Лукк, Шевченко, 2019] с возникновением складчато-покровных структур Большого Кавказа.

Центральная часть Северного Кавказа

Зона Главного хребта Центрального Кавказа представляет собой глубоко эродированный вы-

¹ Белявский В.В., Егоркин, А.В., Золотов Е.Е., Коновалов Ю.Ф. и др. “Глубинные геолого-геофизические исследования сейсморазведочными (МОВЗ) и электроразведочными (МТЗ, ГМТЗ, АМТЗ) методами на региональных профилях Ейск–Ставрополь–Нефтекумск–Каспийское море (850 пог. км) и Корф–Верхнее Пенжино (500 пог. км). Анализ и обобщение данных глубинных геофизических исследований, проведенных на Северном Кавказе, Камчатке и юге Сибири”. Государственное федеральное унитарное предприятие “Всероссийский научно-исследовательский институт Геофизические методы разведки”. Фонды Министерства природных ресурсов Российской Федерации. 2006 г.

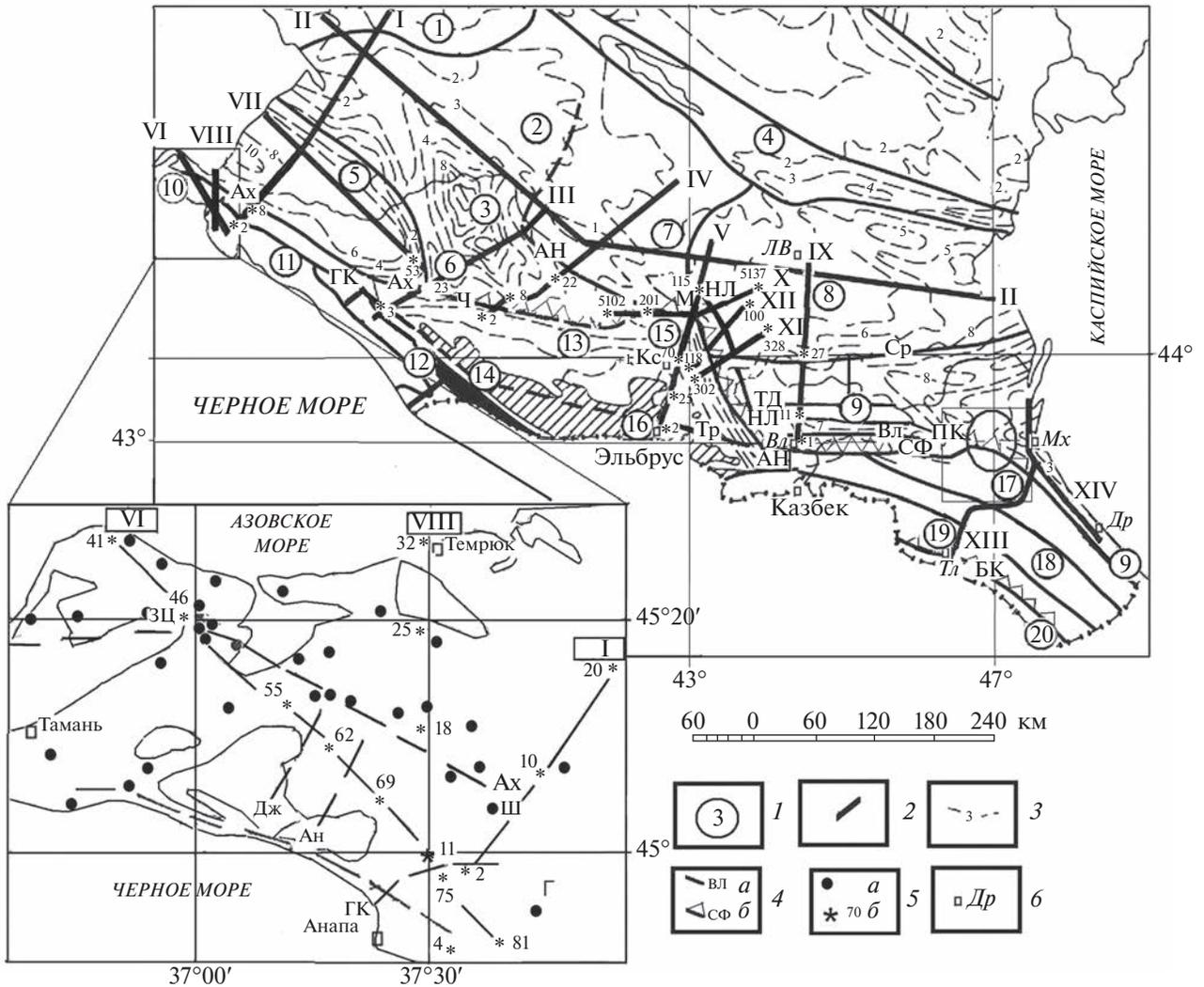


Рис. 1. Схема расположения профилей МТЗ на схеме структурного районирования Северного Кавказа [Атлас карт..., 1998] (Нетреба А.В. и др., 1977)¹. 1 – Структуры: 1 – Ростовский выступ; 2–9 – Скифская эпигерцинская плита (2 – Азово-Кубанская впадина; 3 – Восточно-Кубанский прогиб; 4 – зона Манычских прогибов; 5 – Индоло-Кубанский прогиб; 6 – Адыгейский выступ; 7 – Ставропольский свод; 8 – Терско-Кумская впадина; 9 – Терско-Каспийский прогиб); 10–21 – складчатая система Большого Кавказа (10 – Таманский периклинальный прогиб; 11 – Новороссийская складчатая зона; 12 – выступы палеозоя; 13 – Северо-Кавказский краевой массив; 14 – зона Передового хребта; 15 – Минераловодский выступ; 16, 20 – Главный хребт Большого Кавказа; 17 – Известковый Дагестан; 18 – Аквалинская моноклиналь; 19 – Боковой хребет); 2 – профили МОВЗ, МТЗ (а, б): I – Кубанский, II – Ейск-Каспийское море, III – Туапсинский, IV – Краснополянский, V – Приэльбрусский, VI – Тамань – Новороссийск, VII – Ачуев – Ходыженск, VIII – Новороссийск – Темрюк, IX – Владикавказ – Левокумское, X, XI, XII – Минераловодский выступ, XIII – Талярата – Махачкала, XIV – Махачкала – Дербент; 3 – изолинии глубин киммерийских доколлизонных комплексов (кристаллический фундамент); 4, а – разломы (Ан – Анапский, АН – Армавир-Невиномысский, Ах – Ахтырский, ВЛ – Владикавказский, ГК – Главный Кавказский, Дж – Джигинский, ПК – Предкавказский, СР – Срединный, Тр – Тырнаузский, Ч – Черкесский); б – надвиги (СФ – Северный фронтальный Восточного Кавказа, ТД – Терско-Дербенский, ГБК – Главный Большого Кавказа; М – Минераловодский, НЛ – Нагутско-Лысогорский (границы Нальчик-Минераловодской флексуно-сдвиговой зоны)); 5: а – грязевые вулканы [Собисевич и др., 2005]: Ш – Шуру, Г – Гладковский, ЗЦ – Западный Цимбал; б – т.н. МТЗ; 6 – города: Кс – Кисловодск, Лв – Левокумск, Вл – Владикавказ, Мх – Махачкала, Др – Дербент, Тл – Талярата, Ст – Ставрополь. Круг – область максимальной концентрации гипоцентров коровых землетрясений (7–8 баллов). Квадрат – область Дагестанского клина.

ступ доальпийского основания и состоит из вытянутых в северо-западном направлении блоков, сложенных протерозойскими и палеозойскими метаморфическими породами, гранитами, глинистыми сланцами и песчаниками. Северо-Кав-

казский краевой массив граничит: на юге с Главным хребтом, через Тырнаузскую – шовную зону (Тырнаузский глубинный разлом) шириною 2–12 км, сложенную вулканогенно-осадочными отложениями палеозоя (рис. 1), на севере с Скифской

плитой, через Армавир-Невиномысский, Черкесский, Ахтырский разломы, Минераловодской и Нагутско-Лысогорскую разломно-сдвиговые системы. Последние две ограничивают Нальчик-Минераловодскую флексурно-разрывную зону северо-западного простираения, пересекая Эльбруско-Минераловодскую зону сбросо-сдвиговых нарушений северо-восточного направления [Милановский и др., 1989].

Краевые разломы в большинстве своем являются взбросами, наклоненными ($75-85^\circ$) к северу или к югу плоскостями смесителей с амплитудой вертикальных смещений до 3–4 км. Развитые в пределах мегантиклинория Большого Кавказа линейная складчатость, тектонические покровы, разломные структуры связаны с тектоническим процессом – надвига на него Скифской плиты. Их формирование проходило в обстановке северо-восточного тангенциального регионального сжатия на альпийской и позднеальпийской коллизионной стадии развития. В это время основной поверхностью надвигания служил Ахтырский разлом с северным падением смесителя [Белов и др., 1990].

В позднеальпийский период сформировались складчато-покровные сооружения Большого Кавказа, под которыми мощность коры возрастает до 50–60 с 43–45 км под Ставропольским сводом и Минераловодским выступом [Шемпелев и др., 2020].

Догерцинский фундамент погружен в пределах Индоло-Кубанского и Терско-Каспийского прогибов до глубин 10–14 км, а складчатое основание (доюрское) до 9 км [Атлас карт..., 1998]. Северо-Кавказский краевой массив на глубинах 20 км характеризуется скоростями продольных волн $V_p = 6.4$ км/с, а под обрамляющими его прогибами – $V_p = 6.2$ км/с, что связано с их повышенной гранитизацией [Белявский и др., 2007].

Максимальной плотностью МТ наблюдений охвачена северо-восточная часть Северо-Кавказского массива, которую относят к зоне устойчивой сейсмической активности на уровне умеренных и слабых землетрясений. Она охватывает Нальчик-Минераловодскую флексурно-разрывную зону, стыкующуюся с Черкесским разломом, ограничивающим с севера Минераловодский выступ (рис. 1). Вдоль этой зоны с развитой системой крутопадающих разломов, вытянуты две параллельные зоны повышенной сейсмичности север–северо-западного простираения [Габсатарова и др., 2020].

МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОГО СЕКТОРА СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

В центральной части Северного Кавказа рассматривались магнитотеллурические наблюде-

ния на профилях: Краснополянский (IV), Приэльбрусский (V) и X, XI, XII, пересекающих Северо-Кавказский краевой массив (рис. 1). Оценивалось распределение электропроводности под Главным хребтом Большого Кавказа, Северо-Кавказским краевым массивом, Минераловодским выступом, Ставропольским сводом и в Восточно-Кубанском и Терско-Каспийском прогибах. МТ зондирования выполнялись в диапазоне периодов $0.001 < T < 1000$ с станциями ЦЭС-2, ЦЭС-М и МТУ-5, МТУ-2 с шагом наблюдений 1–5 км организациями ООО “ЦЭМИ”, ООО “Северо-Запад” и объединением “Кавказгеол-съемка”.

Первичная обработка магнитотеллурических наблюдений выполнялась в ООО “ЦЭМИ” и ООО “Северо-Запад”, а углубленная в Центре “ГЕОН” и ЦГЭМИ филиала института Физики Земли. Результаты контрольных наблюдений, выполненных станциями МТУ, показали, что при синхронных измерениях с базисной станцией, относительные среднеарифметические отклонения модулей основных импедансов составляют 1–1.6%, дополнительных 4–4.5%, погрешности фаз основных импедансов 1.3° , а дополнительных 4° . Трехмерная интерпретация компонент матриц $[Z_{ob}]$ выполнена на площадях: 4×10^4 км², включающих профили МТЗ IV, V, X, XI, XII и 10^4 км² без профиля IV.

ТРЕХМЕРНАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Этапы трехмерной интерпретации магнитотеллурических данных:

– Оценка разрешающей способности программы 3D-инверсии WSINV3DMT восстанавливать по ее инверсионным значениям $\rho_{in}(X_{in}, Y_{in}, Z_{in})$ распределение удельного электрического сопротивления ($УЭС$) $\rho_m(X_m, Y_m, Z_m)$ в тестовых 3D-моделях отвечающих, построенным ранее геоэлектрическим 3D-моделям региона [Белявский, 2007].

– Составление стартовых и тестовых моделей на основе: одномерной и двумерной инверсий [Белявский, 2007; Варенцов, 2002] основных компонент экспериментальных тензоров импеданса $[Z^{ob}]$ и их инвариантных значений – максимальных $Z_{ob}^{max H}$ и минимальных $Z_{ob}^{min H}$ импедансов индукции [Counil et al., 1986]; интерактивного подбора к кривым $\rho_{ob}^{max H}$ и $\rho_{ob}^{min H}$ 3D-модельных $\rho_m^{max H}$, $\rho_m^{min H}$. Последняя задача решалась с помощью адаптированного к программе Maxwellf блока, выполняющего различного вида трансформации матриц $[Z^{ob}]$ и их 1D-инверсию.

– Вычисление в точках инверсии (т. и.) отклонений компонент тензора импеданса $[Z^{in}]$, от экспериментальных $[Z^{ob}]$, с целью оценки адекватности получаемых инверсионных значений $\rho_{in}(X_{in}, Y_{in}, Z_{in})$ геоэлектрическим параметрам изучаемых объектов.

– Анализ соответствия распределений $\rho_{in}(X_{in}, Y_{in}, Z_{in})$ сейсмическим построениям и оценка содержания в низкоомных аномалиях водной флюиды.

В основе программы трехмерной инверсии WSINV3DMT лежит принцип Оккама: минимизация Тихоновского функционала невязки с весовыми характеристиками в исходных и модельных данных, с получением наиболее сглаженных характеристик геоэлектрического разреза. Минимизация выполняется с помощью приближенного Гаусс–Ньютоновского метода линеаризации. В результате получаем сглаженные вдоль профилей МТЗ распределения инверсионных значений $\rho_{in}(X_{in}, Y_{in}, Z_{in})$. Ось X ориентирована на север, а ось Y на восток. Прямая МТ задача решалась конечно-разностным методом [Siripunvaraporn et al., 2005]. Суммарное отклонение всех исходных компонент тензора импеданса $[Z^{ob}]$ от получаемых на каждой итерации инверсионного процесса матриц $[Z^{in}]$ оценивается нормализованным среднеквадратичным отклонением, параметром RMS, контролирующим достижение главного минимума функционала невязки. При его отсутствии, рассматривались компоненты матриц $[Z_{in}]$, полученные для минимумов RMS, при которых достигнуто наибольшее приближение основных компонент тензоров $[Z^{ob}]$ к $[Z_{in}]$ в окрестности низкоомных аномалий. Решение обратной МТ задачи выполнялось при 15–25 итерациях.

Из-за значительного объема магнитотеллурических данных (свыше 1000 т. н. МТЗ на профилях, протяженностью до 2300 км) и ограниченных возможностей программы WSINV3DMT инвертировать одновременно все тензоры импеданса, 3D-инверсия проводилась отдельно для западной, центральной и восточной частей Северного Кавказа. При этом выделялись структуры, в пределах которых можно ограничиться 1D/2D-инверсиями, уменьшая число 3D-инвертируемых тензоров $[Z^{ob}]$. В центральной части Северного Кавказа рассматривались профили МТЗ IV, V, X, XI и XII, в западной его части инвертировали МТ данные на Пр. МТЗ VI, VII, VIII и частично на Пр. I, II, III [Белявский, 2023], а в восточной на Пр. IX, XIII и XIV [Белявский, 2022] (рис. 1).

Обратная задача решалась для серии стартовых моделей, из которых выбиралась та, которая обеспечивала минимальные относительные среднеарифметические отклонения $(\delta_{xy}, \delta_{yx})$ экспериментальных $|Z_{ob}^{xy}|, |Z_{ob}^{yx}|$ от модельных $|Z_{in}^{xy}|, |Z_{in}^{yx}|$ и

фаз импедансов $\text{Arg}Z_{ob}^{xy}, \text{Arg}Z_{ob}^{yx}$ от $\text{Arg}Z_{in}^{xy}, \text{Arg}Z_{in}^{yx}$ в т.н. МТЗ, под которыми картируются аномалии повышенной проводимости.

Исследования на тестовых 3D-моделях информативности трехмерной инверсии

Опыты по трехмерной инверсии (WSINV3DMT) проводились на тестовых тензорах $[Z_i]$ 3D-модели (рис. 2), построенной методом подбора к кривым $\rho_{ob}^{\max H}(T), \rho_{ob}^{\min H}(T)$ 3D-модельных $\rho_i^{\max H}(T)$ и $\rho_i^{\min H}(T)$, по профилям 5 (т.и. 5-65) и 6 (т.и. 6-66). Азимуты модельных профилей составляли 30° и близки к ориентации экспериментальных профилей МТЗ (рис. 1). Стартовые модели при трехмерной инверсии, содержали в верхнем слое блоки с осредненными значениями $-\rho_i$, а в нижнем низкоомные прогибы, обрамляющие высокоомный Северо-Кавказский краевой массив. Верхний слой перекрывался пластиной мощностью 150 м с $\rho_i = 10 \text{ Ом} \cdot \text{м}$, которая снижала погрешности расчета ЭМ полей при стыковки блоков со значительным контрастом в ρ_i [Miensopust et al., 2013]. Серия 3D-инверсий, проведенных для матриц $[Z_i]$ при различных стартовых моделях, показала на возможность оценки с помощью программы WSINV3DMT параметров нижних проводящих блоков под профилями 5 и 6 (рис. 3б; рис. 4в).

Положение кровли проводящих блоков, расположенных под неоднородным верхним слоем в т.и. 5–41 профиля 5, отвечает максимальному градиенту изменения $\rho_{in}(X_{in}, Y_{in}, Z_{in})$ в низкоомных аномалиях (рис. 3а, 3б), полученных при 14 итерациях инверсионного процесса (RMS = 4.3). Интегральная проводимость проводящих тестовых блоков $S_i = 2000 \text{ См}$ в т.и. 35 выше, чем $S_{in} \approx 1000 \text{ См}$, но под т.и. 41, где $S_i = 1700 \text{ См}$ близка к $S_{in} = 1500\text{--}1600 \text{ См}$ (рис. 3б). Близость распределения $\rho_{in}(X_{in}, Y_{in}, Z_{in})$ к модельному $\rho_i(X_i, Y_i, Z_i)$ в интервале периодов $0.1 < T < 300 \text{ с}$ отвечает отклонениям $\delta_{xy} = 1\text{--}25\%$ и $\delta_{yx} = 1\text{--}12\%$ импедансов $|Z_i^{xy}|$ и $|Z_i^{yx}|$ от получаемых при 3D-инверсии $|Z_{in}^{xy}|$ и $|Z_{in}^{yx}|$.

На рис. 4 представлены результаты одномерной инверсии кривых ρ'_{yx} (рис. 4б) и трехмерной компонент матриц импеданса $|Z_i|$ (рис. 4г) для Пр. 6. В тестовой модели под ним на глубинах от 9 до 29 км (т.и. 30–42) отсутствует блок с $\rho_i = 10 \text{ Ом} \cdot \text{м}$, присутствующий под Пр. 5 (рис. 3а). Одномерная инверсия кривых $\rho'_{yx} \approx \rho^1$ отразила изменение ρ_i верхнего структурного этажа, осадочного чехла, разлома под т.и. 30 и проводящего блока под т.и. 36–42 (рис. 4б). Однако проводящий блок под т.и. 6–12 не выделила. Трехмерная инверсия его показала, скорректировав параметры низкоомных

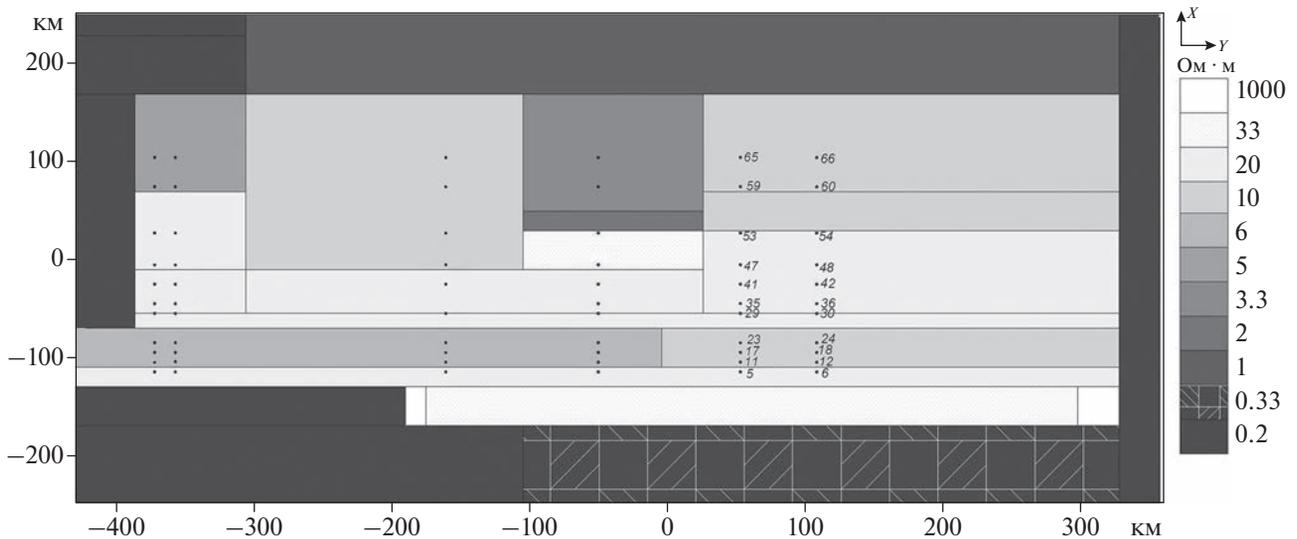


Рис. 2. Сечение на уровне $Z = 100$ м тестовой 3D-модели Северного Кавказа. Справа – шкала УЭС верхних модельных блоков (ρ), ● – точки инверсии $[Z_i]$. Курсивом показаны их номера для Пр. 5 (т.и. 5–65), отвечающего положению Пр. V на рис. 1, и Пр. 6 (т.и. 6–66).

аномалий под т.и. 18–42. Полученные S_{in} близки к тестовым S_t в т.и.: 6–12, где $S_t = 170$ См и $S_{in} = 200–250$ См; 18–24 – $S_t = 120$ См и $S_{in} \approx 150–200$ См; 30 – $S_t = 500$ См и $S_{in} \approx 170–200$ См; 36 – $S_t = 600$ См и $S_{in} \approx 350–500$ См. На рис. 5 показаны тестовые $\rho'_{xy}(T)$, $\rho'_{yx}(T)$ и инверсионные кривые $\rho_{xy}^{in}(T)$, $\rho_{yx}^{in}(T)$. Для т.и. 6–18 значения отклонений $\delta_{yx} = 5–35\%$ и $\delta_{xy} = 1–25\%$, в т.и. 24 – $\delta_{yx} = 1–25\%$ и $\delta_{xy} = 0.5–5\%$, 30 $\delta_{yx} = 1–10\%$, $\delta_{xy} = 0.5–10\%$. Минимальные δ_{yx} приходятся на т.и. 30–54.

Для других сечений тестовой модели, опыты по 3D-инверсии [Белявский, 2023], также показали на восстановление программой WSINV3DMT (с учетом действия принципа эквивалентности и появления псевдоаномалий проводимости) параметров низкоомных блоков, расположенных под неоднородным верхним слоем. Отклонения полученных при этом ρ_{in} от тестовых ρ_t может достигать 100–200%, однако интегральная проводимость $S_{in}(X_{in}, Y_{in}, Z_{in})$ близка к тестовой S_t , как и максимальный градиент уменьшения $\rho_{in}(X_{in}, Y_{in}, Z_{in})$ вдоль оси Z к положению кровли низкоомных блоков.

Стартовые геоэлектрические модели центральной части Северного Кавказа

На экспериментальных профилях МТЗ, где можно ограничиться 1D/2D-инверсиями инвариантных компонент тензоров импеданса $[Z_{ob}]$, полученные ранее геоэлектрические разрезы для Ставропольского свода, Индоло-Кубанского и Восточно-Кубанского прогибов [Белявский и др., 2007] включались в стартовые 3D-модели.

При трехмерной размерности среды, определяемой по параметрам асимметрии матриц $[Z_{ob}]$ [Бердичевский, Дмитриев, 2009] $skew = |Z_{xx} + Z_{yy}|/|Z_{xy} - Z_{yx}|$ и $skew\eta = [Im(Z_{xy}Z_{yy}^* + Z_{xx}Z_{yx}^*)]^{1/2}/|Z_{xy} - Z_{yx}|$, составлялись модели, учитывающие результаты, полученные методом подбора 3D-модельных кривых $\rho_m^{max H}(T)$ и $\rho_m^{min H}(T)$ к экспериментальным $\rho_{ob}^{max H}(T)$ и $\rho_{ob}^{min H}(T)$.

Для достижения максимального согласия между компонентами $[Z_{ob}]$ и $[Z_{in}]$, в стартовых моделях варьировались параметры модельных блоков, размеры сеток их дискретизации и число инвертируемых тензоров импедансов. Для центральной части Северного Кавказа рассматривалось около 30 стартовых моделей, с разным числом ячеек дискретизации. В моделях 1 типа их задавалось: 46 по оси X ; 50 по оси Y ; 20 по оси Z , с шагом между узлами сетки 5 км (по осям X, Y); в моделях 2 типа – 34 ячейки по оси X , 50 по оси Y и 20 по оси Z при шаге 3 км. В стартовых моделях в верхний слой, мощностью $\Delta H = 150$ м, с $\rho_m = 10$ Ом·м вставлены блоки с ρ_m : 100 Ом·м, 1000 Ом·м (выступы складчатого основания) и 5–20 Ом·м (впадины и прогибы). Расположенные ниже блоки, аппроксимировали изменение проводимости прогибов и поднятий (данные 1D/2D-инверсий и 3D-моделирования).

Приэльбрусский профиль (Пр. V)

В пределах Главного Кавказского хребта на средних и низких частотах параметры асимметрии $skew$ и $skew\eta > 0.3$, указывая на трехмерное

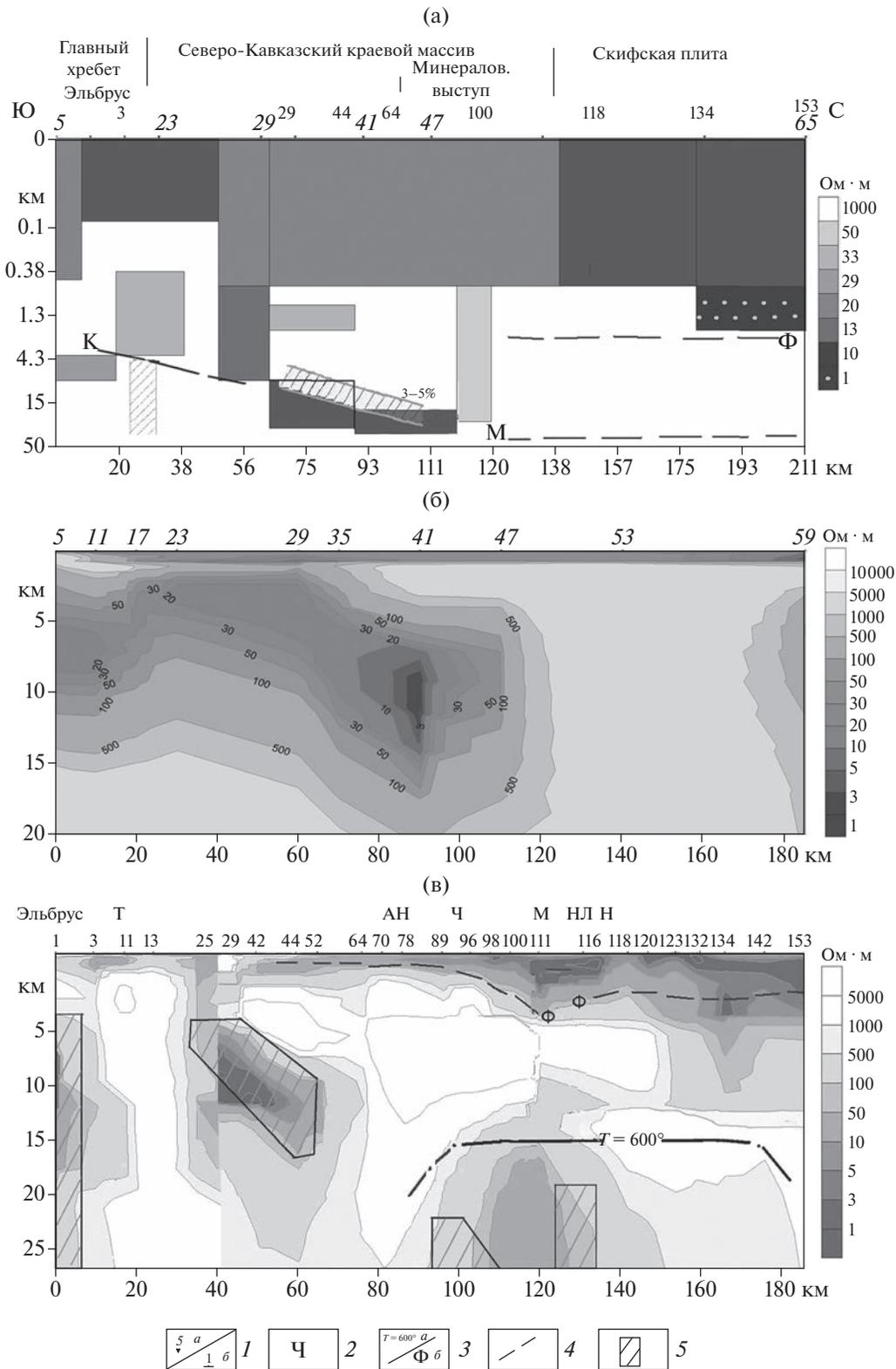


Рис. 3. Приэльбрусский профиль (Пр. V), результаты трехмерной интерпретации: (а) – методом подбора параметров 3D-моделей (рис. 2) [Белявский, 2007], масштаб по оси глубин логарифмический; (б), (в) – 3D-инверсия (WSINW3DMT) тестовых матриц $[Z_1]$ модельных (б) и экспериментальных $[Z_{об}]$ (в). Условные обозначения: 1 – положение и номера: a – модельных т.и., b – экспериментальных т.и.; 2 – аббревиатура разломов согласно рис. 1; 3 – положение изо-термы с $T = 600^{\circ}\text{C}$ – a и кровли фундамента – b ; 4 – границы Мохо (М) и Конрада (К) [Атлас карт..., 1998]; 5 – блоки с 3–5% дефицитом скорости продольных волн [Шемпелев и др., 2020].

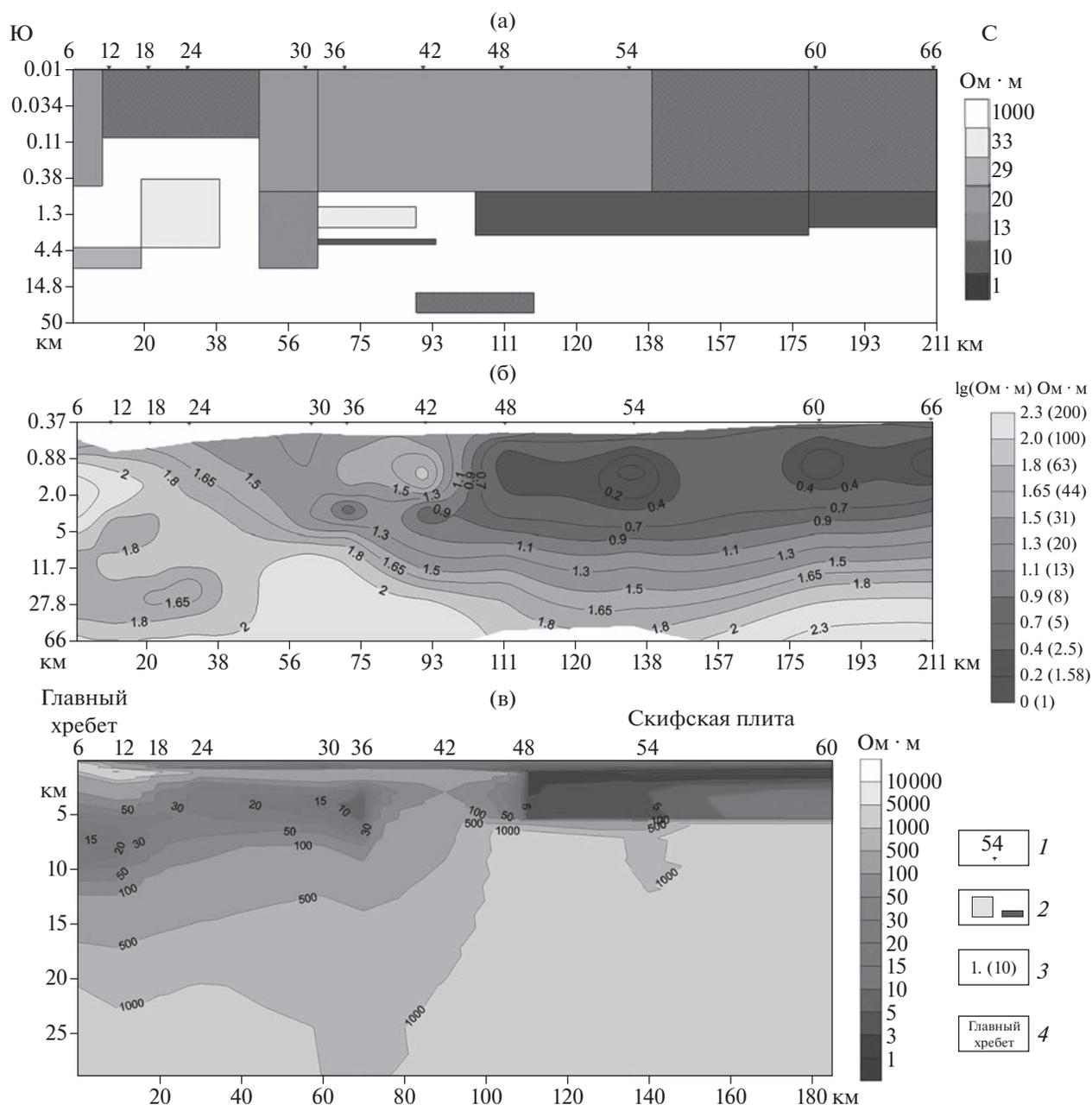


Рис. 4. Результаты одномерных инверсий кривых ρ_{yx} (б) и трехмерной матрицы $[Z_i]$ (в) в тестовой 3D-модели (а) для Пр. 6 (т.и. 6–66, рис. 2). Условные обозначения: 1 – т.и.; 2 – модельные блоки; 3 – шкала УЭС в логарифмическом и линейном масштабах; 4 – названия структур.

распределение УЭС [Белявский, 2007]. Кривые

ρ_{ob}^{maxH} на средних частотах ориентируются по азимутам: $(-10^\circ) - (-40^\circ)$ на Главном хребте Большого Кавказа, $-10^\circ - 50^\circ$ в пределах Северо-Кавказской моноклинали и от -30° до 70° в Терско-Кумской впадине (рис. 1). Методом подбора 3D-модельных кривых ρ_m^{maxH} , ρ_m^{minH} к ρ_{ob}^{maxH} и ρ_{ob}^{minH} выделены блоки под: Главным Кавказским хребтом (т.н. 1–3) с $\rho_m \approx 30$ Ом·м и Северо-Кавказским краевым массивом (т.н. 29–100) с $\rho_m \approx 10-15$ Ом·м (рис. 3а).

Краснополянский профиль (Пр. IV)

Согласно распределению параметров асимметрии, на частотах ниже 1 Гц, области квазидвумерной размерности – $skew < 0.15$, расположены под Ставропольским сводом и в Восточно-Кубанском прогибе. На низких частотах импедансы Z_{ob}^{maxH} ориентируются по азимутам $70^\circ - 90^\circ$, а на средних по $-30^\circ - (-40^\circ)$, близким к структурным линиям региона. Двумерная инверсия кривых ρ_{ob}^{maxH} и их фаз $Arg Z_{ob}^{maxH}$, проведенная в режиме

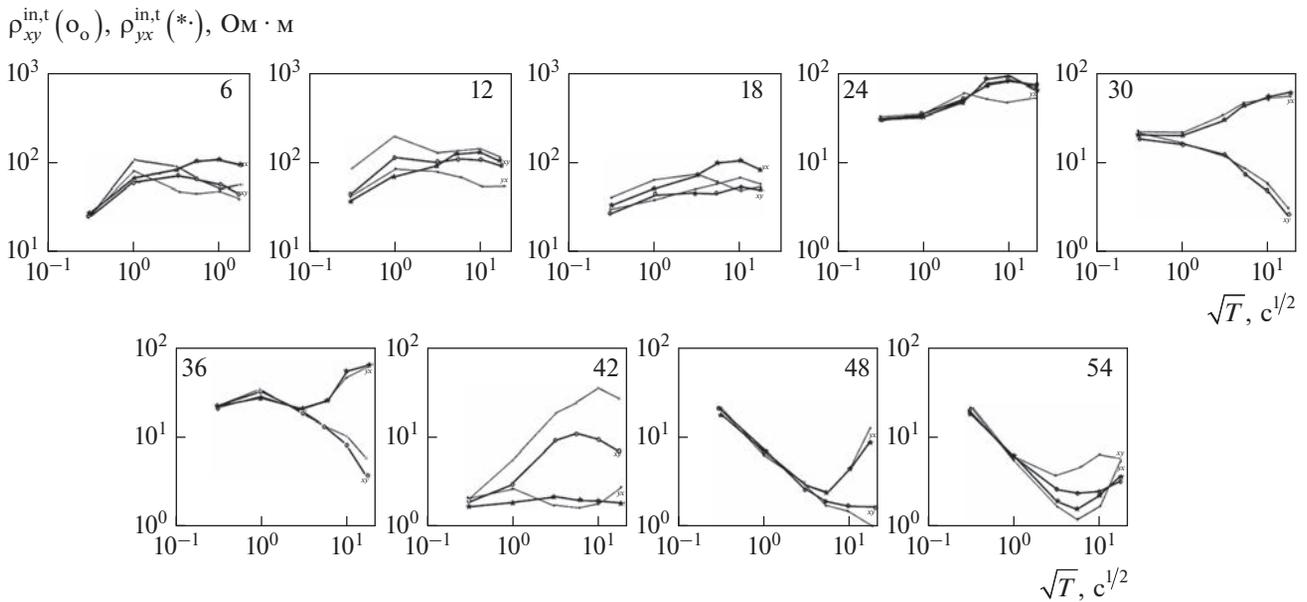


Рис. 5. Кривые кажущегося сопротивления ($\rho_{yx}^{in,t}, \rho_{xy}^{in,t}$) для сечения тестовой 3D-модели (рис. 4). Линии широкие – кривые ρ_{yx}^{in} и ρ_{xy}^{in} , а отвечающих 3D-инверсии тестовые ρ_{yx}^t, ρ_{xy}^t (тонкие).

Е-поляризации (рис. 6а), выделила под складчатой системой Кавказа (т.н. 2–3) на глубинах $Z_{in} = 10–12$ км блок с $\rho_{in} = 5$ Ом · м мощностью $H_{in} = 20–30$ км. Метод подбора 3D-моделей разделил его на два, сместив верхний блок с $\rho_{in} = 20$ Ом · м на глубину 15 км, а нижний с $\rho_{in} = 40$ Ом · м до $Z_{in} = 30$ км.

Профили Минераловодского выступа (X, XI, XII)

На профиле X на высоких частотах $skew < 0.2$, а на низких $skew > 0.2$, как и параметры фазовой асимметрии – $skew \eta$. Кривые $\rho_m^{maxH}, \rho_m^{minH}$ ориентируются по азимутам $20^\circ–30^\circ$. На профиле XII, на большинстве т.н. параметр $skew > 0.2$. На периодах $T > 40$ с кривые ρ_m^{maxH} ориентируются, в основном, по азимуту $100^\circ–120^\circ$ [Белявский, 2007]. Близкая ситуация наблюдается и на профиле XI.

О надежности геоэлектрических разрезов, получаемых при 3D-инверсии

Соответствие экспериментальных кривых $\rho_{ob}^{xy}, \rho_{ob}^{yx}$, полученным при 3D-инверсии $\rho_{in}^{xy}, \rho_{in}^{yx}$, является критерием надежности рассматриваемых геоэлектрических разрезов. Их частотные характеристики представлены на рис. 7. Видно, что программа WSINV3DMT на периодах $T > 10–50$ с дает сглаженные изменения значений $\rho_{in}^{xy}, \rho_{in}^{yx}$,

вызванных на кривых ρ_{ob}^{xy} и ρ_{ob}^{yx} локальными неоднородностями, расположенными под профилями X (а), XI (б), XII (в), V (г) и IV (д). То есть, она частично гасит проявление “S-эффекта” на кривых $\rho_{ob}^{xy}, \rho_{ob}^{yx}$ при выделении региональных аномалий проводимости, залегающих в нижней части разреза. Аналогичные выводы получены для других профилей МТЗ [Белявский 2022; 2023].

При решении обратной МТ задачи, на 13–24 итерациях инверсионного процесса, параметр RMS уменьшался до $RMS = 4.1–4.6$. За результирующую принималась 3D-модель в которой, при минимальных RMS достигались и минимальные отклонения (δ_{xy}, δ_{yx}) экспериментальных модулей импедансов $|Z_{ob}^{xy,yx}|$ от $|Z_{in}^{xy,yx}|$ в т.и. МТЗ, под которыми выделены аномалии проводимости.

Распределение δ_{xy}, δ_{yx} для центральной части Северного Кавказа представлено на рис. 8, а их осредненные значения составляют на периодах:

- $T = 0.1–1$ с, Пр. X – $\delta_{yx,xy} = 1–5\%$ (редко $\delta_{yx,xy} = 10–15\%$), а на Пр. XII, XI – $\delta_{yx,xy} = 1–10\%$ (редко $\delta_{yx,xy} = 15–20\%$);
- $T = 10–300$ с, Пр. X и XII – $\delta_{xy} = 1–25\%$, $\delta_{yx} = 1–12\%$ (редко $\delta_{xy,yx} > 20\%$) и на Пр. XI – $\delta_{yx} = 1–10\%$, $\delta_{xy} = 1–35\%$;
- $T = 0.1–300$ с, Пр. V – $\delta_{xy,yx} = 1–25\%$ (редко $\delta_{xy,yx} > 25\%$),
- $T < 10$ с, Пр. IV – $\delta_{xy,yx} = 1–7\%$, а на $T = 10–400$ с – $\delta_{yx} = 5–20\%$ и $\delta_{xy} = 10–60\%$.

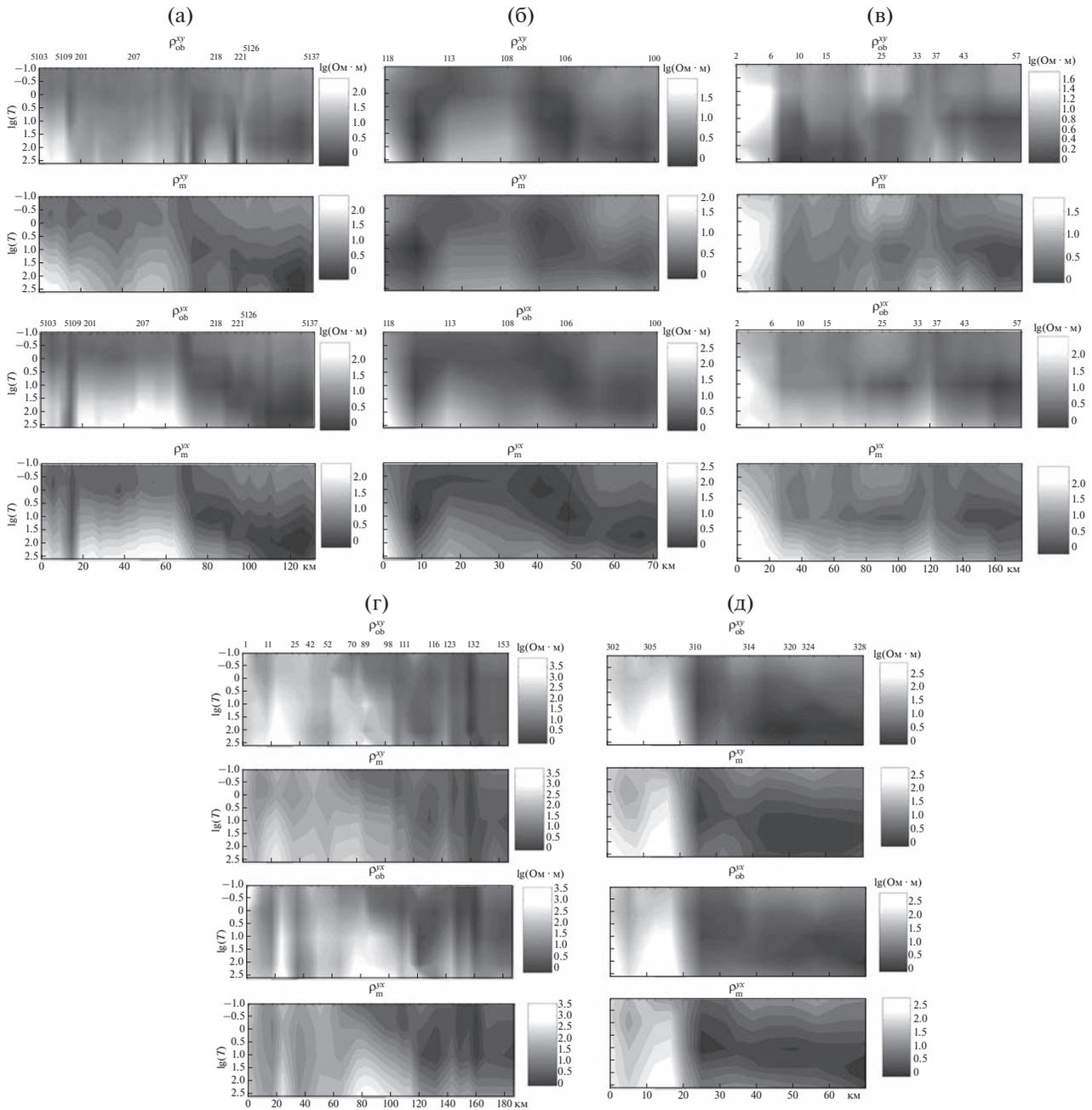


Рис. 7. Экспериментальные ($\rho_{ob}^{xy}, \rho_{ob}^{yx}$) и инверсионные ($\rho_{in}^{xy}, \rho_{in}^{yx}$) карты кажущихся сопротивлений на профилях МТЗ: X (а), XI (б), IV (в), V (г) и д – XII. Сверху – т.и. МТЗ. Справа шкалы УЭС в $\lg(\text{Ом} \cdot \text{м})$, слева периоды в $\lg(T, \text{с})$.

– Пр. V, 25 – $\delta_{yx} < 50\%$, т.и. 29 – $\delta_{yx} < 25\%$ и т.и. 44 – $\delta_{yx} < 15\%$.

– Пр. IV, 2, 8 и 19 – $\delta_{yx} < 20\%$.

Более высокие значения погрешностей δ_{xy} по сравнению с δ_{yx} на Пр. IV связаны с проявлением на импедансах Z_{ob}^{xy} (Z_{ob}^{\perp}) краевого эффекта от южного борта Индоло-Кубанского прогиба. Он полностью не компенсируется понижением модельных

$|Z_{in}^{xy}|$ до минимальных значений экспериментальных $|Z_{ob}^{xy}|$. Аналогичная ситуация наблюдается на Пр. X, протягивающегося вдоль северной границы Минераловодского выступа, и на Пр. V, где импедансы Z_{ob}^{yx} ориентируются близко к простиранию структурных линий и погрешности δ_{yx} меньше, чем δ_{xy} . Низкоомные блоки в нижней части разреза проявляются, в основном, на про-

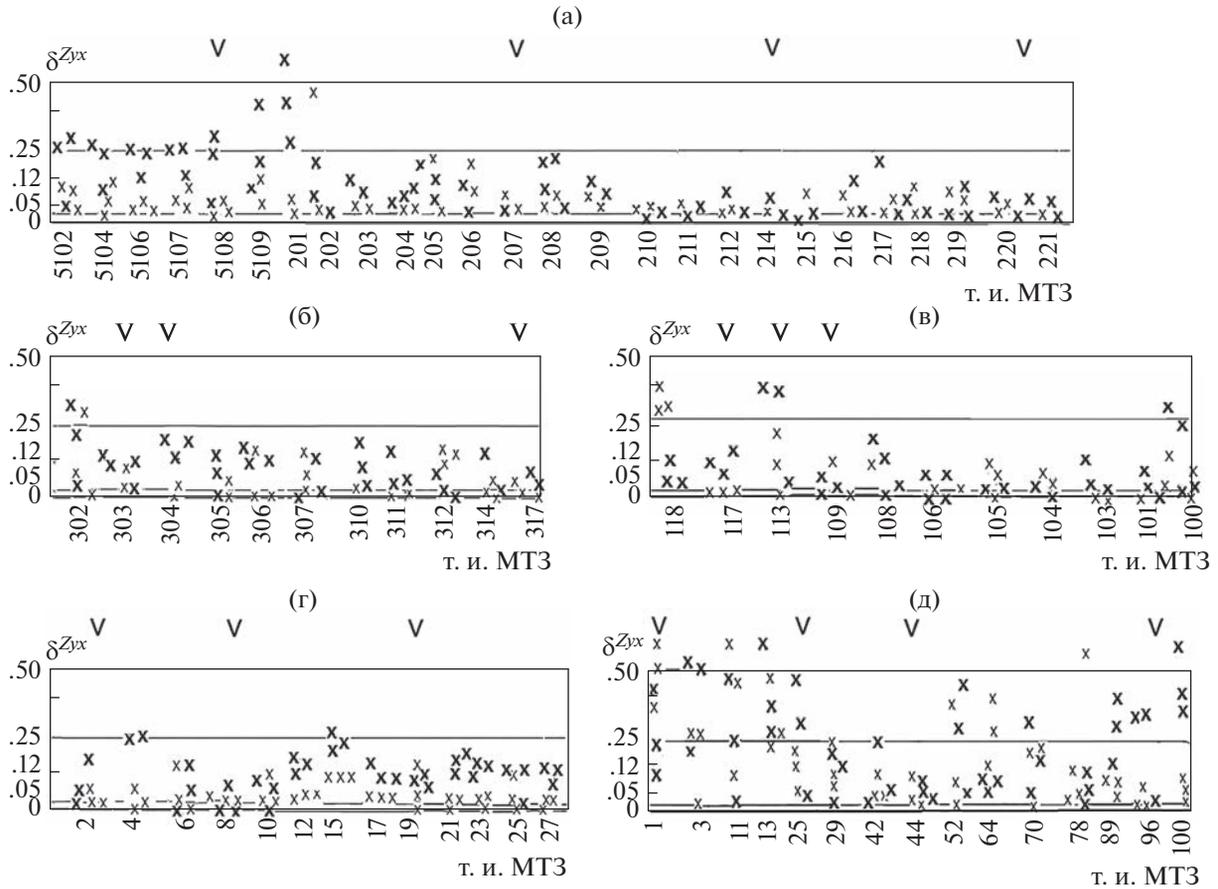


Рис. 8. Относительные среднеарифметические погрешности (δ_{yx}) 3D-инверсии кривых ρ_{ob}^{yx} на профилях МТЗ: X (а), XI (б), XII (в), IV (г) и V (д). Кресты: малые для периодов $0.1 < T < 1$ с, большие – $10 < T < 300$ с. V – низкоомные зоны.

дольных импедансах Z_{in}^{\parallel} , а не на поперечных – Z_{in}^{\perp} , что позволяет положительно оценивать возможности проводимой 3D инверсии восстанавливать параметры геоэлектрического разреза и подтверждается проведенными исследованиями на тестовых моделях (рис. 3, рис. 4).

В пределах Таманского перегибательного прогиба и Новороссийской складчатой зоны [Белявский, 2023] погрешности δ_{xy} и δ_{yx} над низкоомными блоками составляют:

– Пр. VI, вблизи вулкана Гладковский $\delta_{xy} \approx 50\text{--}70\%$, $\delta_{yx} < 10\%$ (т.и. 80); для Главного Кавказского разлома $\delta_{xy} < 10\%$, $\delta_{yx} = 20\text{--}60\%$ (т.и. 74) и $\delta_{xy} < 45\%$, $\delta_{yx} = 10\text{--}30\%$ (т.и. 75); в зоне пересечения Анапского и Молдованского разломов $\delta_{xy} \approx \delta_{yx} < 10\%$ (т.и. 63) и $\delta_{xy} < 50\%$, $\delta_{yx} < 20\%$ (т.и. 66), а Ахтырского и Джигинского разломов $\delta_{xy} \approx \delta_{yx} < 20\%$ (т.и. 59, 63).

– Пр. VIII, для Главного Кавказского разлома $\delta_{xy} \approx \delta_{yx} = 1\text{--}60\%$ (т.и. 9–10); в зоне Ахтырского разлома $\delta_{xy} \approx \delta_{yx} = 1\text{--}50\%$ (т.и. 15), $\delta_{xy} = 100\text{--}50\%$,

$\delta_{yx} = 10\text{--}50\%$ (т.и. 16). На профилях VI и VIII кривые МТЗ ориентированные вдоль разломов (рис. 1) имеют меньшую погрешность отклонения модельных кривых от экспериментальных.

В пределах восточной части Северного Кавказа кривые, ориентированные вдоль структурных линий, имеют на Пр. IX δ_{yx} : $1\text{--}20\%$ (т.и. 1–3; 19), $1\text{--}10\%$ (т.и. 11, 27, 52 и 68), а на Пр. XIII, $\delta^{xy} \approx \delta^{yx} = 1\text{--}20\%$ (т.и. 101–106), $\delta^{xy} \approx \delta^{yx} = 1\text{--}50\%$ (т.и. 107–114).

ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ РЕГИОНА

Краснополянский профиль

Трехмерная инверсия матриц $[Z_{ob}]$ скорректировала параметры проводящего блока, выделенного при 2D-инверсии под северным бортом складчатой системой Большого Кавказа (т.н. 2), до значений $\rho_{in} = 50$ Ом · м в интервале глубин 10–25 км (рис. 6б). Под этой аномалией проводимости, глубже 30 км расположен домен [Белявский

и др., 2007] с повышенным поглощением обменных волн землетрясений (МОВЗ), обрамляющий Черкесский разлом. В зоне перехода от Восточно-Кубанского прогиба к Северо-Кавказской моноклинали (т.н. 6–8) аномалия с $\rho_{in} = 10\text{--}50 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ также коррелирует с областью повышенного затухания обменных волн, погружающейся под Восточно-Кубанский прогиб. Область повышенной проводимости на глубинах свыше 5 км под МТЗ 17–21 близка к глубинному разлому, выделенному методом МОВЗ.

Приэльбрусский профиль

Под Главным Кавказским хребтом, вблизи вулкана Эльбрус (т.н. 1–3) на глубинах от 5 до 20 км и в пределах Тырнаузского разлома (т.н. 10–11) в верхней части разреза ($Z_{in} < 1.5 \text{ км}$) выделены аномалии с $\rho_{in} = 5\text{--}10 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ (рис. 3в). Под Северо-Кавказской моноклиной от т.н. 25 к т.н. 64 (Армавир-Невиномысский разлом) с глубины 5 км и до 15 км погружается блок с $\rho_{in} = 1\text{--}10 \text{ Ом} \cdot \text{м}$, отвечающий положению низкоомным блокам, выделенным методом подбора (рис. 3а). Апробация программы WSINV3DMT показала (рис. 3б), что они выделяются на всем их протяжении, поэтому принято распределение $\rho_{in}(X_{in}, Y_{in}, Z_{in})$, представленное на рис. 3в.

Эти аномалий низкого УЭС коррелирует с блоками повышенного затухания обменных волн землетрясений (поглощение возрастает в 3–4 раз) и дефицитом скорости продольных волн до 3–5% (рис. 3). Такая картина отвечает надвику низкоомного и низкоскоростного блока Скифской плиты, приведшему “к вбрасыванию ее слоев”, росту мощности коры под орогеном Большого Кавказа [Шемпелев и др., 2020].

Аномалия с $\rho_{in} = 10\text{--}50 \text{ Ом} \cdot \text{м}$, расположенная глубже 15 км под т.н. 98–116, ассоциирует с системой разломов, ограничивающих Минераловодский выступ и Ставропольский свод (рис. 3). Она выделена под изотермой $T = 600^\circ\text{C}$ [Левин, Кондорская, 1998], что показывает на ее возможную связь с флюидонасыщением.

Профили Минераловодского выступа

Система разломов (Чегемский, Минераловодский и Нагутско-Лысогорский), обрамляющих Нальчик-Минераловодскую флексурно-сдвиговую зону северо–северо-западного простирания (рис. 9, рис. 10), характеризуется на глубинах 5–20 км аномалиями $\rho_{in} = 10\text{--}50 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ (т.н. 113–117) и $\rho_{in} = 1\text{--}3 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ (т.н. 312–314, т.н. 108–109). Выделенные под Пр. X–XI (рис. 7а, 7б) на глубинах: $Z_{in} = 10 \text{ км}$ аномалии с $\rho_{in} = 3\text{--}10 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ (т.н. 5109, т.н. 207–208); $Z_{in} = 20 \text{ км}$ с $\rho_{in} = 50\text{--}100 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ (т.н. 214–216, т.н. 303–304; т.н. 117) и с $\rho_{in} = 2\text{--}5 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ в

т.н. 108–109 коррелируют с положением Армавир-Невиномысского, Минераловодского и Нагутско-Лысогорского разломов.

Под Минераловодским выступом аномалии повышенной проводимости (Пр. V, X, XII) согласуются с границами Эльбрусско–Минераловодской зоны сдвиговых нарушений [Милановский и др., 1989] и с глубинными разломами, ограничивающими Нальчик-Минераловодскую флексурно-разрывную зону. Вдоль нее концентрируются эпицентры землетрясений [Габсарова и др., 2020], примыкая или частично охватывая локальные зоны понижения скорости продольных волн и электрического сопротивления под Минераловодским выступом и Северо-Кавказским краевым массивом (рис. 9, рис. 10а, 10в). Восточнее Северо-Кавказского краевого массива (рис. 9а, 9в; т.н. 218–5132, 118–108) понижение скорости продольных волн объясняется с учетом изменения скорости и поперечных волн, ростом содержания SiO_2 (с 63 до 65%) [Булин, Егоркин, 2000].

ИСТОЧНИК ПОВЫШЕННОЙ КОРОВОЙ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ

Возникновение свободной фракции флюида и путей его транспортировки может быть связано: с магматической формой их переноса из мантии преобразованием серпентинитов, дегидратацией пород, фазовыми превращениями минералов, процессами дилатансии и скоплением флюида в зонах перехода от более хрупкой коры к жесткой.

О высокой проницаемости шовных зон, ограничивающих Северо-Кавказский краевой массив, свидетельствует и повышение в них концентрации гелия на 4 порядка по сравнению с фоновыми его значениями [Собисевич и др., 2005]. Основным аргументом в пользу флюидонасыщения проводящих блоков коры является их корреляция с доменами повышенного поглощения и дефицита скорости сейсмических волн. Маловероятно, что графитизированные образования являются источником низкого УЭС при дефиците скорости до 3–5% в тех же проводящих блоках. При скорости продольных волн в графите $V_p = 4.3 \text{ км/с}$ содержание графита в низкоскоростных блоках должно достигать 6–10% [Белявский, 2007], а таких сведений не найдено.

Понижение удельного сопротивления на глубинах, где температура достигает 600°C , можно объяснить выделением воды из водосодержащих минералов [Браун, Массет, 1984], например, процессами дегидратации серпентинитов при $T = 500^\circ\text{C}$ или пород амфиболитовой фации метаморфизма при $T = 680^\circ\text{C}$. Такие же температуры ведут к процессу терморазуплотнения и уменьшению УЭС на два порядка [Зонов и др., 1989]. Необходимая для этого температура в 600°C подни-

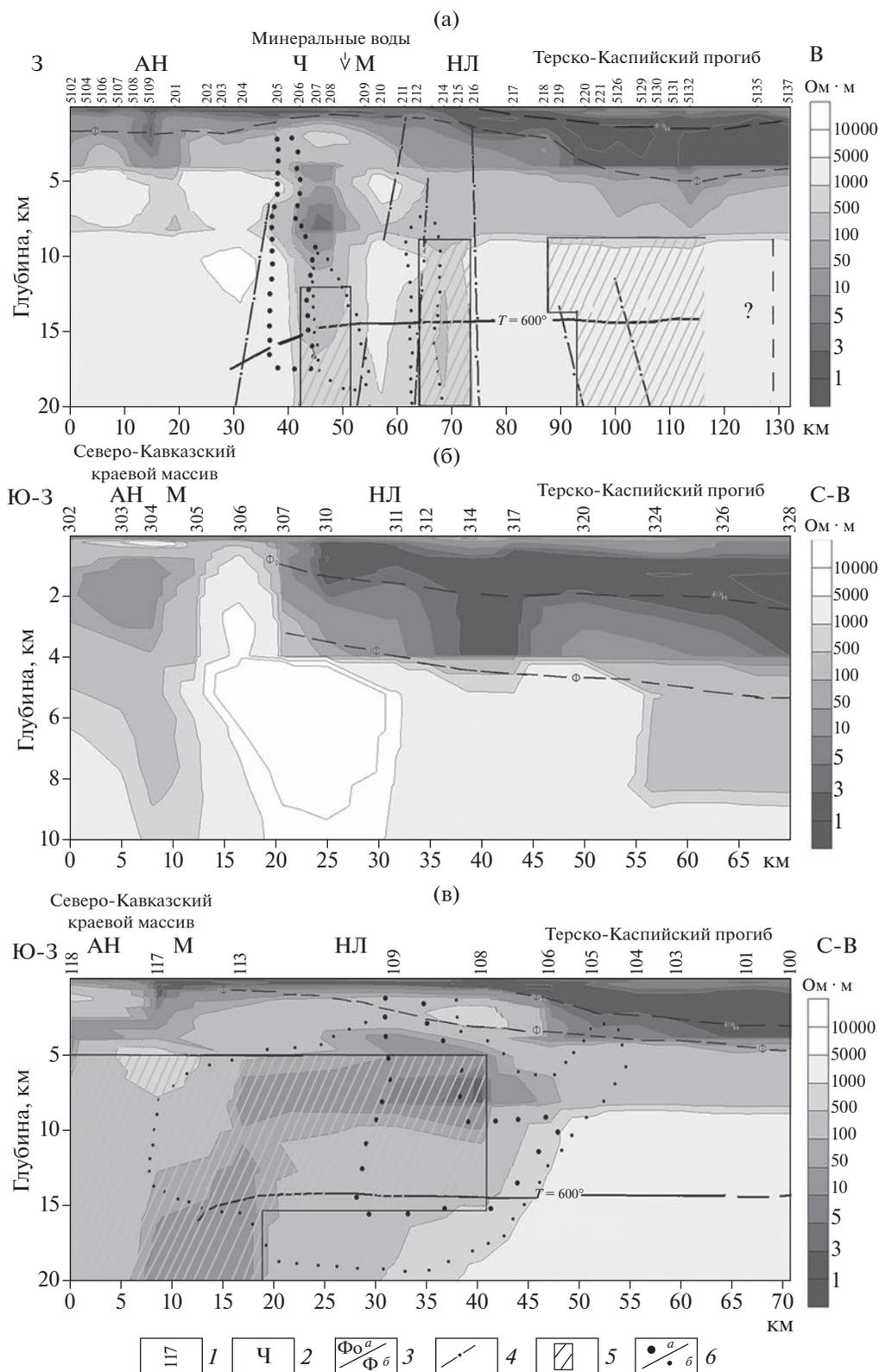


Рис. 9. Геоэлектрические разрезы (программа WSINW3DMT) по профилям МТЗ (рис. 1): (а) – X, (б) – XII, (в) – XI. Условные обозначения: 1 – т.и. МТЗ; 2 – глубинные разломы (рис. 1); 3 – кровля складчатого основания – *a* и кристаллического фундамента – *b* [Атлас карт..., 1998]; 4 – разломы, выделенные по сейсмическим данным; 5 – блоки пониженными $\Delta V_p = 2-4\%$ относительно средних скоростей; 6 – границы областей высокой *a* – и менее высокой концентрации землетрясений – *b*.

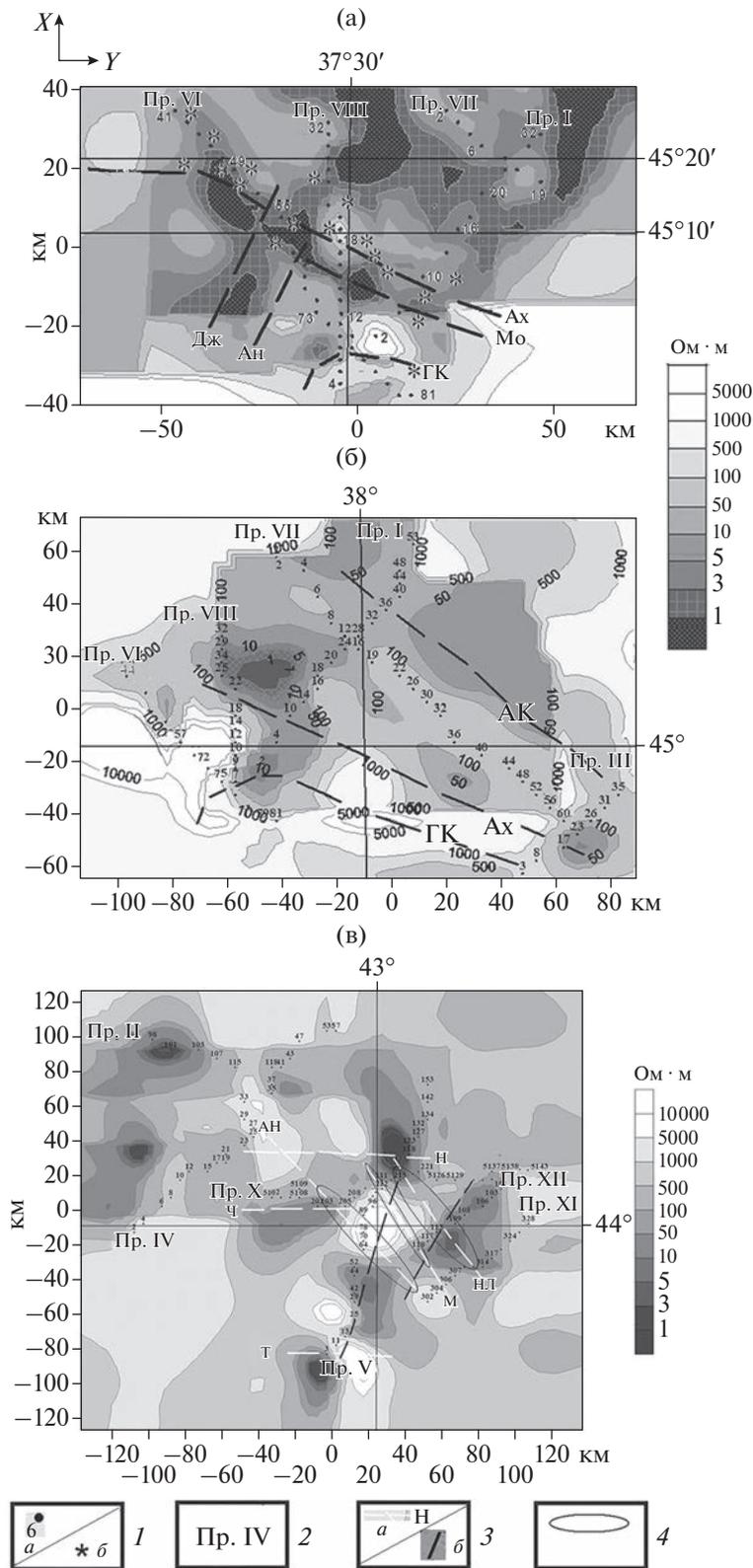


Рис. 10. Распределение УЭС (3D-инверсия) на глубинах: (а) – 5.5 км; (б) – 8.6 км (западная часть Северного Кавказа); (в) – 6.6 км (центральная часть Северного Кавказа): 1 (а – номера МТЗ; б – грязевые вулканы); 2 – профили МТЗ; 3 (а – глубинные и региональные разломы (рис. 1), б – границы Эльбурско–Минераловодской зоны сбросо-сдвиговых нарушений [Милановский и др., 1989], глубинные разломы М и НЛ (рис. 1), ограничивающие Нальчик-Минераловскую флексурно-разрывную зону); 4 – области концентрации эпицентров землетрясений [Габсатарова и др., 2020].

мается к глубинам 15–20 км под Ставропольским сводом и Минераловодским выступом (рис. 3, рис. 9). Наблюдаемый здесь повышенный тепловой поток связывается с коровыми астенотиндами [Левин, Кондорская, 1998]. Проведенные GPS-исследования показали на расширение в настоящее время структур Большого Кавказа. Распространенные здесь надвиги вызваны напряжениями субгоризонтального сжатия и “внедрением минерального вещества восходящими потоками глубинных флюидов...” [Лукк, Шевченко, 2019]. Возможность присутствия внутрикоровой гидрогеотермосферы на глубинах 8–15 км, где сосредоточено более 90% землетрясений, аргументирована и в работе [Курбанов, 2001].

ОЦЕНКА СОДЕРЖАНИЯ ФЛЮИДА В СЕВЕРО-КАВКАЗСКОМ РЕГИОНЕ

Содержание связанных в проводящие цепи водных долей флюида f_p определялось согласно зависимости удельного электрического сопротивления ρ в двухфазных породах от ρ_s его скелета и ρ_f флюида, заполняющего поры [Shankland, Waff, 1977]. При $f_p < 15\%$, полной связанности флюида в цепи, проводящие ток, $\rho_f \ll \rho$. Тогда содержание флюида, оценивается из модифицированного закона Арчи $f_p = 1.5\rho_f/\rho$, который подтвержден численными расчетами для сред, содержащих кубические или шаровые высокоомные включения, вдоль которых распределен флюид. Лабораторные исследования показали, что уменьшение содержания связанных в нити долей флюида f_p в два раза, при той же их концентрации, ведет к увеличению УЭС блоков горных пород в 8–10 раз [Shimojuku et al., 2014]. Зависимость ρ_f минерализованного водного раствора от температуры и давления принималась согласно работе [Физические свойства..., 1984].

Минерализация подземных вод в пределах Северного Кавказа изменяется от первых граммов до нескольких сотен на литр [Лаврушин, 2012]. Электропроводность флюида рассчитывалась с учетом данных о средней его минерализации солями хлорида натрия в пределах: Таманского полуострова с $C = 16–20$ г/л, центральной части Северного Кавказа – $C = 10$ г/л и восточной части Северного Кавказа – $C = 8$ г/л. При температуре $T = 18^\circ\text{C}$ и атмосферном давлении соответственно имеем: $\rho_f = 0.4$ Ом·м, $\rho_f = 0.6$ Ом·м и $\rho_f = 0.8$ Ом·м.

На глубинах 3 км и 10 км в коре Таманского полуострова температура составляет 120 и 300°C [Ершов и др., 2015]. Увеличение с глубиной давления и температуры дает ρ_f при: $H = 3$ км ($T = 120^\circ\text{C}$) – $\rho_f = 0.13$ Ом·м, 5 км ($T = 200^\circ\text{C}$) – $\rho_f = 0.1$ Ом·м и на 10 км ($T = 300^\circ\text{C}$) $\rho_f = 0.05$ Ом·м. При оценке содержания связанных долей флюида

да принято, что для глубин 3–5 км $\rho_f = 0.1$ Ом·м, а 6–10 км – $\rho_f = 0.07$ Ом·м.

Для центральной части Северного Кавказа температура достигает на глубинах: 5–6 км значенный $T = 100–150^\circ\text{C}$; 8–10 км – $T = 200–300^\circ\text{C}$; 15–20 км – $T = 500–600^\circ\text{C}$ и на 30 км – $T = 600–800^\circ\text{C}$, что соответственно дает: $\rho_f = 0.2$ Ом·м, $\rho_f = 0.1–0.08$ Ом·м, $\rho_f = 0.05–0.06$ Ом·м и $\rho_f = 0.04$ Ом·м. Близкие оценки ρ_f получены и для восточной части Северного Кавказа [Белявский, 2022].

Содержание всех долей флюида f_v в низкоскоростных коровых блоках оценивалось по уравнению среднего времени [Wyille et al., 1956]: $f_v = (V_f/V_p)(V_o - V_p)/(V_o - V_f)$, где $V_f = 1.7$ км/с – скорость продольных волн в воде; V_p – скорость в блоке с водными флюидами; V_o – скорость в обезвоженном блоке коры. Распределения относительных аномалий скоростей продольных волн на профилях МОВЗ, близких или совпадающих с Пр. V, Пр. XII, Пр. X и Пр. IX, принято согласно работам [Шемпелев и др., 2020; Белявский и др., 2007]. Содержание f_v и его связанных водных частей f_p в коре Северо-Кавказского краевого массива и сопредельных территорий представлено в таблице, где показано распределение относительного дефицита скорости $\Delta V_p/V_o$ продольных сейсмических волн (второй столбец) и УЭС $\rho_{in}(X_{in}, Y_{in}, Z_{in})$ (пятый столбец).

Полученное распределение связанных долей флюида f_p и глубина их концентрации представлены на рис. 11. В пределах Минераловодского выступа и Северо-Кавказского краевого массива, глубже 5–10 км, f_p близко к значениям f_v или ниже (таблица). Лабораторные исследования показали, что повышение f_v относительно f_p , связано с адсорбцией части ионов NaCl на стенках капилляров [Shimojuku et al., 2014].

Превышение f_p над f_v под т.н.: 25–52 (Пр. V), 207–208 (Пр. X), 108 (Пр. XII) можно объяснить более высоким содержанием солей хлорида натрия во флюиде, чем принято при оценке f_p или проявлением принципа эквивалентности при оценке ρ_{in} , когда изменение мощности проводника и его УЭС пропорциональны. Например, в тестовой модели (рис. 3а), при интегральной проводимости S_t под т.и. 36–41 блока с $S_t = 1700–2000$ См и его $\rho_t = 10$ Ом·м, уменьшение получаемых ρ_{in} до 3–5 Ом·м и мощности аномалии до $h_{in} = 5000$ м (рис. 3б) ведет к росту оцениваемого f_p . Увеличение мощности аномалии проводимости h_{in} (т.и. 30–36, рис. 4г) до 3–4 км по сравнению с модельным блоком с $h_t = 0.5$ км (рис. 4а) при росте его ρ_{in} до 5–10 Ом·м ($\rho_t = 1$ Ом·м) ведет к кажущемуся уменьшению f_p .

Распределение водной фракции флюида

Пр. МТЗ (Пр. МОВЗ)	$\Delta V_p/V_o$ в %; f_v в %; $V_o = 6.4$ км/с до $H = 20$ км и $V_o = 6.8$ км/с для $H > 20$ км	H_p — глубины до кровли и подошвы низкоскоростного блока (т.н. МТЗ)	T (°С); структуры — зоны сдвигов, разломы	ρ_{in} (Ом · м) блока, его H_{in} (км) и доля водной фракции флюида f_p в % к объему блока
Пр. X	1) 3–4%, $f_v = 1–1.4\%$ 2) 2–4%, $f_v = 0.7–1.4\%$	1) $H_p = 12–25$ км, (207–208), 2) $H_p = 8–25$ км, (212–214)	1) $T = 100–250^\circ\text{C}$, Черкесский разлом, Нальчик–Минераловодская зона 2) $T = 100–400^\circ\text{C}$, Нагутско-Лысогорский разлом	1) $\rho_{in} = 10–3$, $H_{in} = 4$ км, $f_p = 2–8\%$, $f_p = 1.5–4\%$ (10 км) 2) $\rho_{in} = 100–200$, $H_{in} = 5–20$, $f_p \approx 0.1\%$
Пр. V	1) 10–7%, $f_v = 5–3\%$ 2) 3–5%, $f_v = 1–2\%$ 3) 2–4%, $f_v = 0.7–1.4\%$	1) $H_p = 5–35$ км, (1–3); 2) $H_p = 5–15$ км, (25–52), 40–50, (60–100) 3) $H_p = 15–40$ км, (80–116),	1) $T = 100–400^\circ\text{C}$, вулкан Эльбрус 2) $T = 150–400^\circ\text{C}$, 3) $T = 200–600^\circ\text{C}$, Нальчик–Минераловодская зона, Минераловодский разлом	1) $\rho_{in} = 5–10$, $H_{in} = 7–12$ км, $f_p = 1.5–3\%$; 2) $\rho_{in} = 3–5$, $H_{in} = 5–10$ км, $f_p = 6–3\%$; 3) $\rho_{in} = 10–50$, $H_{in} = 15$ км, $f_p = 1–0.2\%$; $H_{in} = 30$, $f_p = 0.5–0.1\%$
Пр. XII	1) 3–6%, $f_v = 1–2\%$ 2) 2–4%, $f_v = 0.7–1.3\%$ 3) 2–4%, $f_v = 0.7–1.3\%$	1) $H_p = 5–25$, (117–113) 2) $H_p = 5–20$ км, (113–109) 3) $H_p = 5–15$ км, (108)	1) $T = 200–600^\circ\text{C}$, Минерало- водский разлом, граница Эль- брусско–Минераловодской зоны 2) $T = 100–200^\circ\text{C}$, Эльбрусско–Минераловод- ский и Нагутско-Лысогор- ский разломы 3) $H = 4–10$ км, $T = 100–200^\circ\text{C}$, Эльбрусско–Минераловод- ская зона	1) $\rho_{in} = 10–30$, $H_{in} = 10$ км, $f_p = 1.5–0.5\%$, $f_p = 0.45–0.15\%$, $H_{in} = 30$; 2) $\rho_{in} = 10–30$, $f_p = 1.5–0.3\%$, $H_{in} = 10$ км, $f_p = 3–0.6\%$, $H_{in} = 5$ км; 3) $\rho_{in} = 2–5$, $H_{in} = 7–9$ км, $f_p = 3–6\%$;
Пр. IX	4.8%, $f_v = 2.7\%$	$H_p = 8–20$ км, (26, 27)	$T = 150–200^\circ\text{C}$, разлом Срединный	$\rho_{in} = 4–5$, $f_p = 6–$ 3% , $H = 7–9$ км

Введение дополнительных ограничений, например из сейсмических данных, на параметры проводящих блоков позволяет более надежно определять $\rho_{in}(X_{in}, Y_{in}, Z_{in})$ и f_p , а также внесение коррективов в шкалу возможных отклонений ρ_{in} при учете погрешностей инверсии δ_{xy}, δ_{yx} . Введен-

ное выше допущение о постоянстве минерализации флюида в частях Северного Кавказа позволяет вносить изменения в оценки f_p , представленные на рис. 11, пропорционально фактическим изменениям значений его минерализации и закона Арчи.

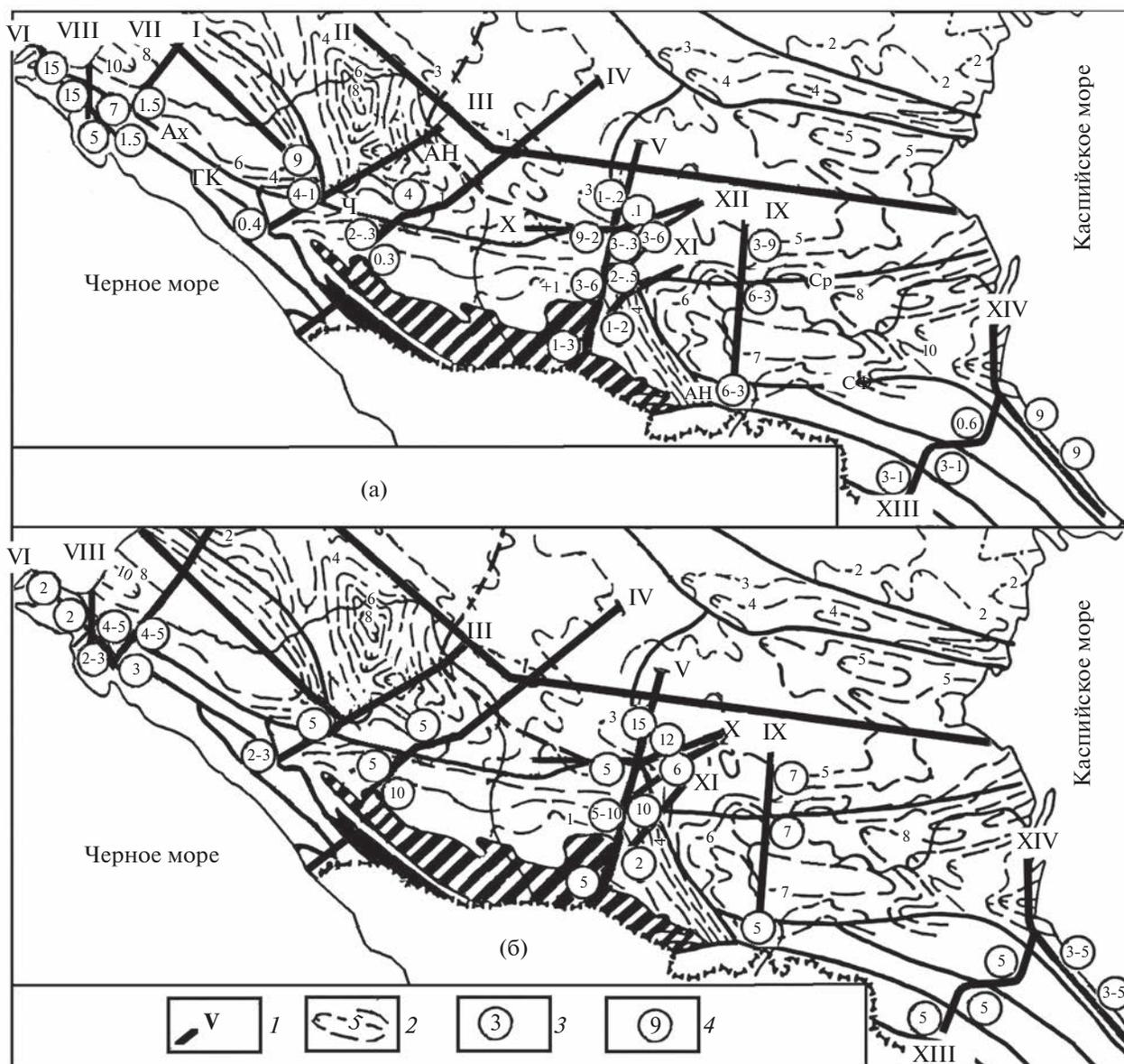


Рис. 11. Распределение связанных долей флюида f_p (%) в Северо-Кавказском регионе: 1 – профили МТЗ, 2 – глубина до фундамента; 3 – доля флюида (а); 4 – глубина до зон повышенного содержания f_p (б).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

1. В пределах глубинных разломов и шовных зон, пересекающих Минераловодский выступ и Северо-Кавказский краевой массив, максимальное содержание флюида с $f_p = 2-9\%$ сосредоточено на глубинах от 2 до 15 км (рис. 10в, рис. 11) в зонах:

– Пересечения разломов: Черкесского и Армави́ро–Невиномы́сского (т.н. 206–208, Пр. X), Нагутского и Нагутско–Лысогорского (т.н. 98–116, Пр. V), а последнего с восточной границей Эльбрусско–Минераловодской зоной (Пр. XII, т.н. 113–117, т.н. 108).

– Сопряжения Северо-Кавказского массива с прогибами Восточно-Кубанским (пр. IV, т.н. 6–8) и Терско-Каспийским (Пр. XI, т.н. 302–304) по Черкесскому и Минераловодскому разломам.

– Надвига с 15 до 5 км от Армави́р–Невиномы́сского разлома до Тырнаузского (Пр. V, т.н. 52–25) и вулканической камере Эльбрус (рис. 3б; рис. 10–рис. 11).

Высокая проводимость коровых блоков коррелирует с доменами пониженных скоростей сейсмических волн до 5% (таблица) или/и повышенным их поглощением (рис. 3, рис. 6, рис. 9). Эти факты объясняются высоким содержанием флюида

ида в разуплотненных плоскостях надвига коры Скифской плиты на южную микроплиту [Шемпелев и др., 2005], активизацией глубинных разломов и “флюидосодержащим жерлом вулкана” Эльбрус [Шемпелев и др., 2020].

2. В камерах грязевых вулканов Таманского прогиба (Пр. VI, т.н. 41, 44, 47 и 52–55, рис. 1), узлах пересечения Главного Кавказского, Ахтырского глубинных разломов с региональными (Джигинский, Анапский), отделяющими складчатые структуры Кавказа от Таманского прогиба (Пр. VI, т.н. 74–75; Пр. VII, т.н. 8–11) и в восточной части Индоло-Кубанского прогиба (Пр. VII, т.н. 53) содержание водной фракции флюида $f_p = 5–20\%$ при $\rho_{in} = 1–4 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ (рис. 10; рис. 11). Эти области ассоциируют с положением доменов повышенного поглощения сдвиговых обменных волн, приуроченных к каналам поступления флюида [Рогожин и др., 2019б]. Так в зоне Ахтырского разлома, ограничивающего Большой Кавказ на северо-западе, их затухание втрое превышает фоновые значения.

На северо-востоке Новороссийской складчатой зоны у Ахтырского и Главного Кавказского глубинных разломов f_p понижается до 1–2%, а под Пр. III (т.н. 2–4, 17–23) до $f_p = 0.4–1.5\%$ ($\rho_{in} = 50–10 \text{ Ом}$) на глубинах $Z_{in} = 4–10 \text{ км}$ (рис. 10б; рис. 11) и в области сопряжения структур Большого Кавказа и Индоло-Кубанского прогиба (Пр. I, т.н. 2, 4–10) [Белявский, 2022]. Эти блоки характеризуются и меньшим затуханием поперечных волн [Рогожин и др., 2015] в полосе подвига Скифской плиты под Большой Кавказ [Золотов и др., 2001]. В пределах этих структур, от Анапского разлома и до Новороссийской складчатой зоны, расположены землетрясения с магнитудой $M > 5$ [Стонгий, Стонгий, 2019].

3. В восточной части Северного Кавказа, под складчатыми структурами Бокового хребта, Аквалинской моноклинали, Известкового Дагестана (Пр. XIII) на глубинах от 5 км до 8 км протягиваются блоки с $f_p = 3–1\%$ ($\rho_{in} = 10–30 \text{ Ом} \cdot \text{м}$) [Белявский, 2022] от Главного хребта Большого Кавказа до Терско-Каспийского прогиба (рис. 11). В пределах поясов, разделяющих основные высокоомные структуры Восточного Кавказа, аномалии повышенных f_p погружаются к северу с глубины 1 до 5 км под Боковой хребет, Аквалинскую моноклинали и Известковый Дагестан. Положение этих зон флюидонасыщения ассоциирует с сочленением Терско-Каспийского прогиба и складчатых сооружений Восточного Кавказа [Магометов, 2010]. В ней Дагестанский клин (рис. 1) состоит из системы раздробленных надвигов по палеоцен-эоценовым отложениям, вдоль которых может поступать флюид, создающий систему проводящих структур.

В Терско-Каспийском прогибе (Пр. IX), на глубинах 5–7 км под Северным фронтальным надвигом Восточного Кавказа (т.н. 1) и в окрестности Срединного разлома (т.н. 27), разделяющего Терско-Кумскую впадину и Терско-Каспийский прогиб $f_p = 6–3\%$ (рис. 11). Первый блок флюидонасыщения связан с южным падением, надвигаемых на Терско-Каспийский прогиб структур Большого Кавказа [Белов и др., 1990]. Он коррелирует с выделенной на глубинах от 15 до 25 км аномалией повышенного поглощения скоростей волн V_S до 3–4 дБ [Рогожин и др., 2019], что объясняется “адвективным проникновением легкого, низкооборотного материала в кору”. Вторая зона флюидонасыщения коррелирует с положением менее скоростного блока с $V = 5.9 \text{ км/с}$, при средней коровой скорости $V = 6.2 \text{ км/с}$ [Краснопевцева, 1978], что отвечает $f_v \approx 3\%$, близкой к оцениваемой по f_p . В восточной части Терско-Каспийского прогиба (Пр. XIV), под широтными разломами на глубинах от 3 до 8 км, выделены аномалии проводимости с $f_p = 9\%$ [Белявский, 2022].

4. В центральном секторе Северного Кавказа проводящая область под Минераловодским выступом и краевым массивом охватывает Нагутско-Лысогорскую и Минераловодскую сдвиговые структуры (рис. 3в). Они наряду с Армавир-Невинномысским разломом, коррелируют с расположением трех лент повышенной сейсмичности (рис. 9; рис. 10в) [Габсатарова и др., 2020]. Северный фронтальный надвиг ($f_p = 3–6\%$), граничащий с Владикавказским разломом (т.н. 3, Пр. IX), окружен сейсмолинеamentом с магнитудой возможных землетрясений до $M_{max} = 6.5–7.1$ [Асманов и др., 2013] (рис. 1). Эта концентрация очагов землетрясений, отображает “... миграцию глубинных флюидных потоков вдоль, расположенных параллельно высокоскоростному блоку, слоев с пониженными скоростями продольных волн” [Краснопевцева, Кузин, 2009]. В пределах Дагестанского клина и прилегающих к нему территорий Терско-Каспийского прогиба наблюдаемое высокое флюидонасыщение (рис. 11) уменьшает вязкость и устойчивость активизированных зон коры, что и проявляется в концентрации эпицентров литосферных землетрясений.

Можно констатировать, что повышенная проводимость (ионный тип) коры, связанная с ее физико-химическими свойствами, позволяет решать задачи геодинамики и сейсмической активности.

БЛАГОДАРНОСТИ

Автор благодарен организациям, предоставившим первичный электроразведочный материал ООО “ЦЭМИ” и ООО “Северо-Запад”. В работе рассмат-

ривались сейсмические данные метода МОВЗ, полученные в 1990–2006 гг. Центром ГЕОН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Асманов О.А., Адилов З.А., Даниялов М.Г.* Анализ сейсмического материала в целях среднемасштабного сейсмического районирования территории Дагестана. Труды института геологии Дагестанского научного центра РАН. Гидрогеология и некоторые прикладные аспекты геологии Восточного Кавказа. 2013. Вып. № 62. С. 218–222.
- Атлас карт Северного Кавказа: тектоническая карта Северного Кавказа. Масштаб 1: 1000000. Гл. ред. Н.И. Пруцкий. Ессентуки: Северо-Кавказский региональный геологический центр МПР России. 1998.*
- Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И.* Модели и методы магнитотеллурики. М.: Научный мир. 2009. 680 с.
- Белявский В.В.* Геоэлектрическая модель тектоносферы Северо-Кавказского региона Тверь: ООО “Издательство ГЕРС”. 2007. 250 с.
- Белявский В.В., Егоркин А.В., Ракитов В.А., Солодилов Л.Н., Яковлев А.Г.* Некоторые результаты применения методов естественных электромагнитных полей и сейсмических полей на Северном Кавказе // *Физика Земли*. 2007. № 3. С. 4–14.
- Белявский В.В.* Геоэлектрическая модель Восточного Кавказа // *Геофизика*. 2022. № 1. С. 64–69.
- Белявский В.В.* Геоэлектрическая модель Северо-Западного Кавказа: трехмерная инверсия // *Физика Земли*. 2023. № 2. С. 78–92.
- Белов А.А., Буртман В.С., Зинкевич В.П. и др.* Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования М.: Наука. 1990. 293 с.
- Браун Л., Массет А.* Недоступная Земля. М.: Мир. 1984. 262 с.
- Булин Н.К., Егоркин А.В.* Региональный прогноз нефтегазосности недр по глубинным сейсмическим критериям. М.: Центр ГЕОН. 2000. 192 с.
- Варенцов И.М.* Общий подход к решению обратных задач магнитотеллурики в кусочно-непрерывных средах // *Физика Земли*. 2002. № 11. С. 11–33.
- Вобликов Б.Г., Лопатин А.Ф.* Тектоническое строение палеозойских отложений центрального и восточного Предкавказья // *Тектоника и геодинамика*. Ставрополь. 2002. С. 87–108.
- Габсатарова И.П., Королецки Л.Н., Иванова Л.Е. Селиванова Е.А.* Землетрясения Заветненское 2 мая 2012 с $K_p = 11.2$, $M_{w\text{рег}} = 4.3$, $I_o^p = 5$ и Воровосколесское – II 15 декабря 2012 г. с $K_p = 10.8$, $M_{w\text{рег}} = 4.2$, $I_o^p = 4$ (Ставропольский край). Сильные и ощутимые землетрясения. Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН. 2020. С. 323 – 331.
- Ершов В.В., Собисевич А.Л., Пузич И.Н.* Глубинное строение грязевых вулканов Тамани по данным натурных исследований и математического моделирования // *Геофизические исследования* 2015. Т. 16. № 2. С. 69–76.
- Золотов Е.Е., Кадури И.Н., Кадурина Л.С., Недядько В.В., Ракитов В.А., Рогожин Е.А., Ляшенко Л.Л.* Новые данные о глубинном строении земной коры и сейсмичности Западного Кавказа. *Геофизика XXI столетия / Солодилов Л.Н. (ред.)*. 2001. С. 85–89.
- Зонов С.В., Зарайский Г.П., Балашов В.И.* Влияние теплового разуплотнения на проницаемость гранитов в условиях небольшого превышения литостатического давления над флюидным // *Докл. АН. СССР*. 1989. № 307(1). С. 191–194.
- Иванов П.В., Пушкарев П.Ю.* Трехмерная инверсия рассчитанных на одиночном профиле магнитотеллурических данных // *Физика Земли*. 2012. № 11–12. С. 91–96.
- Краснопевцева Г.В., Кузин А.М.* Комплексная сейсмическая интерпретация данных ГСЗ (продольные волны) на примере профиля “Волгоград–Нахичевань”. Материалы Всеросс. совещ. 18–21 августа 2009, г. Иркутск. Иркутск: ИЗК СО РАН. 2009. Т. 1. С. 61–63.
- Краснопевцева Г.В.* Глубинное строение Кавказау Строение земной коры и верхней мантии Центральной и Восточной Европы / Соллогуб В.Б. (ред.). Киев: Наукова думка. 1978. С. 190–199.
- Курбанов М.К.* Геотермальные и гидроминеральные ресурсы Восточного Кавказа и Предкавказья. М.: Наука. 2001. 260 с.
- Лаврушин В.Ю.* Подземные флюиды Большого Кавказа и его обрамления / Поляк Б.Г. (ред.). Тр. ГИН РАН. М.: ГЕОС. 2012. Вып. 599. 348 с.
- Левин Л.Э., Кондорская Н.В.* Сейсмичность центральной части Средиземноморского пояса Евразии в связи с проблемой развития нефтегазового комплекса // *Разведка и охрана недр*. 1998. № 2. С. 28–31.
- Лукк А.А., Шевченко В.И.* Сейсмичность, тектоника и GPS-Геодинамика Кавказа // *Физика Земли*. 2019. № 4. С. 99–123.
- Магомедов Р.А.* Геодинамический режим области Дагестанского клина в Альпийском цикле развития Восточного Кавказа. Институт геологии ДНЦ РАН. Сборник научных трудов выпуск № 56. Мониторинг и прогнозирование природных катастроф. Махачкала. 2010. С. 66–79.
- Милановский Е.Е., Расцветаев Л.М., Кухмазов С.У., Бирман А.С., Курдин Н.Н., Симако В.Г., Тверитинова Т.Ю.* Новейшая геодинамика Эльбрусско-Минераловодской области Северного Кавказа // *Геодинамика Кавказа*. М.: Наука 1989. С. 99–105.
- Рогожин Е.А., Малоков В.К., Миронов А.П., Овсяченко А.Н., Горбатилов А.В., Андреева Н.В., Лукашова Р.Н., Дробышев В.И., Хубаев Х.М.* Характеристики современных горизонтальных движений в зонах заметных землетрясений начала XXI в. в центральном секторе Большого Кавказа по данным gps- наблюдений и их связь с новейшей тектоникой и глубинным строением Земной коры // *Геофизические процессы и биосфера*. 2019а. Т. 18. № 1. С. 91–102.
- Рогожин Е.А., Горбатилов А.В., Харазова Ю.В., Степанова М.Ю., Шен J, Овсяченко А.Н., Ларьков А.С., Сысолин А.И.* Глубинное строение Анапской флексуно-разрывной зоны, западный Кавказ // *Геотектоника*. 2019б. № 5. С. 3–11.
- Рогожин Е.А., Горбатилов А.В., Степанова М.Ю., Овсяченко А.Н., Андреева Н.В., Харазова Ю.В.* Структура и современная геодинамика мегантиклинория Большого

- Кавказа в свете новых данных о глубинном строении // Геотектоника. 2015. № 2. С. 36–49.
- Собисевич А.Л., Лаверова Н.И., Собисевич Л.Е., Микадзе Э.И., Овсоченко А.Н.* Сейсмоактивные флюидо-магматические системы Северного Кавказа / Лаверов Н.П. (ред.). М.: ИФЗ. им. О.Ю. Шмидта РАН. 2005. 225 с.
- Стонгий Г.А., Стонгий В.В.* Сейсмотектоническая модель Северо-западного Кавказа: геолого-геофизический аспект // Физика Земли. 2019. № 4. С. 124–132.
- Шемпелев А.Г., Пьянов В.Я., Лыгин В.А., Кухмазов С.У., Морозова А.Г.* Результаты геофизических исследований вдоль Приэльбрусского профиля (вулкан Эльбрус – Кавказские Минеральные воды). Региональная геология и металлогения. 2005. № 25. С. 178–185.
- Шемпелев А.Г., Заалишвили В.Б., Чотчаев Х.О., Шамановская С.П., Рогожин Е.А.* Тектоническая раздробленность и геодинамический режим вулканов Эльбрус и Казбек (центральный Кавказ, Россия): Результаты глубинных исследований // Геотектоника. 2020. № 5. С. 55–69.
- Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика) / Н.В. Дортман (ред.). М.: Недра. 1984. 455 с.
- Druskin V., Knizhnerman L.* Spectral approach to solving three-dimensional Maxwell's diffusion equations in the time and frequency domains // Radio Sci. 1994. V. 29(4). P. 937–953.
- Counil J.L., le Mouel J.L., Menvielle M.* Associate and conjugate directions concepts in magnetotellurics // Ann. Geophys. 1986. V. 4B. № 2. P. 115–130.
- Kiyan D., Jones A., Vozar J.* The inability of magnetotelluric off-diagonal impedance tensor elements to sense oblique conductors in three-dimensional inversion // Geophys. J. Int. 2014. V. 196. P. 1351–1364.
- Miensopust M.P., Queralt P., Jones A.G.* Magnetotelluric 3D inversion - review of two successful workshops on forward and inversion code testing and comparison and the 3D MT modelers // Geophys. J. Int. 2013. V. 193. P. 1216–1238.
- Siripunvaraporn W., Egbert G., Lenbury Y., Uyeshima M.* Three-dimensional magnetotelluric inversion: data-space method // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2005. V. 150 (1–3). P. 3–14. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2004.08.023>
- Siripunvaraporn W., Egbert G., Uyeshima M.* Interpretation of two-dimensional magnetotelluric profile data with three-dimensional inversion: synthetic examples // Geophys. J. Int. 2005. V. 160. P. 804–814. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02527>
- Shimajuku A., Yoshino T., Yamazaki D.* Electrical conductivity of brine-bearing quartzite at 1 GPa: implications for fluid content and salinity of the crust // Earth Planet Sp. 2014. V. 66. P. 2. <https://doi.org/10.1186/1880-5981-66-2>
- Shankland T.I., Waff H.S.* Partial melting and electrical conductivity anomalies in the upper mantle // J. Geophys. Res. 1977. V. 82 (33). P. 5409–5417.
- Wyllie M.R.J., Gregory A.R., Gardner L.W.* Elastic wave velocities in heterogeneous and porous media // Geophysics. 1956. V. 21. P. 41–70.

Geoelectric Model of the Central Part of the Northern Caucasus and Its Fluid Saturation

V. V. Belyavsky*

Geoelectromagnetic Research Center, a branch of Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 108840 Russia

**e-mail: victor.belyavsky@list.ru*

A series of magnetotelluric and seismic studies have been carried out on profiles covering more than two thousand kilometers within the North Caucasus region. The earlier interpretation of the magnetotelluric observations by means of one- and two-dimensional inversion and three-dimensional mathematical modeling software has helped to construct a series of sections and models which are viewed as test and starting ones for the construction of a three-dimensional geoelectric model of the region. The test models have been used to test how well the software for three-dimensional inversion of the impedance tensor components in the magnetotelluric sounding method can estimate the parameters of conducting blocks in the structures of the Greater Caucasus and the Scythian plate. In the resulting geoelectric model, constructed from the results of three-dimensional inversion of all impedance tensor components, the position of low-resistance blocks correlates with deep faults, volcanoes of various genesis, and seismically active zones characterized by the reduced velocity of seismic waves and their increased absorption. The electrical resistivity of low-resistance anomalies is explained by the degree of their saturation with the fluid water fraction. Its maximum concentration is found within the intersections of fault systems, flexural-rupture zones, and deep faults activated by tectonic processes.

Keywords: electrical conductivity, magnetotelluric sounding, geoelectric sections, fluid saturation

УДК 550.8.05

КАРТИРОВАНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ПО ДАННЫМ ГИДРОМАГНИТНЫХ СЪЕМОК БАРЕНЦЕВОМОРСКОГО РЕГИОНА

© 2023 г. И. В. Лыгин¹, *, Д. А. Арутюнян¹, **, Т. Б. Соколова¹, ***,
К. М. Кузнецов¹, ****, К. В. Кривошея², *****

¹Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия

²Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт, г. Москва, Россия

*E-mail: lygin@geophys.geol.msu.ru

**E-mail: david-20.97@mail.ru

***E-mail: tb-sokolova@yandex.ru

****E-mail: kirillkuz90@yandex.ru

*****E-mail: kvk2000@inbox.ru

Поступила в редакцию 06.10.2022 г.

После доработки 26.12.2022 г.

Принята к публикации 28.12.2022 г.

Для изучения магматических комплексов в осадочном чехле Баренцевоморского региона проанализированы практически все доступные на сегодняшний день материалы гидромагнитных съемок исследуемого региона. С использованием современных методов интерпретации авторами были обработаны результаты наблюдений, проведенных в 1995–2017 гг. на профилях общей протяженностью более 93 тыс. километров. Установлено, что в центральной и северной частях исследуемого региона широко распространены рои даек северо-западного простирания; в южной части дайки не выявлены. Показано, что магматические образования в осадочном чехле фиксируются локальными магнитными аномалиями двух типов — линейными, источниками которых являются дайки, и мозаичными, связываемыми с локальными очагами магматизма. При глубине моря 100–500 м и мощности осадочного чехла более 8 км преимущественная глубина залегания верхних кромок тел, создающих аномалии, составляет около 1500 м. Анализ аномального магнитного поля позволил уточнить строение осадочного чехла, историю протекания магматических процессов и тектонического развития Баренцевоморского региона.

Ключевые слова: Баренцево море, магниторазведка, аномалии магнитного поля, магматизм, дайки, сейсморазведка, вейвлет-анализ.

DOI: 10.31857/S0002333723040075, EDN: TLPDLO

ВВЕДЕНИЕ

Баренцевоморский регион представляет интерес как для развития концепций геологического строения окраинных морей, так и для решения практических задач поиска и разведки полезных ископаемых. Для выявления особенностей геологического строения осадочного чехла, в частности, обнаружения магматических образований, проанализированы доступные модели аномального магнитного поля Баренцевоморского региона¹, проведено их обобщение и систематизация.

Несмотря на пристальное внимание исследователей к Баренцевоморскому региону, в представлениях о его геологическом строении и истории развития остается ряд дискуссионных вопросов, а

существующие тектонические схемы различаются не только в деталях, но и концептуально. В настоящей работе используется тектоническая схема, построенная в 2017 г. коллективом авторов под руководством А.В. Ступаковой при проведении обобщения геолого-геофизических материалов по арктическому региону [Ступакова и др., 2017].

Общепризнанным является факт развития существенной магматической активности на всем протяжении формирования структур осадочного чехла — проявления магматизма зафиксированы с рифея до позднего кайнозоя [Верба, 1996; Грамберг, 1997; Шипилов, 2003; Карякин, Соколов, 2018; Никишин и др., 2017; Верба, 1996; Ступакова А.В. и др., 2017; Казанин и др., 2011; Лобковский и др., 2021]. Магматические комплексы, в том числе и являющиеся источниками магнитных

¹ Здесь и далее акцент сделан на Российский сектор Баренцевоморского региона.

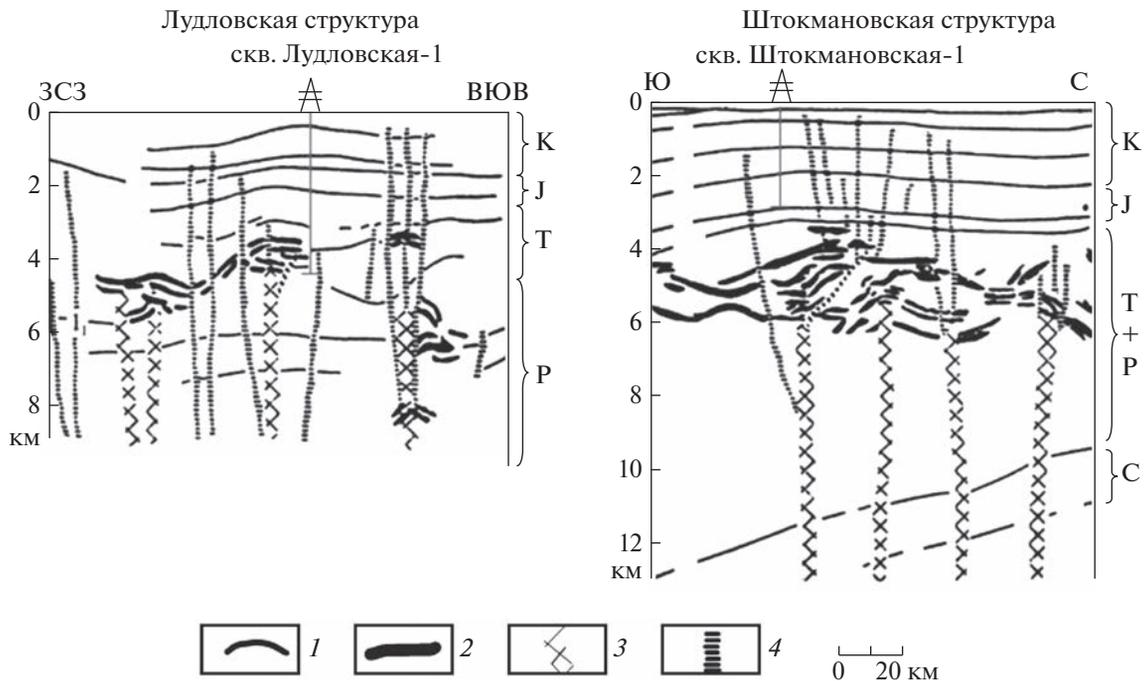


Рис. 1. Геолого-геофизические разрезы Лудловской и Штокмановской структур (по работе [Шипилов, Юнов, 1995] с изменениями). Условные обозначения: 1 – основные опорные отражающие горизонты в осадочном чехле; 2 – силлы долеритов (изображены вне масштаба); 3 – магмоподводящие каналы; 4 – разломы. Над разрезом отмечено положение скважин, упоминаемых в тексте; справа от разрезов указан возраст толщ осадочного чехла.

аномалий, в исследуемом регионе выявлены по результатам геолого-геофизических исследований на архипелагах Шпицберген, Земля Франца-Иосифа [Geology..., 1998], Новая Земля [Кораго и др., 2010]; они вскрыты также рядом скважин на островах [Граumberг и др., 1985] и на акватории Баренцева моря.

Проявление магматизма в Баренцевоморском регионе по предшествующим геолого-геофизическим исследованиям

Всего в Баренцевоморском регионе пробурено 55 скважин. Шесть из них находятся на островах архипелагов Шпицберген и Земля Франца-Иосифа, остальные – на разных участках акватории Баренцева и Печорского морей.

В большинстве наземных скважин встречены и описаны магматические породы, которые на островах архипелага Шпицберген представлены туфами среднего, нижнего (скв. Грумантская-1, на глубинах 2200 и 2600 м) и верхнего триаса (скв. Вассдаленская-2, на глубине 2200 м). На островах архипелага Земля Франца-Иосифа вскрыты дайки и силлы долеритов, штоки габбро и габбро-долеритов, покровы щелочных базальтов, внедрение которых, как свидетельствуют исследования, проведенные в скв. Северная [Граumberг и др., 1985],

происходило с позднего триаса до начала палеогена.

На акватории Баренцева моря интрузивные и вулканогенно-осадочные комплексы вскрыты в скв. Лудловская-1 и скв. Адмиралтейская-1.

Впервые магматические породы, представленные пластовыми интрузиями основного состава и туфами, были подняты с глубины ~3500 м на Лудловской структуре. В скв. Лудловская-1 (забой 4070 м) интрузивные тела (рис. 1, *слева*) имели вид двух разнесенных по глубине на 110 м, согласно залегающих силлов габбродолеритов предположительно раннемелового возраста [Комарницкий, Шипилов, 1991; Шипилов, Юнов, 1995; Кораго и др., 2010]. По данным, приводимым в работе [Шипилов, Тарасов, 1998], можно предположить двухфазное развитие магматизма, при котором нижнее тело внедрилось 159 млн. лет назад в поздней юре, верхнее – 131 млн лет назад в раннем мелу. В скв. Штокмановская-1 (рис. 1, *справа*) магматические образования вскрыты не были, однако, по данным сейсморазведки, в толще осадочных пород одноименной структуры можно предположить наличие силлов.

На сейсмических разрезах магматические комплексы в осадочном чехле отображаются специфическими аномалиями волновой картины – высокоамплитудными дискордантными субгоризонтальными отражениями и столбообразными

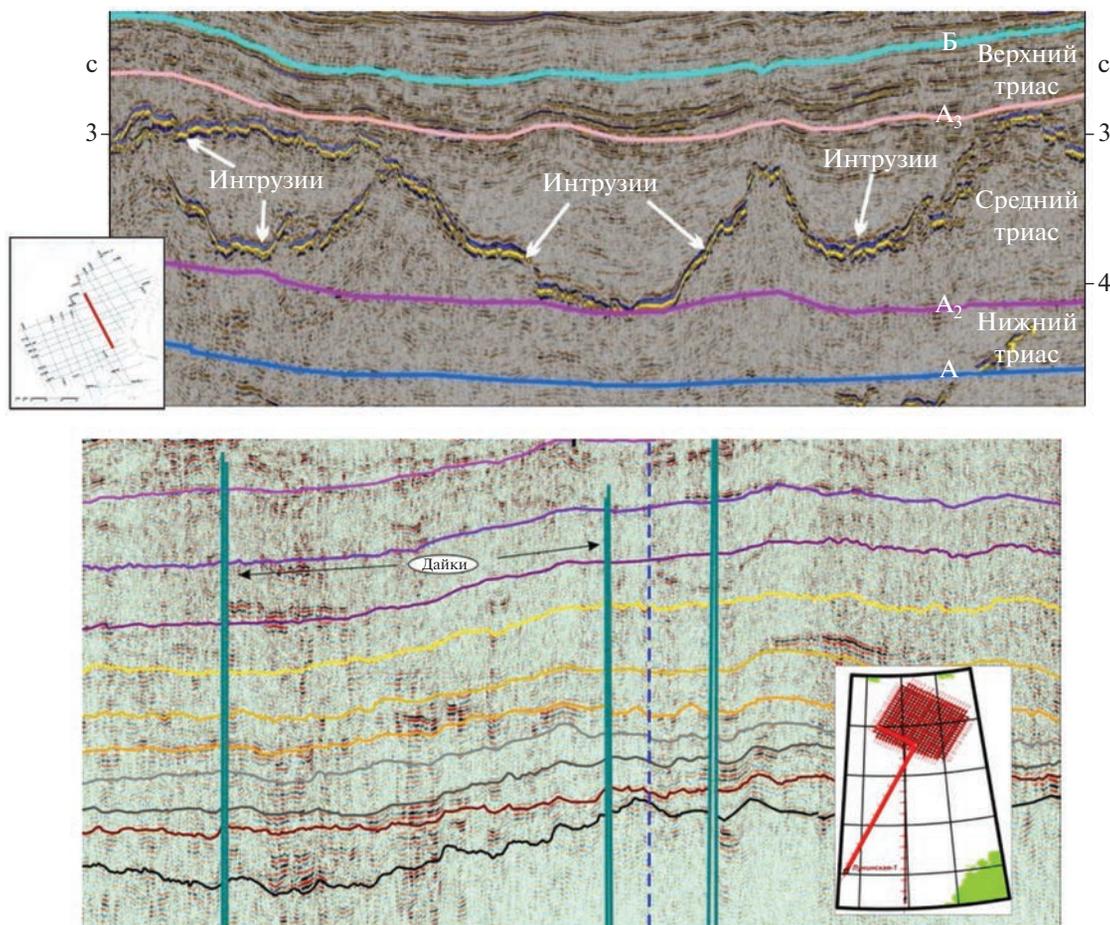


Рис. 2. Аномалии волнового поля, связанные с внедрением интрузий в осадочный чехол. *Вверху:* дискордантные отражения в триасовом сейсмокомплексе, связываемые с пластовыми интрузиями в центральной части Баренцева моря [Павлов и др., 2011ф]; *внизу:* столбообразные зоны, в которых отражения отсутствуют, связываемые с дайками в осадочном чехле на Трубятчинской площади [Шлыкова и др., 2012ф]. Положение профилей см. на врезках.

зонами, в которых отражения отсутствуют. Такие аномалии волнового поля распространены практически повсеместно, они присутствуют в юрско–меловых и более древних комплексах осадочного чехла и предположительно связаны с зонами внедрения магматического вещества на протяжении нескольких циклов магматической активности [Шлыкова и др., 2017; Норина, 2014]. Предполагается, что дискордантные отражающие горизонты (рефлекторы) сформированы при внедрении силлов долеритового состава. Области распространения таких рефлекторов часто сопровождаются столбообразными аномалиями волнового поля, представляющими собой узкие субвертикальные зоны без отражений или зоны с хаотической конфигурацией отражений. На границах таких зон прерывается прослеживание отражающих горизонтов внутри осадочного чехла. Верхние кромки (границы) столбообразных аномалий волнового поля могут сопровождаться высокоамплитудными отражениями. На сейсмических раз-

резах аномалии прослеживаются до больших глубин. Подобные зоны, вероятно, фиксируют дайки, пронизывающие породы осадочного чехла и, возможно, фундамента.

Отмеченные особенности волнового поля в областях развития магматических комплексов демонстрирует рис. 2, где вверху в увеличенном масштабе приведен фрагмент сейсмического разреза, на котором четко прослеживаются дискордантные отражения, связываемые с внедренными интрузиями, внизу – столбообразные зоны, в которых отражения отсутствуют.

В российской части Баренцевоморского региона основным объектом сухопутных экспедиций является архипелаг Земля Франца-Иосифа, в состав которого входят 192 острова. Прямым геологическим и геофизическим наблюдениям поверхность островов доступна только летом (с июля до сентября), но и тогда 87% суши островов находится под покровом ледников. Несмотря на слабую обнаженность на геологических картах большин-

ства крупных островов архипелага отмечены долеритовые и габбро-долеритовые дайки северо-западного простирания, которые легко читаются в дневном рельефе и на детальных космоснимках. Возраст даек на входящем в состав архипелага о-ве Хейса оценивается по данным абсолютных определений в 125.2 ± 5.5 млн. лет (начало апта) [Шпилов, Карякин, 2008].

Авторами работ [Шпилов и др., 2021; Minakov et al., 2017] было сопоставлено положение даек, откартированных по морфологии дневного рельефа, с аномалиями магнитного поля. При сопоставлении было обнаружено совпадение осей линейных магнитных аномалий с положениями даек. Линейные аномалии на архипелагах Шпицберген и Земля Франц-Иосифа имеют близкие параметры, что говорит о возможности одинакового генезиса интрузивных тел. Данный вывод обосновывает изучение разночастотных составляющих аномального магнитного поля с целью картирования даек на акватории Баренцевоморского региона.

На раннем этапе геологического изучения магматических комплексов на Земле Франца-Иосифа с учетом очевидной практической значимости сведений о магнитных свойствах пород в 1960-е–70-е годы были выполнены многочисленные лабораторные измерения на керне и образцах с поверхности. В текущем столетии изучение магнитных свойств в исследуемом регионе практически не проводилось.

Сводная таблица магнитных свойств рассматриваемого региона приведена в работе [Geology..., 1998]. Большая часть включенных в таблицу данных получена при исследованиях, выполненных на образцах с поверхности островов архипелага Земля Франца-Иосифа, но таблица содержит также и результаты определения магнитной восприимчивости и намагниченности керна скважин Нагурская, Северная, Хейс. Представительная коллекция исследованных образцов достаточно полно характеризует магнитные свойства разных по составу и возрасту пород, слагающих осадочные, терригенные и магматические толщи.

Осадочные отложения практически немагнитны — их магнитная восприимчивость лежит в интервале $0-60 \times 10^{-5}$ ед. СИ.

Магнитная восприимчивость магматических пород, вскрытых скважинами на Земле Франца-Иосифа, в большинстве случаев превышает 1000×10^{-5} единиц СИ. Магнитная восприимчивость базальтовых покровов по средним (160×10^{-5} ед. СИ) и экстремальным (9650×10^{-5} ед. СИ) значениям ниже, чем значений восприимчивости долеритовых даек и силлов (130 и 15090×10^{-5} ед. СИ, соответственно). Результаты измерений, выполненных на более чем двух тысячах

образцов, свидетельствуют о намагниченности всех пород по направлению нормального поля [Пискарев и др., 2009]. В подавляющем большинстве выборок при этом присутствуют как слабомагнитные образцы (100×10^{-5} ед. СИ), так и образцы с восприимчивостью 2000×10^{-5} ед. СИ. Приходится признать, что в такой ситуации использование величины магнитной восприимчивости для установления типа пород и их возрастной принадлежности невозможно, однако по аномалиям магнитного поля допустимо выделение магнитных магматических комплексов.

Магнитные съемки и модели аномального магнитного поля Баренцевоморского региона

В настоящее время для Баренцевоморского региона существует ряд общедоступных цифровых моделей аномального магнитного поля разного масштаба. Наиболее востребованы две из них: *EMAG2 (Earth Magnetic Anomaly Grid)* — цифровая модель магнитного поля Земли [Meyer et al., 2017] и *CAMP-GM (Circum-Arctic Mapping Project — Gravity and magnetic maps)* — Циркумарктический проект картографирования гравитационного и магнитного полей [Gaina et al., 2009], которые, в первую очередь, отражают региональные магнитные неоднородности крупных тектонических блоков земной коры Арктического бассейна.

В российском секторе Баренцевоморского региона модели аномального магнитного поля базируются на материалах аэромагнитных съемок разных лет и масштабов (рис. 3, *слева*). В 1972–1975 гг. были выполнены тотально покрывшие основную часть акватории съемки на высоте 300 м масштаба 1 : 500000 (расстояние между основными профилями 5 км); точность наблюдений на тот период составляла $\pm 10-15$ нТл. В последующие годы острова архипелагов Земля Франца-Иосифа и Новая Земля с прилегающими к ним акваториями в несколько этапов были покрыты более качественными и более детальными (с межпрофильным расстоянием от 2 км) аэросъемками. К началу 1990-х гг. точность аэромагнитных наблюдений была повышена до ± 4 нТл.

В начале XXI в. в ФГБУ “ВСЕГЕИ” была сформирована сводная база магнитометрических данных и с использованием специальных методик обработки составлена карта аномального магнитного поля России масштаба 1 : 2500000 [Карта..., 2016], (рис. 3, *справа*). Разрешение цифровой карты делает возможным прослеживание аномалий размером от 15 км. На отдельных фрагментах и, в первую очередь, на архипелаге Земля Франца-Иосифа и ближайшей части акватории выделяются аномалии от 6 км, позволяющие надежно выделять магнитные неоднородности линейного и мозаичного типа.

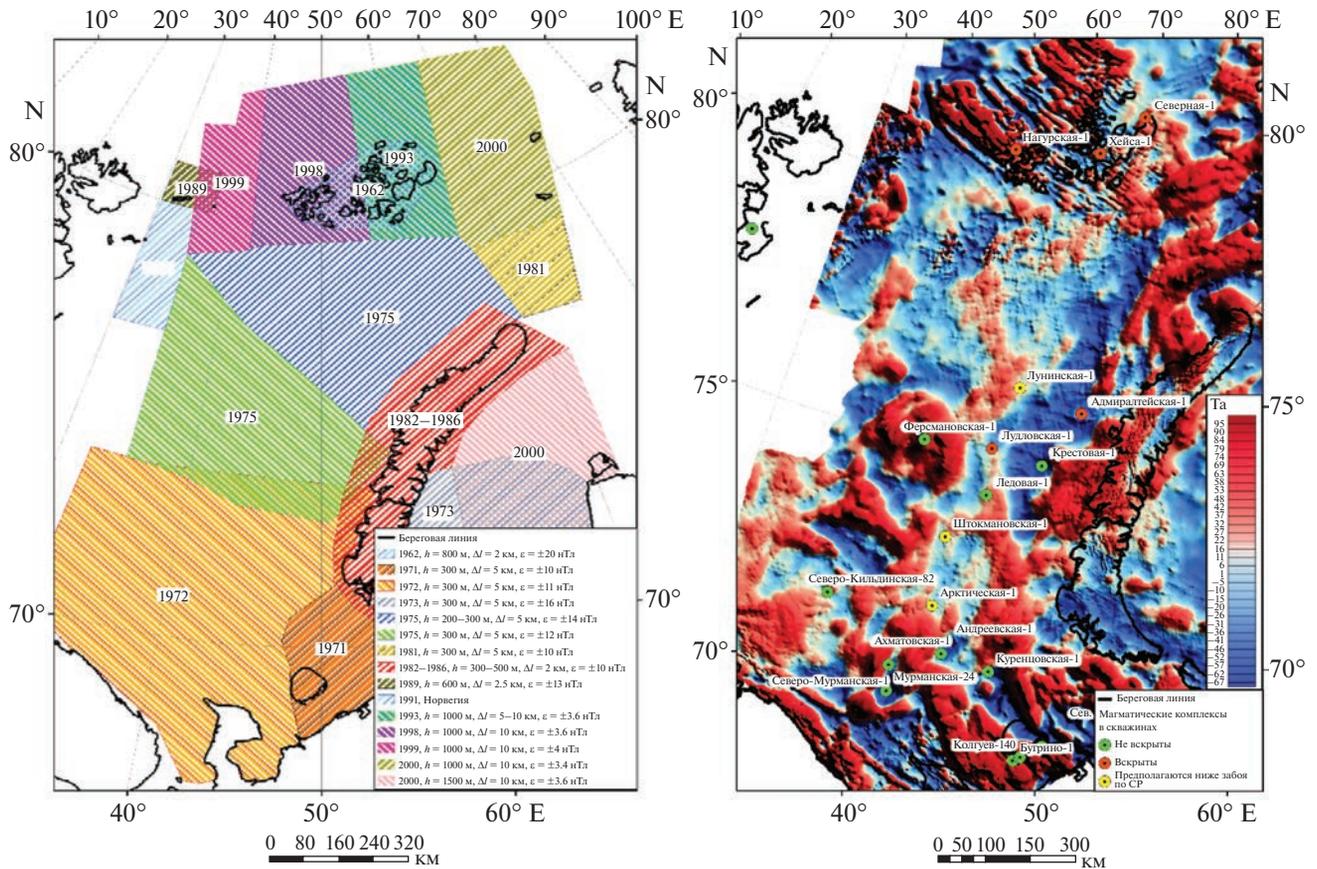


Рис. 3. Схема аэромагнитной изученности восточной части Баренцева моря (*слева*) и карта аномального магнитного поля в редакции ФГБУ «ВСЕГЕИ» [Литвинова и др., 2016] с указанием скважин, вскрывших магматические комплексы (красные кружки) или не вскрывших их (зеленые), а также скважин, в которых предполагается наличие магнитных комплексов в осадочном чехле ниже забоя (желтые кружки) (*справа*).

Благодаря выполненным на относительно небольшой высоте точным аэромагнитным съемкам масштаба 1 : 200 000 и крупнее на архипелаге Земля Франца-Иосифа и в его окрестности стало возможным картирование даек с межосевым расстоянием 10 км. Подобная работа проделана авторами работы [Minakov et al., 2017], в которой дайки выделялись вдоль осей положительных линейных магнитных аномалий. Надежному выделению даек способствовало их неглубокое залегание на акватории и выходы на дневную поверхность на островах. В моделях магнитного поля для акваторий, удаленных от островов, линейные магнитные аномалии практически отсутствуют по двум причинам: во-первых, из-за более редкой сети аэромагнитных профилей и более низкой точности съемок (см. рис. 3, *слева*); во-вторых, из-за большей глубины залегания возможных источников, приводящей к затуханию аномалий.

Основная помеха при гидромагнитных съемках в высоких широтах — длительные высокоамплитудные и трудно предсказуемые геомагнитные вариации. Их детальный учет по удаленным

магнитовариационным станциям невозможен, а установка буйковых станций вблизи площади работ по разным причинам не практикуется.

Для учета геомагнитных вариаций и повышения точности и детальности гидромагнитных съемок в 1980-е годы отечественными геофизиками была начата разработка, внедрение в практику и последующая модернизация методики гидромагнитных дифференциальных наблюдений, которая до сих пор не потеряла своей актуальности (см., например, [Гордин и др., 1986; Лейбов и др., 1986; Мелихов и др., 1987; Лыгин, 1989; Городницкий и др., 2004] и более поздние работы [Лыгин, 2020; Kuznetsov et al., 2021]). На протяжении десятилетий совершенствование методики занимался широкий круг специалистов, представляющих разные научные и производственные организации. В разные годы свой вклад в теоретическое обоснование и практическое внедрение методики внесли В.М. Гордин (ИФЗ), Б.Д. Углов (Южморгеология), М.Б. Лейбов (МГУ имени М.В. Ломоносова), В.А. Лыгин (Южморгеология), В.А. Журавлев (МАГЭ), А.М. Городницкий

(Океанология), В.В. Любимов (ИЗМИРАН), А.И. Атаков (Севморгео) и многие другие исследователи. При соблюдении необходимых методических требований, предъявляемых к морским наблюдениям, даже на фоне интенсивных геомагнитных вариаций уверенно могут быть выделены аномалии малого размера и амплитуды. В результате, доступной для интерпретации оказывается тонкая структура аномального магнитного поля – магнитные аномалии размером в десятки и первые сотни метров, определенные с высокой точностью (обычно лучше ± 4 нТл) [Сokolova и др., 2021].

Материалы для представляемого в настоящей статье исследования отобраны из тематических отчетов ОАО «МАГЭ» (г. Мурманск) и других организаций, проводивших съемки в Баренцево-морском регионе в разные годы по Госзаказам и заказам нефтяных компаний. Авторами анализировались данные 15 гидромагнитных съемок, выполненных в 1995–2017 гг.; общая протяженность профилей, расположенных в разных частях Баренцева моря, превышает 93 тыс. пог. км (таблица, рис. 4).

Характеристика аномального магнитного поля Баренцево-морского региона

В практике геологического анализа данных магниторазведки аномалии магнитного поля традиционно ранжируются по размеру. Для условий рассматриваемого региона крупные аномалии (размером более 10 км) составляют региональную или низкочастотную компоненту поля, меньшего размера – локальную (средне- и высокочастотную). С учетом особенностей анализируемых съемок под среднечастотными будем понимать аномалии магнитного поля размером от первых километров до 10 км, под высокочастотными – размером менее первых километров. И те, и другие аномалии будем относить к локальной компоненте аномального магнитного поля. Более крупные аномалии, обычно порождаемые глубинными источниками, в настоящей статье не рассматриваются.

В локальной компоненте магнитного поля Баренцево-морского региона наиболее выраженными являются мозаичные и линейные аномалии.

Локальные области мозаичных аномалий изометричной или слегка вытянутой формы выделяются зонами повышенной дисперсии поля и часто наблюдаются вблизи или непосредственно над известными поднятиями, такими как поднятия Персея, Пинегина, Ферсмановское, Демидовское, Пахтусовское, свод Федынского, Альбановско-Горбовский порог и др. Области мозаичных аномалий представлены наборами локальных знакопеременных, сложноустроенных аномалий. Количественную интерпретацию на основе мате-

риалов авиационных съемок 1970-х годов выполнить в таких областях невозможно из-за низкой точности наблюдений. Поэтому мозаичные аномалии можно анализировать только на качественном уровне в процессе районирования и для сопоставления с аномальными зонами на сейсмических разрезах, связываемыми с магматическими проявлениями. Как мы предполагаем, источниками мозаичных аномалий могут быть очаги магматической активности, имеющие вид подводных каналов, неглубоко залегающих пластовых интрузий, вулканических построек и продуктов извержения.

Линейные аномалии – наиболее яркая особенность локальной компоненты поля, которая, как было упомянуто выше, привлекает к себе внимание протяженностью и выдержанностью простирания. Линейные магнитные аномалии хорошо прослеживаются по гидро- и аэромагнитным съемкам высокого качества масштаба 1 : 200000 и крупнее. Обычно их поперечные размеры не превышают 2.5–3 км; амплитуда аномалий в среднем менее 10 нТл.

При анализе материалов съемок масштаба 1 : 200 000 и мельче выделение линейных аномалий из-за их небольшого поперечного размера и малой амплитуды, как правило, считается ненадежным. Они не только не изучаются и количественно не интерпретируются, но и не наносятся на карты. Однако при анализе карт-графиков локальных (высокочастотных) аномалий поля, построенных по первичным данным из исходных каталогов, их можно легко обнаружить. К сожалению, в общей практике анализа данных потенциальных полей это делать не принято, а регламентирующих правил (инструктивных или промышленных стандартов) для обязательной локализации линейных аномалий не существует. Однако надо отметить, что, невзирая на традиции, специалистами в области морской магнитометрии на отдельных участках акватории Баренцево-морского региона по линейным аномалиям магнитного поля было установлено наличие упорядоченных магматических тел (см., например, [Малютин, Беляев, 2000; Городницкий и др., 2004]).

Для выделения линейных аномалий на рассматриваемых площадях гидромагнитных съемок нами использовался единый подход, предполагающий применение высокочастотного фильтра с периодом среза 10 км. Схема расположения магматических тел (даек), установленных нами в ходе анализа, наложена на заимствованную из работы [Ступакова и др., 2017] тектоническую схему исследуемого региона, рис. 5. Отметим, что при картировании даек вблизи архипелагов Земля Франца-Иосифа, Новая Земля, Шпицберген нами привлекались материалы из публикаций [Mi-

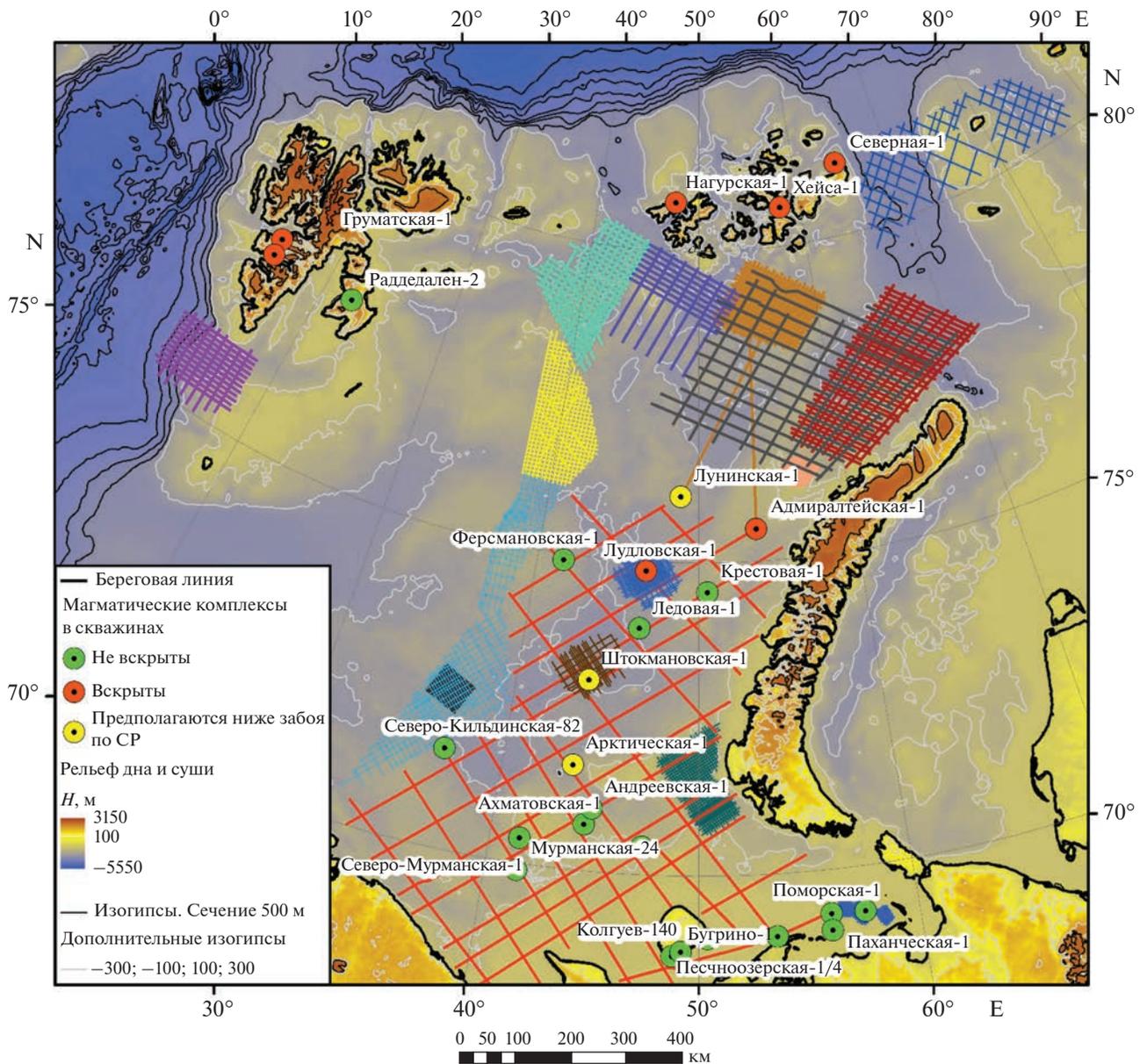


Рис. 4. Схема расположения профилей гидромагнитных съемок, выполненных российскими научными и производственными организациями в Баренцевоморском регионе в 1995–2017 гг. Год и место проведения съемки отображается цветом профилей (ключ к цветовым обозначениям см. в таблице, столбец 7). Кружки разного цвета — скважины (ключ к цветовым обозначениям скважин см. в подписи к рис. 3).

nakov et al., 2017; Шипилов и др., 2021], основанные на анализе аэромагнитных данных.

На схеме (см. рис. 5) дайки ранжированы на достоверные, прогнозные и предполагаемые в зависимости от степени достоверности их выделения. Достоверные дайки выделены только в зонах, обеспеченных качественными магнитометрическими материалами. К таковым относятся площади гидромагнитных съемок и съемки над и вблизи архипелагов Земля Франца Иосифа, Новая Земля, Шпицберген. Прогнозные дайки просматриваются в аномальном магнитном поле ха-

рактерными “линейными аномальными зонами” (см. рис. 3б) и часто наращивают линейные аномалии, хорошо различимые в материалах гидромагнитных съемок (Штокмановская, Лудловская и др.). Предполагаемые дайки выделяются только в аномальном магнитном поле, составленном по аэромагнитной съемке 1975 г., направление профилей которой было ортогонально генеральному простираанию даек (см. рис. 3а). Дайки к югу от архипелага Шпицберген в области, для которой не показано аномальное магнитное поле на рис. 3б, выделены по магнитным аномалиям не

Сведения об использованных авторами гидромагнитных съемках, выполненных российскими исследователями в Баренцевоморском регионе в 1995–2017 гг.

Название площади	Масштаб съемки	Межпрофильное расстояние	Шаг по профилю	Точность, нТл	Источник	См. рис. 4
1	2	3	4	5	6	7
Лудловская структура	1 : 200 000	1.5 на 5 км	25 м	±1.0	[Журавлев и др., 1995ф]	
Штокмановская структура	1 : 200 000	2 на 2 км	25 м	±1.0	[Журавлев и др., 1995ф]	
Южно-Шпицбергенский шельф	1 : 1 000 000	10 на 17 км	25 м	±5	[Черников и др., 2007ф]	
Восточный борт Северо-Баренцевской впадины	1 : 2 500 000	25 на 45 км	25 м	±4.2	[Павлов и др., 2008ф]	
Пинегинская площадь	1 : 1 000 000	10 на 25 км	25 м	±3.9	[Павлов и др., 2009ф]	
Прогиб Франц-Виктория	1 : 1 000 000	10 на 12 км	25 м	±4.7	[Шлыкова и др., 2010ф]	
Печорский, Южно-Баренцевский районы	1 : 2 500 000	в среднем 60 на 60 км (неравномерная сеть)	25 м	±3.9	[Павлов и др., 2011ф]	
Трубятчинская площадь	1 : 500 000	7 на 7 км	25 м	±4.7	[Шлыкова и др., 2012ф]	
Северная часть Предновоземельской структурной области	1 : 500 000	7 на 20 км	25 м	±4.7	[Шлыкова и др., 2012ф]	
Центрально-Баренцевское поднятие, свод Федынского	1 : 1 000 000	10 на 10 км	25 м	±10	[Широчков и др., 2013ф]	
Гусиноземельская площадь	1 : 500 000	5 на 5 км	25 м	±1.66	[Крюкова и др., 2014ф]	
Поднятие Персея	1 : 500 000	7 на 7 км	25 м	±1	[Косолапов и др., 2014ф]	
Адмиралтейский мегавал, Пахтусовское поднятие	1 : 50 000	0.5 на 5 км	25 м	±4	[Широчков и др., 2015ф]	
Свод Федынского	1 : 25 000	0.3 на 3 км	25 м	±0.2	[Чернышов и др., 2016ф]	
Прогибы Святой Анны и Воронина	1 : 2 000 000	20 на 20 км	25 м	±3	[Сакулина и др., 2017ф]	

Примечание: столбец 7 – ключ к цветовому обозначению на рис. 4 профилей, выполненных в разные годы и на разных площадях.

приводимой здесь модели CAMP-GM [Gaina et al., 2009]. Близкие по положению дайки выделены в работе [Minakov et al., 2017].

Установленные дайки распределены в регионе следующим образом: на Лудловском поднятии – более шести даек; на Штокмановском поднятии –

более четырех; на Адмиралтейском валу (структура Пахтусовская) – не менее восьми; на поднятии Вернадского (лицензионный участок Персеевский) – не менее пяти; на своде Федынского – не менее трех; вблизи Гусиноземельского поднятия – две; к югу и юго-западу от архипелага Земля

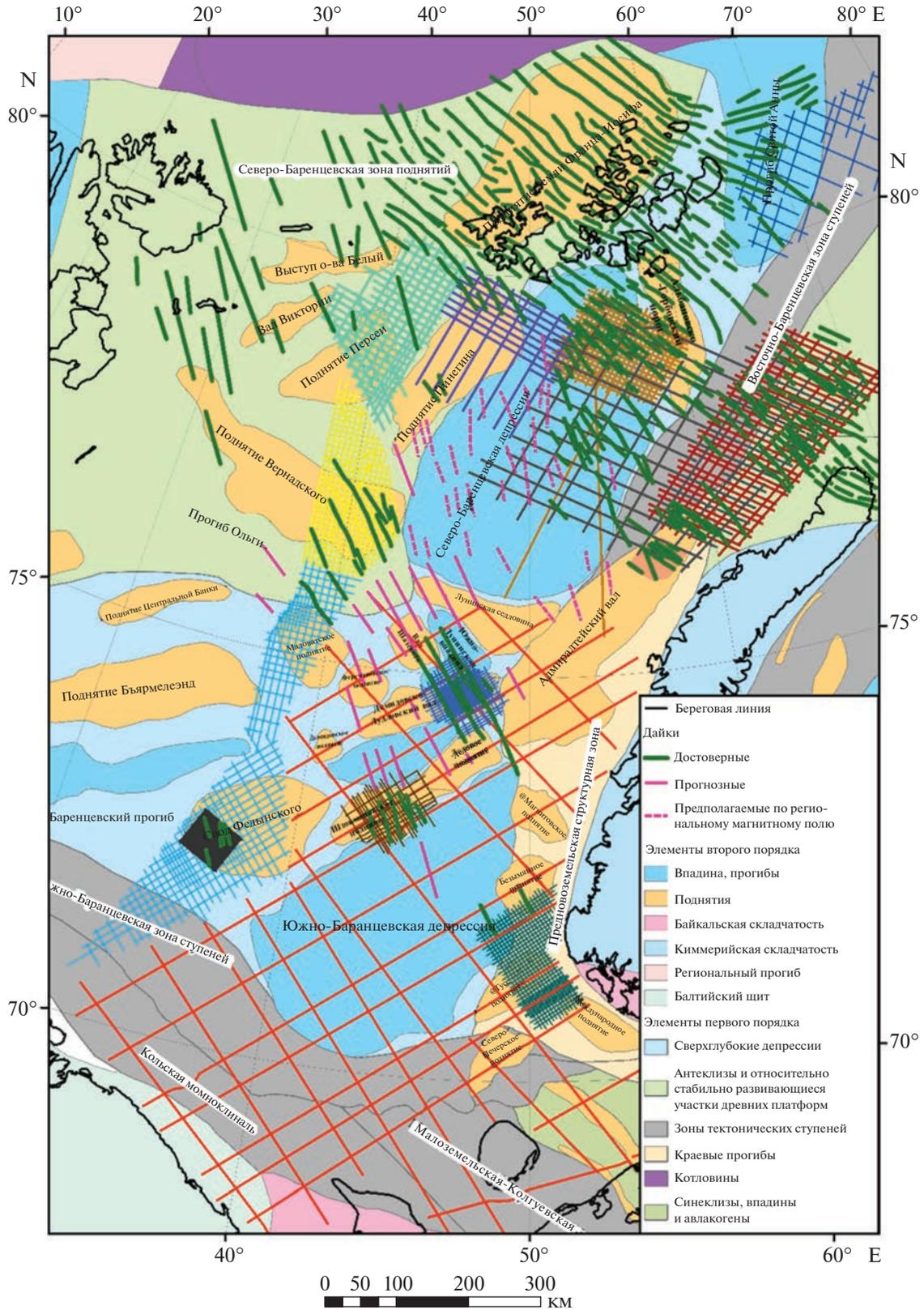


Рис. 5. Даечный комплекс восточной части Баранцева моря по магнитометрическим данным. В качестве подложки использована тектоническая схема [Ступакова и др., 2017].

Франца-Иосифа (поднятие Пинегина, прогиб Франц-Виктории) – несколько десятков; между архипелагами Земля Франца-Иосифа и Новая Земля – несколько десятков.

Схема даечного комплекса, приводимая на рис. 5, дает возможность провести условное районирование исследуемой территории по количеству и особенностям выделенных даек. Дальнейшее подробное описание комплекса приводится отдельно для каждого условно выделенного района.

Центральная часть Баренцевоморского региона

Наиболее четко линейные аномалии северо-западного простирания выражены в материалах гидромагнитной съемки на Лудловской площади, расположенной в глубоководной части акватории Баренцева моря (рис. 6а). Отметим, что здесь линейные аномалии одинаково четко проявлены и в исходном аномальном магнитном поле (рис. 6а), и в его локальной компоненте (рис. 6б, 6в). При этом в поле, построенном на основе аэромагнитных съемок (рис. 6г), нет даже намека на присутствие линейных аномалий. Кроме того, при сравнении рис. 6а и рис. 6г обращает на себя внимание серьезное различие конфигурации аномалий, прослеженных и по гидро-, и по аэромагнитным съемкам.

На Лудловской площади выделены три наиболее четких линейных аномалии и еще как минимум три менее выраженных по амплитуде, но выдержанных по простиранию (см. рис. 6а). Все эти аномалии положительны, что явно указывает на прямое намагничение их источников. Амплитуды линейных аномалий редко превышают 5 нТл, что близко к точности съемки, но благодаря высокой степени прослеживаемости аномалий от профиля к профилю они могут считаться достоверными.

На всех фрагментах рис. 6 отмечено местоположение скважин Лудловская-1, Лудловская-2, Лудловская-3, находящихся вне зон прослеженных линейных магнитных аномалий. Тем не менее, фон аномального магнитного поля в окрестностях этих скважин повышен, что указывает на присутствие глубинных магнитных магматических комплексов, которые действительно были вскрыты в процессе бурения [Шипилов, Юнов, 1995]. Распространение наибольшего скопления магнитных пластовых тел и, возможно, очагов магматизма в плане можно предположить по контурам положительных аномалий магнитного поля (см. рис. 6а). Отметим, что линейные аномалии являются наложенными на аномалии большего размера. Это означает, что дайки, служащие источниками аномалий, секут пластовые тела и по времени образования являются более молодыми относительно пластовых тел.

На Штокмановской площади характер аномального магнитного поля подобен описанному для Лудловской, что объясняется их нахождением в одинаковых геологических условиях Южно-Баренцевской депрессии. На Штокмановском поднятии по данным детальных гидромагнитных съемок достоверно выделено пять линейных аномалий; южнее, собственно, в Южно-Баренцевской депрессии, детальных съемок проведено не было.

В Предновоземельской структурной зоне детальная гидромагнитная съемка выполнялась с целью изучения Гусиноземельского поднятия. Частично профили съемки выходят на Междущарское и Безымянное поднятия, а также в Южно-Баренцевскую депрессию. В пределах площади съемки нами выделены только две линейные аномалии северо-западного простирания, наличие которых может быть связано с дайками. Эти аномалии расположены на востоке – северо-востоке площади, непосредственно в зоне перехода от Предновоземельской структурной зоны к Южно-Баренцевской депрессии. Отсутствие линейных магнитных аномалий в пределах центральной части площади съемки свидетельствует о том, что даечный комплекс не распространяется в южную часть Предновоземельской структурной зоны и, таким образом, не выходит за пределы Южно-Баренцевской депрессии на востоке.

Западная граница российского сектора Баренцева моря

Вдоль западной границы российского сектора Баренцева моря (в так называемой “серой” зоне) в 2013–2014 гг. на лицензионных участках ПАО “Роснефть” (“Федынский”, “Центрально-Баренцевоморский” и “Персеевский”) по взаимосвязанной сети профилей со средним расстоянием 10 на 10 км были выполнены комплексные геофизические работы, включавшие гидромагнитные исследования [Широчков и др., 2013ф; Косолапов и др., 2014ф; Чернышов и др., 2016ф]. К северу от названных участков в прогибе Франц-Виктория полоса исследований дополняется более ранними работами ОАО “МАГЭ” [Шлыкова и др., 2010ф]. Гидромагнитные съемки в прогибе Франц-Виктория и на участке “Персеевский” выполнены по методике дифференциальных гидромагнитных наблюдений и являются высокоточными (СКП лучше ± 5 нТл). При детальных работах на своде Федынского в 2014 г. гидромагнитные наблюдения также выполнены по дифференциальной методике с высокой точностью, равной ± 0.2 нТл [Чернышов и др., 2016ф].

На рассматриваемых площадях нами выделены линейные аномалии, наибольшее количество и уверенное трассирование которых приходится на поднятие Вернадского (Персеевская площадь)

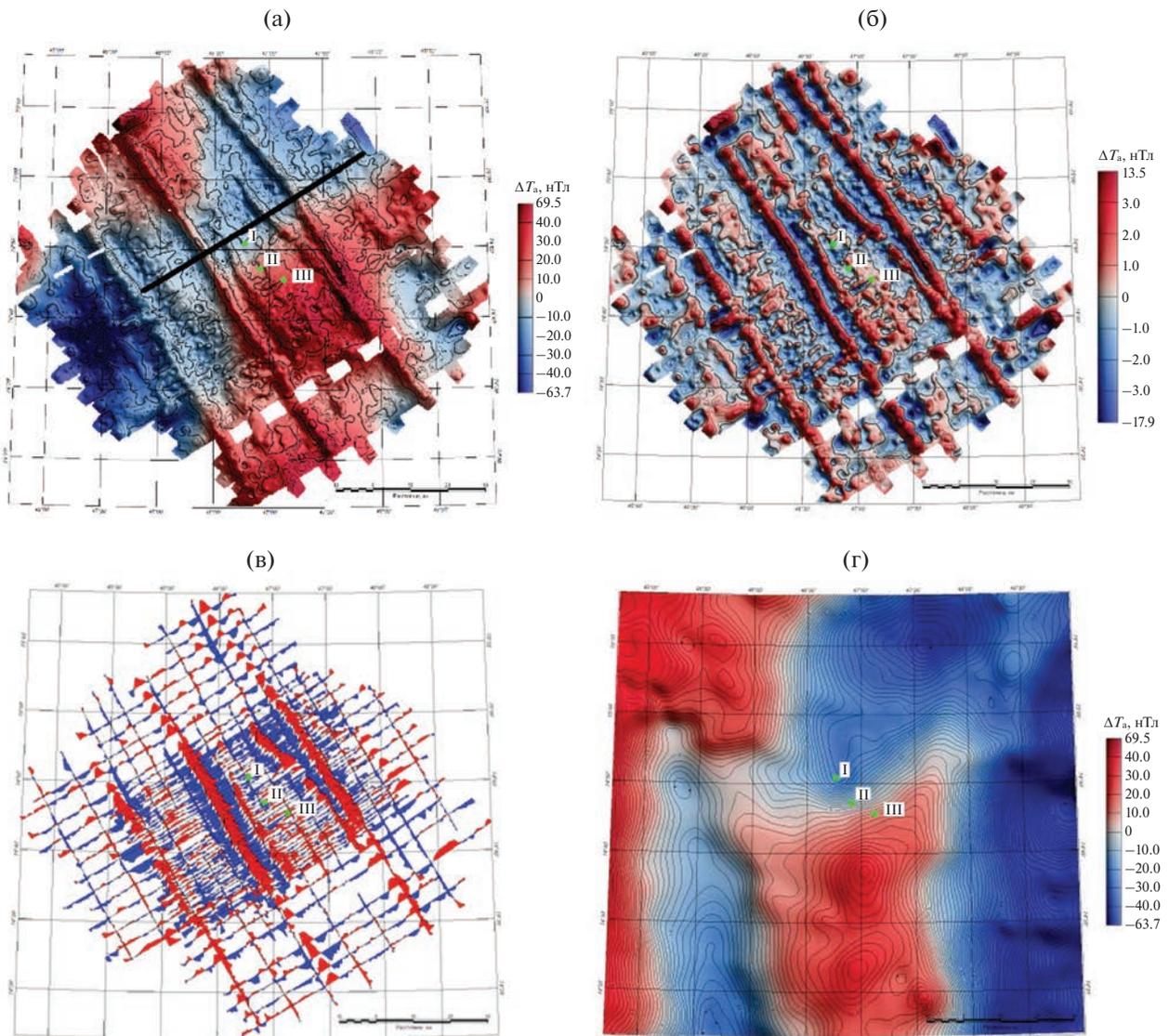


Рис. 6. Сопоставление результатов гидро- и аэромагнитной съемки, выполненных на Лудловской площади, расположенной в глубоководной части акватории Баренцева моря. Гидромагнитная съемка: исходное anomальное магнитное поле (а); локальная компонента anomального магнитного поля (период среза 10 км) (б); карта-графиков локальной аномалий (ФВЧ 10 км) (в). Аэромагнитная съемка: anomальное магнитное поле (г). Римскими цифрами I, II, III отмечено местоположение скважин Лудловская-1, Лудловская-2, Лудловская-3. Линия черного цвета на фрагменте (а) — профиль оценок параметров источников магнитных аномалий (результаты оценок см. ниже в разделе Заключение).

(см. рис. 5). В депрессии между Маловатским поднятием и сводом Федынского (в Центрально-Баренцевской зоне континентального рифтогенеза) линейные магнитные аномалии не выделяются, однако на самом своде Федынского они прослежены нами в небольшом количестве.

На севере лицензионного участка “Персеевский” и в прогибе Франц-Виктория широко распространены высокоамплитудные (более 100 нТл) мозаичные аномалии, наличие которых затрудняет обнаружение малоамплитудных узких линейных аномальных зон.

Южно-Баренцевская депрессия и Печорское море

При создании каркасной сети региональных сейсмических профилей для изучения строения глубоких горизонтов осадочного чехла Печорского и Южно-Баренцевского районов в комплекс работ была включена дифференциальная гидромагнитная съемка, выполненная ОАО “МАГЭ” в 2007 г. [Павлов и др., 2011ф]. Из-за редкой сети профилей (в среднем 60 на 60 км) локальная компонента anomального магнитного поля не могла быть детально проанализирована исполнителями работ, но, к счастью, была ими сохранена. При

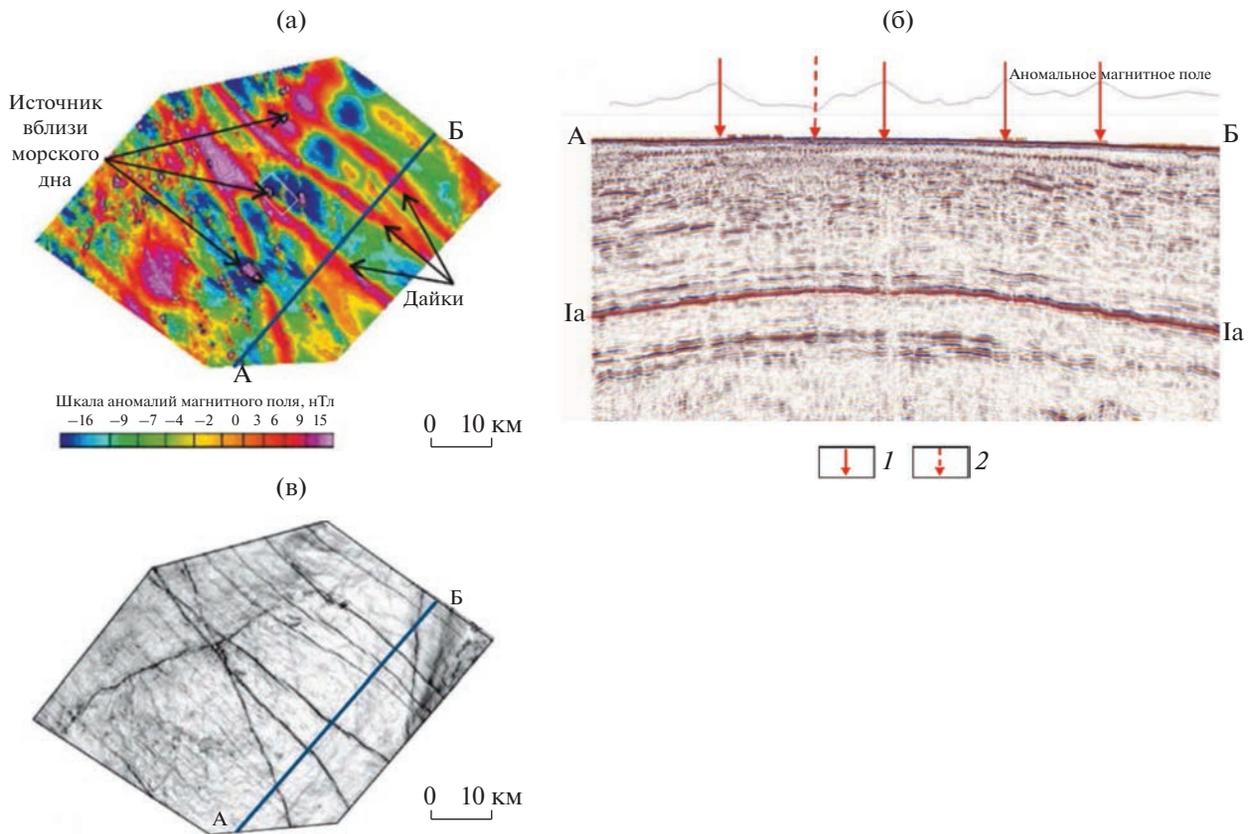


Рис. 7. Даечный комплекс на Пахтусовском поднятии [Черников и др., 2020]: (а) – локальная составляющая аномального магнитного поля; (б) – график локальной составляющей аномального магнитного поля и сейсмический разрез по профилю А–Б; (в) – когерентность по отражающему горизонту Ia. На фрагменте (б) показаны разломы с дайками, проявляющиеся аномалиями магнитного поля: 1 – положительными, 2 – отрицательной.

компиляции материалов съемки 2007 г. с детальными площадными наблюдениями на поднятиях Персеевское, Вернадского, Лудловское, Штокмановское, Безымянное, Маловатское и других нами были выделены прогнозные дайки как на участках гидромагнитных съемок, так за их пределами. Одновременно было сделано предположение о возможном распространении даек между участками (см. рис. 5).

Южнее, в Печорском море, в разные годы на площадях, перспективных на содержание углеводородов (Приразломная, Алексеевская, Мурманская структуры, Седухинская площадь, Вашуткина-Талотинская складчато-надвиговая зона и др.), детальные гидромагнитные съемки были выполнены ОАО МАГЭ и другими организациями. В материалах съемок линейных аномалий, подобных описываемым нами, зафиксировано не было. В Печорском море локальные (среднечастотные) аномалии магнитного поля связаны с фундаментом, структура которого типична для Тимано-Печорской плиты, и с вулканогенно-осадочными отложениями, вовлеченными в складчатость [Лыгин и др., 2022].

Пахтусовское поднятие Адмиралтейского вала

Нами в 2015 г. в отчетных работах для ООО «РН-Шельф-Арктика» на основании результатов трехмерного плотностного и магнитного моделирования впервые высказана идея магматической природы Пахтусовского поднятия, осложненного более молодым внедрением серии даек северо-западного простирания [Соколова и др., 2015ф]. Дайки хорошо прослеживаются в локальных аномалиях магнитного поля, представленного на рис. 7а [Черников и др., 2019].

Магнитометрические исследования, в рамках которых обнаружены дайки, выполнялись в комплексе с сейморазведочными работами МОВ-ОГТ 3D [Черников и др., 2019]. На начальной стадии сейсмической обработки на аномалии волновой картины, совпадающие в плане с аномалиями магнитного поля, внимание было обращено лишь после «магнитометрической подсказки», что повлекло за собой корректировку входных параметров сейсмической обработки [Лыгин и др., 2018]. Дело в том, что на сейсмических разрезах субвертикальные разрывные нарушения выделяются очень слабо из-за отсутствия смеше-

ний осей синфазности, что можно видеть на рис. 7б, где на верхней оси красными стрелками отмечено местоположение даек и зон нарушения корреляции. Тщательный целенаправленный и всесторонний анализ сейсмической информации показал, что они хорошо проявляются в когерентности по некоторым отражающим горизонтам (рис. 7в). Принятие решения о магматической природе сейсмических аномалий стало возможным только благодаря наличию аномалий магнитного поля. Совместная качественная и количественная интерпретация сейсмических и магнитометрических данных позволила сделать вывод о наличии разрывных нарушений, заполненных интрузивными образованиями – дайками северо-западного простирания, верхние кромки которых залегают на глубине около 200 м [Соколова и др., 2015ф.; Черников и др., 2020].

Область между архипелагами Земля Франца-Иосифа и Новая Земля

Как отмечалось выше, линейные магнитные аномалии в Баренцевоморском регионе четко проявлены над островами архипелага Земля Франца-Иосифа и в его ближайшей окрестности. Эти аномалии, имеющие преимущественно северо-западное простирание, легко читаются в региональных моделях магнитного поля и достоверно увязываются с дайками, обнаженными на островах.

К юго-востоку от Земли Франца-Иосифа амплитуда линейных магнитных аномалий затухает вдоль их простирания, что в работе [Шипилов и др., 2021] объясняется общим погружением осадочных комплексов в прогиб Святой Анны и, соответственно, увеличением глубины до верхних кромок даек. В той же работе высказано предположение о возможном изменении простирания даечного комплекса с северо-западного на северо-восточное при переходе от Свальдбарской плиты к Карской. Здесь следует обратить внимание на то, что авторы названной работы отчасти полагаются на материалы аэромагнитных съемок 1980-х годов, которые не отражают действительной структуры локальной компоненты поля.

Надо отметить, что ассоциированные с дайками линеаменты северо-западного простирания были выделены по результатам интерпретации гидромагнитных и сейсмических наблюдений, проведенных МАГЭ и Севморгео между архипелагом Земля Франца-Иосифа и северной оконечностью Новой Земли [Величко и др., 2014ф.; Павлов и др., 2008ф.; Сакулина и др., 2007ф.; Шлыкова и др., 2012ф.].

На северной оконечности Новой Земли в аномальном магнитном поле хорошо читаются линейные аномалии, подобные зафиксированным на архипелаге Земля Франца-Иосифа и аквато-

рии между архипелагами (см. рис. 6); непосредственно на Новой Земле таких линейных аномалий не менее пяти.

Авторы настоящей статьи считают дайки архипелага Земля Франца-Иосифа, прогиба Святой Анны и северной оконечности Новой Земли единым комплексом. Важно понимать, что качество имеющихся магнитометрических материалов к востоку от рассматриваемой зоны пока не позволяет уверенно трассировать линейные магнитные аномалии, и поэтому предположение о развороте дайкового комплекса вплоть до северо-восточного, сделанное в работе [Шипилов и др., 2021], для прогиба Святой Анны может оказаться вполне справедливым.

Южная часть Северо-Баренцевской депрессии

Как отмечалось выше, для большей части Баренцевоморского региона доступны только карты аномального магнитного поля, построенные по материалам аэромагнитных съемок 1970-х годов. На основании этих материалов никто ранее не указывал на наличие линейных магнитных аномалий в Северо-Баренцевской депрессии. Только целенаправленный анализ с привлечением результатов более поздних детальных гидромагнитных съемок позволяет нам с большой степенью уверенности предположить их наличие и на этих площадях (см. рис. 5).

В пределах Северо-Баренцевской депрессии среднее расстояние между осями наиболее протяженных линейных аномалий составляет 20–25 км. На участках к югу и юго-востоку от архипелага Земля Франца-Иосифа, для которых имеются материалы более детальных и точных съемок, среднее расстояние между осями аномалий сокращается до 2–5 км. Наблюдаемая протяженность аномалий часто превышает 100 км. На сегодняшний день площадного охвата и детальности высокоточных магнитометрических съемок явно недостаточно для уверенного трассирования даек от Адмиралтейского поднятия через Северо-Баренцевскую депрессию к поднятию Пенегина – для подтверждения наличия на этом участке прогнозируемых даек необходимо проведение новых детальных гидромагнитных съемок.

Сопоставление локальной компоненты аномального магнитного поля с результатами сейсморазведочных работ при детальных исследованиях на некоторых участках Баренцева моря демонстрирует высокую степень корреляции максимумов магнитных аномалий со столбообразными аномалиями на временных разрезах [Лыгин и др., 2018; Arutyunyan et al., 2019; Соколова и др., 2021; Арутюнян и др., 2019]. Последние выделяются на многих сейсмических разрезах в разных частях Баренцева моря и часто связыва-

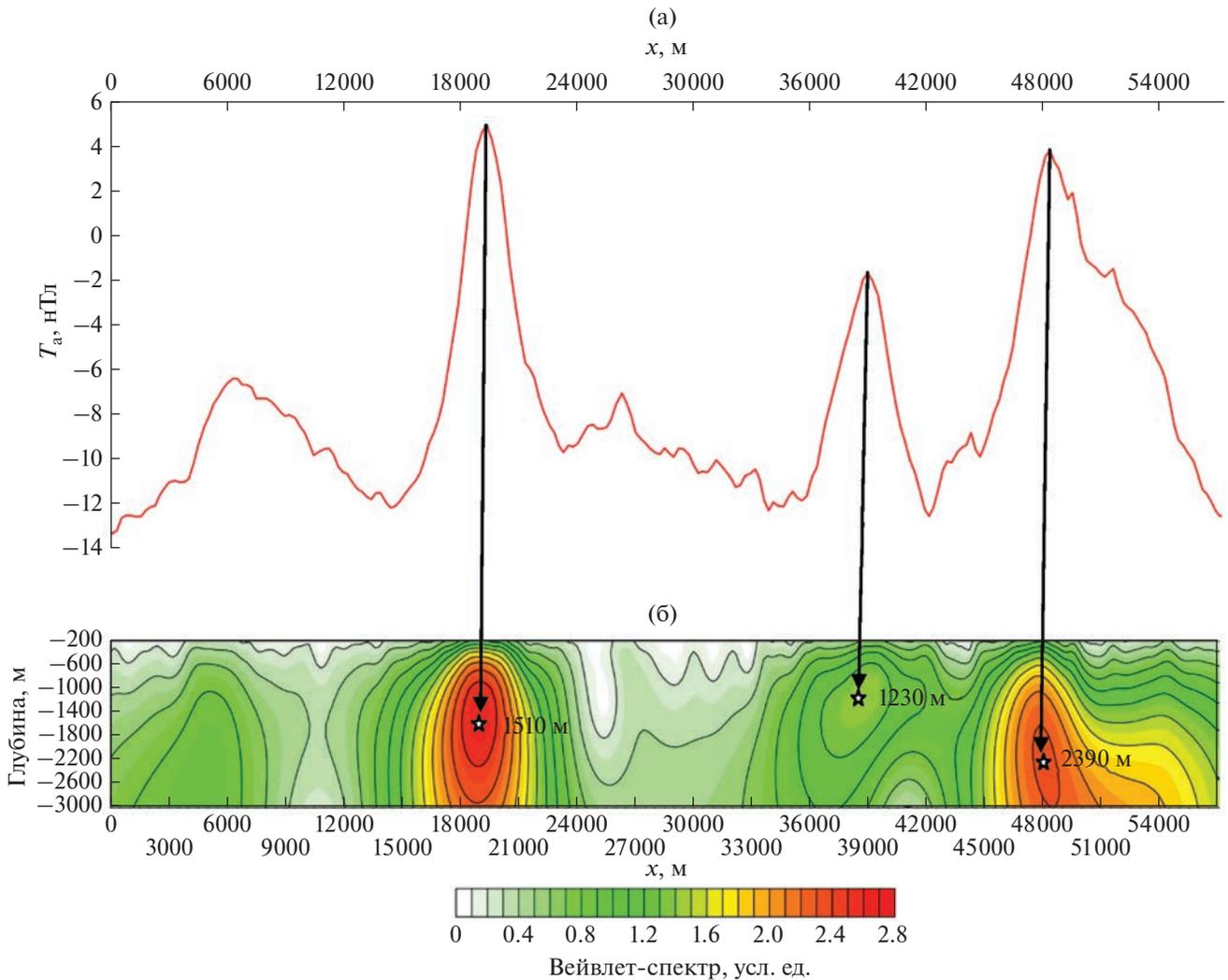


Рис. 8. Оценка параметров источников магнитных линейных аномалий на одном из профилей Лудловской площади (положение профиля см. на рис. 6а): (а) – графики аномального магнитного поля; (б) – вейвлет-спектр, полученный вейвлетами Пуассона первого порядка с масштабным коэффициентом второго порядка $1/h$, сечение изолиний 0.1 усл. ед.

ются с субвертикальными зонами внедрения магматического вещества – дайками или подводными каналами [Шлыкова и др., 2017; Норина, 2014; Minakov et al., 2017; Черников и др., 2019; Шельфовые..., 2020; Казанин и др., 2011; Шипилов, Карякин, 2008].

Хотя генеральным простиранием всех линейных аномалий является северо-западное, внутри даечного комплекса они могут различаться между собой по азимуту. Если не принимать во внимание съемки вблизи архипелага Земля Франца-Иосифа, при сопоставлении количества линейных аномалий, зафиксированных на каждой из рассмотренных выше площадей, обнаружится следующее: во-первых, чем выше детальность съемки, тем большее количество аномалий фиксируется; во-вторых, плотность линейных анома-

лий при прочих равных условиях убывает в южном направлении.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненное обобщение гидро- и аэромагнитометрических съемок в Баренцевоморском регионе позволило получить новое представление о структуре магнитного поля региона. В тонкой структуре магнитного поля был выявлен ряд особенностей, представляющих интерес для изучения геологического строения осадочного чехла, среди которых наличие линейных и мозаичных аномальных зон.

Среднечастотные линейные аномалии, имеющие преимущественно северо-западное простирание и протяженность до 500–600 км (местами предполагается более 1000 км), распространены

практически на всей российской акватории Баренцева моря (за исключением его южной части). Они секут региональные аномалии магнитного поля и устойчиво сохраняют свои параметры (простирание, форму, размеры и амплитуду), что говорит об их единой тектонической природе.

Совокупность доступной геолого-геофизической информации позволяет обоснованно считать источниками линейных магнитных аномалий субвертикальные дайки габбро-долеритового состава.

В настоящее время одним из подходов, позволяющих оценить глубину залегания аномалообразующих тел без строгих ограничений формы источников (например, аппроксимации шаром, стержнем, призмой и т.п.), является методика вейвлет-анализа на основе вейвлетов Пуассона [Оболенский, Булычев, 2011], которая дает возможность оценить глубину центра масс или глубину верхней кромки магнитоактивных тел по аномалиям, заданным на профилях, а не на площади [Кузнецов, Булычев, 2017]. Такой подход связан с тем, что межпрофильное расстояние и интервал между точками измерения вдоль профиля различаются на порядок, и при построении карт аномального магнитного поля информация о локальной составляющей поля существенно искажается (или полностью теряется) в результате выполняемой интерполяции.

На рис. 8 приведен вейвлет-спектр вдоль профиля, пересекающего систему линейных магнитных аномалий на Лудловской площади. Глубины залегания верхних кромок магнитоактивных тел оцениваются в 1500 м.

По оценкам, выполненным с применением вейвлетов Пуассона, можно сделать вывод, что представленные дайками магнитоактивные тела, являющиеся источниками аномалий магнитного поля линейного типа, в исследованном регионе приурочены к осадочной толще; их верхние кромки залегают на глубине около 1500 м.

Анализ локальной компоненты аномального магнитного поля проведен по площадным съемкам, которые покрывают большую часть Баренцева моря, что позволяет перейти от локальных исследований геологических структур к выделению региональных особенностей тектонического строения территории.

Можно утверждать, что со времени образования даечного комплекса значительных тектонических перестроек в исследуемом регионе не было, иначе бы они проявились в разрыве сплошности линейных магнитных аномалий. В то же время, при более детальных съемках на Адмиралтейском мегавалу зафиксированы ортогональные основным дайкам малоамплитудные тектонические нарушения. Это дает дополнительную гео-

динамическую информацию [Соколова и др., 2015ф].

Четко выраженный полосчатый знакопеременный рисунок интенсивных по амплитуде аномалий магнитного поля, прослеживаемый от впадины Нансена на юго-восток по направлению к поднятию архипелага Земля Франца-Иосифа, указывает на существование условий растяжения (рифтогенеза), активного в течение не менее 30 млн лет – в период 150–120 млн лет назад [Корякин, Соколов, 2018] с формированием ранне-мелового дайкового пояса [Шипилов и др., 2021]. В работе [Minakov et al., 2017] рассматривается модель, согласно которой рои даек на архипелагах Земля Франца-Иосифа и Шпицберген укладываются в радиальную систему напряжений мантийного плюма, располагавшегося к северу от Баренцева моря. Предположительно этот плюм возник в результате сочетания растяжения в бассейне Америк, происшедшего параллельного северной окраине Баренцева моря, и ортогонального сжатия, связанного с палеотихоокеанской субдукцией.

Поскольку рои даек несколько различаются по генеральному азимуту простирания, можно предположить этапность развития срединно-океанического хребта Гаккеля в Северном Ледовитом океане. Структура даечного комплекса может отражать направления попыток проникновения головной части рифта в Баренцево-Карский регион, являющийся краевой частью Евразийского континента. Таких попыток раскола было несколько, но ни одна из них в Баренцевоморской плите (и, возможно, в Карской плите) не оказалась успешной; в настоящее время тектоно-магматическое поднятие Гаккеля продвигается вглубь континента через море Лаптевых.

Помимо даечных комплексов в пределах Баренцевоморской плиты образовывались локальные очаги магматизма, сформировавшие отдельные поднятия, такие как поднятия Персея, Пинегина, Ферсмановское, Демидовское, Пахтусовское, свод Федьнского, Альбановско-Горбовский порог и ряд других. В магнитном поле данные очаги отображаются в виде мозаичных локальных аномалий. Локальный магматизм, фиксируемый в тепловых аномалиях, до сих пор наблюдается вблизи островов архипелагов Земля Франца-Иосифа и Шпицберген [Хуторской и др., 2009].

Тектонический и геодинамический анализ Баренцева моря следует уточнять по локальным аномалиям магнитного поля современных прецизионных съемок. Общие выводы о распространении магматизма и его характере, в конечном счете, востребованы при оценке прогнозных перспектив нефтегазоносности.

Подчеркнем необходимость продолжения магнитометрических съемок в Южно-Баренцев-

ской и Северо-Баренцевской депрессиях, где в настоящее время структура линейных магнитных аномалий требует уточнения. Геологический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова после приобретения в 2022 г. морского продольного градиентометра-магнитометра готов к выполнению работ.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность всем своим коллегам — геологам и геофизикам, которые проводили и до сих пор проводят полевые измерения в Баренцевоморском регионе.

Авторы благодарят Надежду Ивановну Тимофееву за внимательное прочтение рукописи, ценные редакторские замечания и предложения по улучшению стилистики текста и представительности иллюстративного материала.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено в рамках проекта “Геофизические исследования и разработка новых геофизических технологий при решении фундаментальных и прикладных задач геологии, геоэкологии и геоэнергетики”, номер договора 5-15-2021, номер ЦИТИС: 121042200088-6.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Арутюнян Д.А., Лыгин И.В., Соколова Т.Б., Бульчев А.А., Кузнецов К.М.* Магматические комплексы в осадочном чехле восточной части Баренцева моря по данным гидромагнитных съемок. Сборник тезисов Международной геолого-геофизической конференции и выставки “ГеоЕвразия 2019. Современные технологии изучения и освоения недр Евразии”. Тверь: ООО “ПолиПРЕСС”. 2019. С. 301–304.
- Верба М.Л.* Среднепалеозойские рифтогенные структуры Баренцевской плиты. Поиски, разведка и добыча нефти и газа в Тимано-Печорском бассейне и Баренцевом море. Докл. II Междунар. конф. СПб. 24–28 июня 1996. Т.1. СПб: ВНИИГРИ. 1996. С. 89–96.
- Гордин В.М., Розе Е.Н., Углов Б.Д.* Морская магнитометрия. М.: Недра. 1986. 232 с.
- Городницкий А.М., Филлин А.М., Малютин Ю.Д.* Морская магнитная градиентная съемка. М.: ВНИРО. 2004. 140 с.
- Грамберг И.С., Школа И.В., Бро Е.Г., Шеходанов В.А., Армишев А.М.* Параметрические скважины на островах Баренцева и Карского морей // Советская геология. 1985. № 1. С. 95–98.
- Грамберг И.С.* Баренцевоморский пермско-триасовый палеорифт и его значение для проблемы нефтегазоносности Баренцево-Карской плиты // Докл. РАН. 1997. Т. 332. №6. С. 789–791.
- Казанин Г.С., Павлов С.П., Шлыкова В.В., Ступакова А.В., Норина Д.А., Сауткин Р.С., Суслова А.А.* Сейсмо-геологическое строение Печорского и юго-восточной части Баренцева морей на основе интерпретации каркасной сети сейсмических профилей МОВ ОГТ 2Д. Геология и геоэкология континентальных окраин Евразии. Вып. 3. Специальное издание, посвященное 40-летию МАГЭ. М.: ГЕОС. 2011. С. 59–81.
- Карякин Ю.В., Соколов С.Ю.* Оценка возраста полосовых магнитных аномалий территории архипелага Земля Франца-Иосифа по геологическим данным. Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии. Материалы I Тектонического совещания. М.: ГЕОС. 2018. Т. 1. С. 256–262.
- Комарницкий В.М., Шипилов Э.В.* Новые геологические данные о магматизме Баренцева моря // Докл. АН СССР. 1991. Т. 320. № 5. С. 1203–1206.
- Кораго Е.А., Евдокимов А.Н., Столбов Н.М.* Позднемезозойский и кайнозойский базитовый магматизм северо-запада континентальной окраины Евразии. СПб. 2010. 174 с.
- Кузнецов К.М., Бульчев А.А.* Вейвлеты Пуассона в задачах обработки площадных потенциальных полей // Вестник Камчатской региональной ассоциации Учебно-научный центр. Серия: Науки о Земле. 2017. Т. 36. № 4. С. 72–78.
- Лейбов М.Б., Углов Б.Д., Бульчев А.А., Лыгин В.А., Гайнанов А.Г., Мелихов В.Р.* Практические вопросы повышения точности морских магнитометрических съемок. Деп. в ВИНТИ. № 9041-В86. М.: ВИНТИ. 1986. 140 с.
- Литвинова Т.П., Красинский Е.М., Глебовский В.Ю., Белов Е.А., Бойко А.В., Воронова М.А., Васильева С.И.* Карта аномального магнитного поля России. Масштаб 1 : 2500000. ВСЕГЕИ. 2016. URL: <https://vsegei.ru/ru/info/atlas/mag/>
- Лыгин В.А.* Дифференциальная магнитная съемка на акваториях. Автореферат на соискание степени кандидата технических наук. 04.00.12. М.: МГУ им. М.В. Ломоносова. 1989. 245 с.
- Лыгин И.В.* Преимущества морской дифференциальной магниторазведки в Арктике. Международная научно-практическая конференция “Морские исследования и образование” MARESEDU. 2020 (устное сообщение).
- Лыгин И.В., Мясоедов Н.К., Твердохлебов Д.Н.* Повышение информативности геологических моделей с привлечением данных гравиразведки и магниторазведки. Труды Международной геолого-геофизической конференции ГеоЕвразия 2018. Современные методы изучения и освоения недр Евразии. Тверь: ООО ПолиПРЕСС. 2018. С. 290–295.
- Лыгин И.В., Соколова Т.Б., Клещина Л.Н., Никитина В.А., Широкова Т.П., Кривошея К.В., Черников К.С., Мазекина А.В.* Технология картирования вулканогенно-осадочной толщи в сложноподобном терригенном разрезе по данным сейсморазведки и магниторазведки (Печорское море) // Геофизические исследования. 2022. Т. 23. № 1. С. 5–19.
- Малютин Ю.Д., Беляев В.Н.* Высокоточная магнитная градиентометрическая и гравиметрическая съемка нефтегазоносных структур в Баренцевом и Печорском морях. Межд. конф.: “300 лет горно-геологической службе России”. Тез. докл. СПб: ВИРГ-Рудгеофизика. 2000. С. 338–349.

- Мелихов В.Р., Булычев А.А., Шамаро А.М.* Частотный способ решения задачи разделения стационарной и переменной составляющих геомагнитного поля при гидромагнитных градиентометрических съемках. *Электромагнитные исследования*. М.: ИЗМИРАН. 1987. С. 97–109.
- Никишин А.М., Петров Е.И., Мальшев Н.А., Еришова В.П.* Рифтовые системы шельфа Российской Восточной Арктики и арктического глубоководного бассейна: связь геологической истории и геодинамики // *Геодинамика и тектонофизика*. 2017. № 8(1). С. 11–43.
- Норина Д.А.* Строение и нефтегазоматеринский потенциал пермско-триасовых терригенных отложений Баренцево-моревого шельфа. Автореф. канд. дисс. на соиск. уч. степ. канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ. 2014.
- Оболенский И.В., Булычев А.А.* Применение комплексного непрерывного вейвлет-преобразования Пуассона для определения источников аномалий потенциальных полей // *Геофизические исследования*. 2011. № 3. С. 5–21.
- Пискарев А.Л., Хойнеман К., Макарьев А.А., Макарьева Е.М., Бахтадзе В., Алексютин М.* Магнитные параметры и вариации состава магматических пород архипелага Земля Франца-Иосифа // *Физика Земли*. 2009. № 2. С. 66–83.
- Соколова Т.Б., Лыгин И.В., Кузнецов К.М., Токарев М.Ю., Фадеев А.А., Арутюнян Д.А.* Современные гравirazведка и магниторазведка при решении инженерно-геологических задач на шельфе (обзор и опыт применения) // *Геофизика*. 2021. Спецвыпуск. С. 54–62.
- Ступакова А.В., Сулова А.А., Большакова М.А., Сауткин Р.С., Санникова И.А.* Бассейновый анализ для поиска крупных и уникальных месторождений в Арктике // *Георесурсы*. 2017. Спецвыпуск. Ч. 1. С. 19–35. <https://doi.org/10.18599/grs.19.4>
- Хуторской М.Д., Леонов Ю.Г., Ермаков А.В., Ахмедзянов В.Р.* Аномальный тепловой поток и природа желобов в северной части Свальбардской плиты // *Докл. РАН*. 2009. Т. 424. № 2. С. 1–7.
- Черников К.С., Горбачев С.В., Голованов Д.Ю., Клещина Л.Н., Мазекина А.В., Ульянов Г.В., Мятчин О.М.* Геологическая и экономическая эффективность применения гравirazведки и магниторазведки на разных стадиях геолого-разведочных работ // *Геология нефти и газа*. 2020. № 2. С. 107–120. <https://doi.org/10.31087/0016-7894-2020-2-107-120>
- Шельфовые осадочные бассейны. Российской Арктики: геология, геоэкология, минерально-сырьевой потенциал / Под ред. д-ра техн. наук Г.С. Казанина; АО “МАГЭ”. Мурманск, СПб.: “Реноме” 2020. 544 с. DOI: 10.25990/dhw6-9x41
- Шушилов Э.В.* Пермско-триасовая интерференция тектонико-геодинамических режимов в эволюции Арктической периферии Северной Евразии // *Докл. РАН*. 2003. Т. 393. № 3. С. 376–381.
- Шушилов Э.В., Карякин Ю.В.* Юрско-Меловой базальтоидный магматизм Баренцево-Карской континентальной окраины: геологические и геофизические свидетельства и геодинамические обстановки проявления. Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии. Материалы I Тектонического совещания. М.: ГЕОС. 2008. Т. 2. С. 475–481.
- Шушилов Э.В., Тарасов Г.А.* Региональная геология нефтегазоносных осадочных бассейнов Западно-Арктического шельфа России. Апатиты: изд-во КНЦ РАН. 1998. 305 с.
- Шушилов Э.В., Юнов А.Ю.* О генезисе антиклинальных структур месторождений углеводородов восточной части Баренцева моря // *Докл. РАН*. 1995. Т. 342. № 1. С. 87–88.
- Шушилов Э.В., Лобковский Л.И., Шкарубо С.И.* Природа региональных магнитных аномалий северо-востока Баренцево-Карской континентальной окраины по результатам интерпретации сейсмических данных // *Арктика: экология и экономика*. 2021. Т. 11. № 2. С. 195–204. <https://doi.org/10.25283/2223-4594-2021-2-195-204>
- Шлыкова В.В., Величко Б.М., Павлов С.П., Зуикова О.Н.* Прогноз зон развития объектов возможного УВ-накопления на Северо-Баренцевском шельфе // *Разведка и охрана недр*. 2017. 10. С. 39–48.
- Arutyunyan D.A., Lygin I.V., Sokolova T.B., Bulychev A.A., Kuznetsov K.M., Krivosheya K.V.* Parameters of magmatic formations in the Barents Sea according to hydromagnetic // *Conference Proceedings, Marine Technologies. European Association of Geoscientists & Engineers*. 2019. V. 2019. P. 1–5. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.20190180>
- Dibner V.D.* *Geology of Franz Josef Land*. Norsk Polarinstittutt, Skrifter. Oslo. 1998. Meddelelse № 146. P. 190.
- Gaina C., Werner S.C., the CAMP-GM group.* Circum-arctic mapping project-gravity and magnetic maps (CAMP-GM). 2009.
- Kuznetsov K., Lygin I., Bulychev A., Kiryukhina E.* Analysis of opportunities spectral method for processing hydromagnetic survey // *European Association of Geoscientists and Engineers*. V. 2021. P. 1–5. <https://doi.org/10.3997/2214-4609.202152047>
- Meyer B., Saltus R., Chulliat A.* 2017: EMAG2v3: Earth Magnetic Anomaly Grid (2-arc-minute resolution). Version 3. NOAA National Centers for Environmental Information. <https://doi.org/10.7289/V5H70CVX>. Accessed 20.09.2021.
- Minakov A., Yarushina V., Faleide J.I., Krupnova N., Sakoulina T., Dergunov N., Glebovsky V.* Dyke emplacement and crustal structure within a continental large igneous province, northern Barents Sea / Pease V., Coakley B. (eds) *Circum-Arctic Lithosphere Evolution*. Geological Society, London: Special Publications. 2017. 460 p. ISBN: 9781786203410. <https://doi.org/10.1144/SP460.4>

ФОНДОВАЯ ЛИТЕРАТУРА (Ф)

- Величко Б.М., Шлыкова В.В., Журавлев В.А. и др.* Создание структурно-тектонической основы Северо-Баренцево-моревого шельфа для уточнения прогноза нефтегазового потенциала. Государственный контракт № 29/03/70-142 от 17.07.2012 г. ОАО “МАГЭ”. Мурманск, 2014 ф. — 980 л., 245 р., 46/105 гр., 5 кн., 2 п., 1 т., 28 м.н.
- Журавлев В.А., Шкарубо С.И., Малютин Ю.Д. и др.* Опыт-методическая геофизическая съемка нефте-

газоперспективных площадей Баренцева моря масштаба 1 : 200000. Отчет по объекту 04/94. “МАГЭ АООТ”. Мурманск, 1995 ф. — 445 л., 67 р., 39/43 гр., 2 кн., 2 п., 1 м.н.

Крюкова Г.Г., Шлыкова В.В., Величко Б.М., и др. Изучение геологического строения и перспектив углеводородонакопления Гусиноземельской площади южного Предновоземелья. Государственный контракт № 24/03/70-115 от 30.03.2012 г. ОАО “МАГЭ”. Мурманск, 2014ф.

Косолапов О.И., Атаков А.И. Комплексные геофизические исследования: сейсморазведочные работы 2Д МОГТ в объеме 6500 погонных километров, гравиметрическая и магнитометрическая съемки на Персеевском лицензионном участке. Договор № PMNG 0003/14 от 23.06.2014г. Лицензия ШБМ 15305 НР. ОАО “Севморнефтегеофизика”. Мурманск, 2014ф.

Павлов С.П., Заварзина Г.А., Шлыкова В.В. и др. Изучение геологического строения и оценка перспектив нефтегазоносности Пинегинской площади Баренцева моря. Государственный контракт № 10/03/70-307 от 13.04.2007 г. ОАО “МАГЭ”. Мурманск, 2009ф. — 401 л., 37 р., 46/97 гр., 2 кн., 3 п., 52 м.н.

Павлов С.П., Шлыкова В.В., Ивахненко О.В., и др. Создание каркасной сети региональных сейсмических профилей с целью изучения строения глубоких горизонтов осадочного чехла Печоро-Баренцево-Северокарского мегабассейна (Печорский, Южно-Баренцевский районы). Гос. Контракт № 13/0370-352 от 28.11.2007 г. ОАО “МАГЭ”. Мурманск, 2011 ф. — 1067 л., 105 р., 25/91 гр., 5 кн., 3 п., 39 м.н.

Павлов С.П., Шлыкова В.В., Григорьева Б.М., и др. Уточнить геологическое строение и перспективы нефтегазоносности восточного борта Северо-Баренцевской впадины. Государственный контракт № 05/03/70-152 от 09.06.2005 г. ОАО “МАГЭ”. Мурманск, 2008ф. — 757 л., 42 р., 26/44 гр., 4 кн., 1 п., 75 м.н.

Сакулина Т.С., Дружинина Е.А., Крупнова Н.А. и др. Комплексные региональные геофизические исследования с целью уточнения геологического строения и перспектив нефтегазоносности прогибов Святой Анны и Воронина. Госконтракт № 09/18/510-65 от 16.08.16 г. Доп. соглашение № 1 от 08.12.2016 г. Доп. соглашение № 2 от 28.02.2017 г. Лицензия ШКМ 16154 НП. АО “Росгео”. Москва, 2017ф. — 896 л., 70 р., 35/124 гр., 5 кн., 3 п., 12 м.н.

Сакулина Т.С., Рослов Ю.В., Верба М.Л. и др. Проведение комплексных геолого-геофизических исследований (сейсморазведочные работы МОВ ОГТ, КМПВ ГСЗ, НСАП, гравиметрических, магнитометрических, газогеохимических) на опорном профиле 4-АР (п-ов Таймыр—Земля Франца-Иосифа) с целью изучения глубинного строения и уточнения перспектив нефтегазоносности Баренцево-Карской плиты и зон ее сочленения с сопредельными тектоническими структурами. Госконтракт № 01/08/20-20. Дополнительные соглашения № 1, 2, 3, 4, 5. ФГУНПП Севморгео. Санкт-Петербург, 2007ф. — 1053 л., 190 р., 54/57 гр., 4 кн., 3 п., 2 т., 100 м.н.

Соколова Т.Б. Комплексные геофизические исследования: сейсморазведочные работы 3Д МОГТ в объеме

2800 полнократных квадратных километров, гравиметрическая и магнитометрическая съемки на Западно-Приновоземельском лицензионном участке (обработка и интерпретация гравимагнитных данных). Лицензия ШБМ 15489 НР. Договор 011-15-3П. ФГБОУ ВО “Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова”. Москва, 2015ф. — 288 л., 112 р., 39/39 гр., 1 кн., 1 п., 1 м.н.

Черников С.Ф., Шлыкова В.В., Павлов С.П., и др. Региональные комплексные геолого-геофизические исследования на Южно-Шпицбергенском шельфе. Государственный контракт № 04/03/70-71 от 12.04.2005 г. ОАО “МАГЭ”. Мурманск, 2007ф. — 347 л., 75 р., 42/58 гр., 2 кн., 1 п., 24 м.н.

Чернышов С.А. Комплексные геофизические исследования на лицензионном участке Федьинский, съемка 2013 года. (Обработка и комплексная интерпретация гравиметрических и магнитометрических данных морских съемок на лицензионном участке Федьинский). Лицензия ШБМ 15307 НР. Договор № 29/03/14 от 29 апреля 2014 г. ООО “Федьинскморнефтегаз”, ОАО “Севморгео”. Москва, 2016ф.

Широчков С.В., Ермаков Г., Викулов А. и др. Комплексные геофизические исследования на лицензионном участке Федьинский, съемка 2013 г. Этап полевых работ. Лицензия ШБМ 15307 НР. Договор № 2100013/0012Д. ОАО “Севморнефтегеофизика”. Мурманск, 2013ф. — 307 л., 50 р., 3 кн., 121 м.н.

Широчков С.В., Ермаков Г., Федорец В. и др. Комплексные геофизические исследования: сейсморазведочные работы 3Д МОГТ в объеме 2800 полнократных квадратных километров, гравиметрическая и магнитометрическая съемки на Западно-Приновоземельском лицензионном участке. Лицензия ШБМ 15489 НР. Договор № 022-14-3ПША. ОАО “Севморнефтегеофизика”. Мурманск, 2014ф. — 583 л., 103 р., 11/11 гр., 6 кн., 3 п., 341 м.н.

Шлыкова В.В., Величко Б.М., Федухина Т.Я. и др. Изучение геологического строения и перспектив нефтегазоносности северо-западной части российского сектора Баренцева моря (прогиб Франц-Виктория). Государственный контракт № 12/03/70-350 от 28.11.2007 г. ОАО “МАГЭ”. Мурманск, 2010ф. — 686 л., 46 р., 41/131 гр., 4 кн., 2 п., 16 м.н.

Шлыкова В.В., Величко Б.М., Дьяченко А.Б. и др. Уточнение геологического строения и перспектив нефтегазоносности локальных поднятий на Трубятчинской площади Баренцева моря. Государственный контракт № 17/03/70-66 от 28.05.2010 г. ОАО “МАГЭ”. Мурманск, 2012ф. — 964 л., 45 р., 58/149 гр., 4 кн., 4 п., 11 м.н.

Шлыкова В.В., Величко Б.М., Крюкова Г.Г., и др. Уточнить геологическое строение и перспективы нефтегазоносности северной части Предновоземельской структурной области. Государственный контракт № 21/03/70-31 от 18.05.2011 г. ОАО “МАГЭ”. Мурманск, 2012ф. — 1387 л., 84 р., 57/136 гр., 6 кн., 5 п., 8 м.н.

Mapping of Magmatic Complexes Based on Hydromagnetic Surveys in the Barents Sea Region

I. V. Lygin^{a, *}, D. A. Arutyunyan^{a, **}, T. B. Sokolova^{a, ***},
K. M. Kuznetsov^{a, ****}, and K. V. Krivosheya^{b, *****}

^a*Moscow State University, Moscow, 119991 Russia*

^b*All-Russian Research Institute of Oil Geology, Moscow, 105118 Russia*

^{*}*e-mail: lygin@geophys.geol.msu.ru*

^{**}*e-mail: david-20.97@mail.ru*

^{***}*e-mail: tb-sokolova@yandex.ru*

^{****}*e-mail: kirillkuz90@yandex.ru*

^{*****}*e-mail: kvk2000@inbox.ru*

We have investigated nearly all of the currently available hydromagnetic survey data to study the magmatic structures in the sedimentary basin of the Barents Sea region. We use the modern interpretation techniques to process over 93 000 kilometres profile data of 1995–2017s. It was established that north-west striking dyke groups are abundant in the central and northern parts of the basin; in the south part no dykes were found. Magmatic structures in the sedimentary basin are reflected by the local magnetic anomalies of two types – the linear ones sourced by dykes, and mosaic ones associated with the local areas of magmatism. At sea depth of 100–500 m and sediment thickness over 8 km, the dominant depth of the upper edges of the bodies generating anomalies is about 1500 m. The analysis of the magnetic anomalies could help us to outline more exactly the sedimentary structures, the history of the magmatic processes and the tectonic evolution of the Barents Sea Region.

Keywords: Barents Sea, magnetic survey, magnetic field anomalies, magmatism, dykes, seismic survey, wavelet analysis

УДК 551.24

ТЕРМИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ЛИТОСФЕРЫ КОЛТОГОРСКО-УРЕНГОЙСКОГО ГРАБЕНА ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО БАСЕЙНА В РАЙОНЕ СКВ. СГ-6 – ЧИСЛЕННАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ В РАМКАХ СИСТЕМЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ ПЛОСКИХ БАСЕЙНОВ GALO

© 2023 г. Ю. И. Галушкин*

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Музей землеведения, г. Москва, Россия

*E-mail: yu_gal@mail.ru

Поступила в редакцию 18.04.2022 г.

После доработки 19.12.2022 г.

Принята к публикации 08.02.2023 г.

Система моделирования бассейнов GALO используется для численной реконструкции теплового режима литосферы Западно-Сибирского бассейна в Колтогорско-Уренгойском грабене в районе сверхглубокой скважины Тюменская СГ-6. Реконструкция объясняет особенности в формировании теплового режима бассейна, которые не рассматривались в предшествующих реконструкциях района. К таким особенностям относятся аномально высокий рост зрелости органического вещества в породах юры и триаса, высокие градиенты температур, наблюдаемые в верхнем фундаменте и триасо-пермском осадочном комплексе, аномально низкие температуры пород верхних горизонтов современного осадочного разреза бассейна. Анализ временных изменений тектонического погружения бассейна используется для оценки интенсивности и продолжительности событий тепловой активации и растяжения его литосферы. Тепловое влияние силла, внедрившегося в нижней юре в верхние горизонты фундамента, объясняло высокую степень созревания органического вещества в нижнетриасовых породах. Учет резких колебаний климата в плиоцен-четвертичное время вместе с гидротермальной активностью в низах осадочного чехла в верхнем плиоцене – нижнем плейстоцене, позволили получить глубинные профили температур и отражательной способности витринита, хорошо согласующиеся с измеренными значениями.

Ключевые слова: скважина СГ-6, моделирование бассейнов, тектоническое погружение, гидротермальная активность, пермафрост.

DOI: 10.31857/S0002333723040051, **EDN:** TLDQXD

ВВЕДЕНИЕ

В Западно-Сибирском бассейне (ЗСБ) до сих пор сохраняются большие перспективы открытия новых месторождений нефти и газа, связанных с глубокими юрскими, триасовыми и пермскими осадочными горизонтами, а также с верхними горизонтами трещиноватого фундамента [Белоконь-Карасева и др., 2006; Коробов, Коробова, 2011; Кравченко, 2012; Конторович и др., 2013; Горбачёв, 2018]. Как известно, термическая история осадочного бассейна имеет решающее значение для оценки перспектив формирования в нем месторождений углеводородов (УВ). В этом аспекте осадочный разрез сверхглубокой параметрической скважины SG-6 (рис. 1) представляет особый интерес, поскольку литосфера и осадочный разрез Колтогорско-Уренгойского района хорошо изучены геолого-геофизическими методами [Белоконь-Карасева и др., 2006; Кравченко, 2012; Конторович и др., 2013; Добрецов и др.,

2013; и др.]. Подробная база данных о структуре и геологической истории района вместе с достаточным количеством измерений глубинных температур и отражательной способности витринита (ОСВ) [Фомин и др., 2001; Мясникова, Оксенойд, 2012; Кравченко, 2012; Богоявленский и др., 2013; Горбачёв, 2018] позволяет построить здесь достаточно обоснованную модель тепловой эволюции литосферы.

В статье система моделирования бассейна GALO вместе со вспомогательным программным пакетом ICE2020 применяется для численной реконструкции тепловой истории литосферы Колтогорско-Уренгойского грабена ЗСБ. Численные реконструкции термической истории осадочного разреза скв. SG-6 рассматривались ранее в работах [Галушкин и др., 1996; Конторович и др., 2013; Добрецов и др., 2013] (см. ниже раздел “Обсуждение”). Тем не менее, в этих реконструкциях не получили объяснения ряд особенностей в глу-

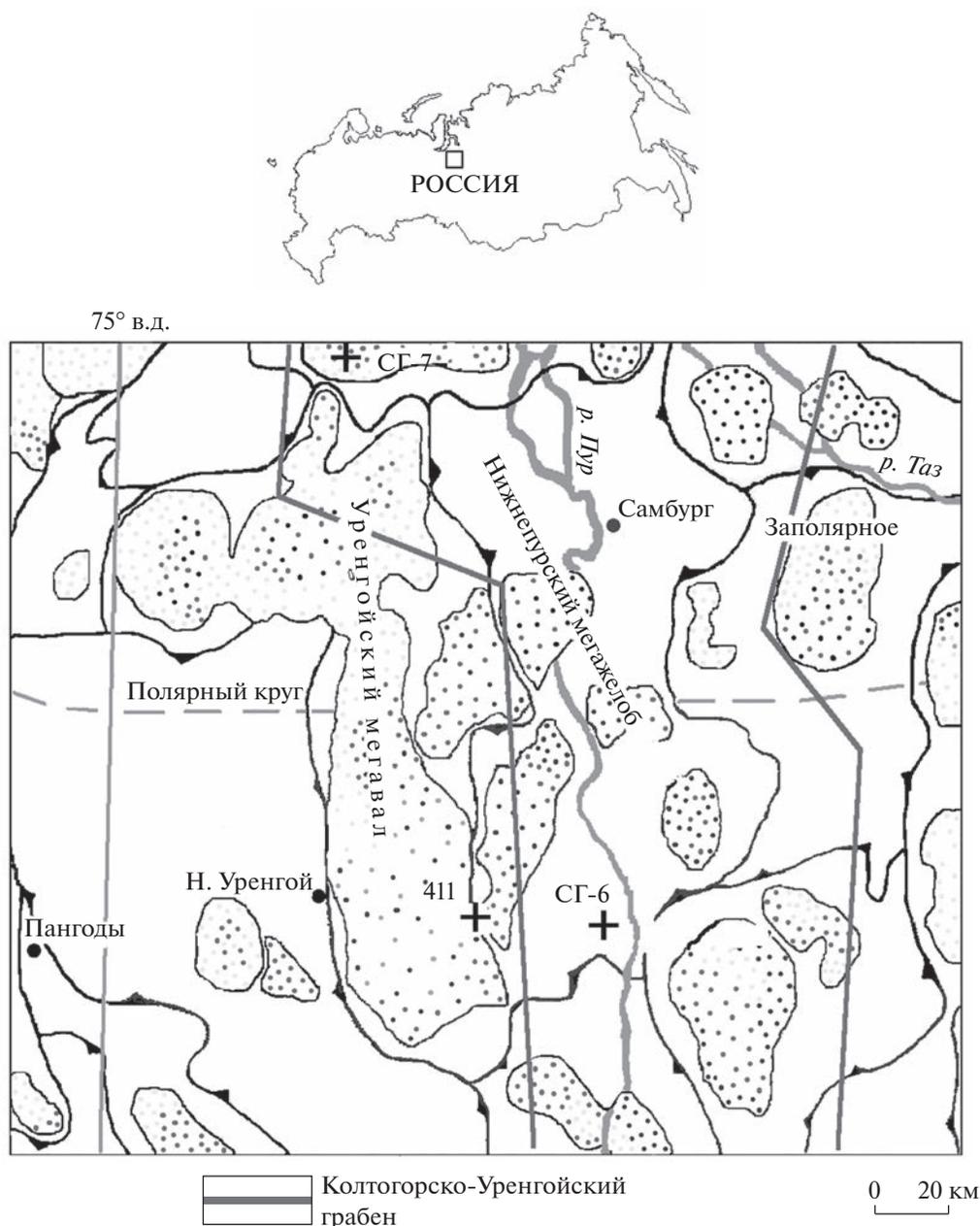


Рис. 1. Положение сверхглубоких скважин Тюменской СГ-6 и Ен-Яхинская СГ-7 в пределах Колтогорско-Уренгойского рифтового грабена.

бинных распределениях температуры, $T(z, t)$, и ОСВ, $\%Ro(z, t)$, характерных для исследуемой области. Эти особенности включают аномально высокий рост зрелости органического вещества (ОВ) в осадочных горизонтах юры и триаса, высокие температурные градиенты в основании осадочного чехла и в верхних горизонтах фундамента, а также аномально низкие температуры верхних горизонтов осадочного разреза. В статье показано, что внедрение силла в верхние горизонты фундамента в нижней юре, тектоническая трещиноватость пород верхнего фундамента и от-

ложений перми триаса и юры [Коробов, Коробова, 2011; Кравченко, 2012; Мясникова, Оксенойд, 2012; Горбачёв, 2018], а также резкие колебания климата в плиоцене-четвертичном периоде могут рассматриваться в качестве основных причин появления таких особенностей. Применение системы моделирования GALO и вспомогательного программного пакета ICE2020 позволило количественно оценить вклад каждого из вышеперечисленных нестандартных процессов в формирование теплового режима и профиля зрелости ($\%Ro$)

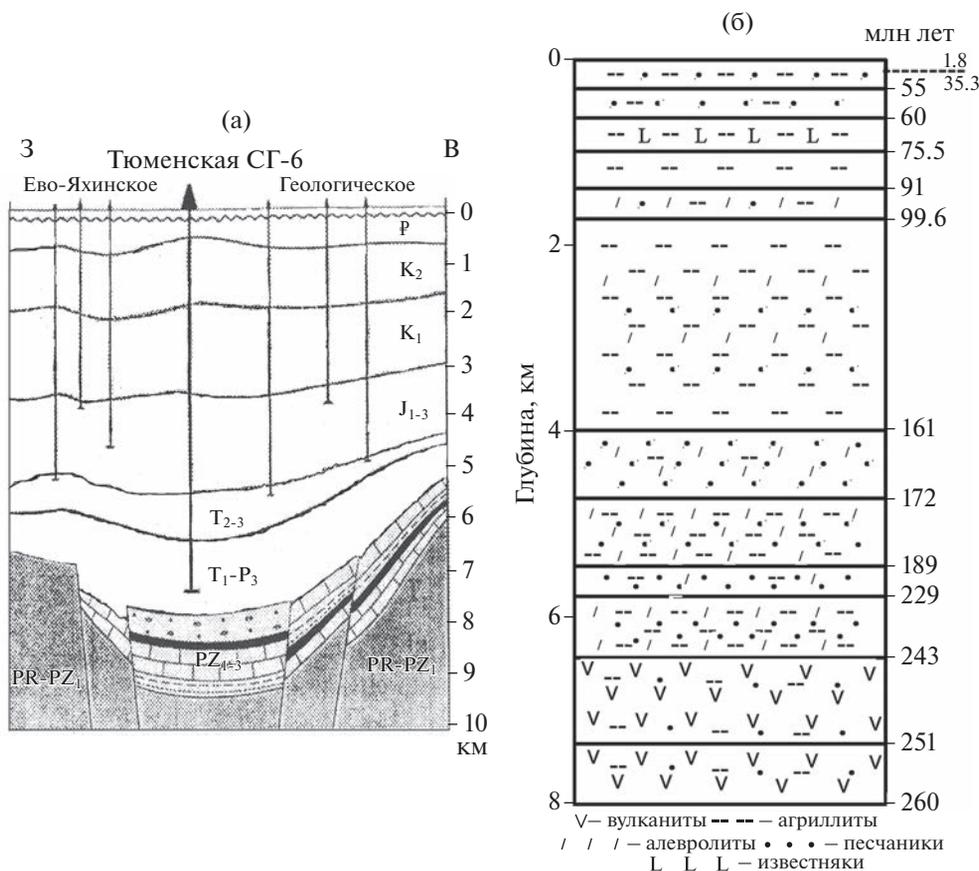


Рис. 2. Осадочный разрез скв. Тюменская СГ-6: (а) – геологический профиль через скв. СГ-6 (по работе [Кравченко, 2012]); (б) – обобщенный осадочный разрез скв. СГ-6 (по литературным данным). Вверху на глубине 70 м показано положение эрозионного несогласия с возрастом пород 1.8 млн лет над несогласием и 35.3 млн лет под ним.

осадочного покрова Колтогоро–Уренгойского грабена.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ РАЙОНА

Бурение двух сверхглубоких параметрических скважин Тюменская SG-6 и Ен-Яхинская SG-7, расположенных в пределах Колтогорско-Уренгойского рифтового грабена (рис. 1), дало наиболее полный разрез мезозойско-кайнозойского осадочного чехла в северной части ЗСБ (рис. 2). Обобщенный осадочный разрез скважины СГ-6 показан на рис. 2 и в более подробной версии, используемой при моделировании в данной статье, представлен в табл. 1. Этот разрез можно видеть и на рис. 3а для настоящего времени ($t = 0$). Некоторые детали построения указанного разреза рассмотрены ниже вместе с кратким обзором геологической истории его формирования.

Колтогорско-Уренгойский грабен сформировался на рифтовой стадии эволюции ЗСБ с максимальной скоростью осадконакопления в поздней перми – среднем триасе (260–230 млн лет). Последние геологические данные указывают на

распространение пермско-триасового вулканизма на большей части Западно-Сибирской плиты [Сараев и др., 2009] и начало формирования рифтовых впадин относят к поздней перми – раннему триасу. В рельефе фундамента рифтовые зоны выражены в виде глубоких линейных долин, заполненных осадочным чехлом мощностью до 7–13 км (рис. 2а; [Горбачёв, 2018]). Мощные слои основных эффузивов с пиком возраста около 251 млн лет, обнаружены в основании осадочного чехла скважины SG-6 (рис. 2б [Сараев и др., 2009; Добрецов и др., 2013; Горбачёв, 2018]). В скважине SG-6 толщина слоя верхней перми и нижнего триаса, содержащего вулканические породы, превышает 1500 м (рис. 2, рис. 3б; табл. 1). Литологический состав пород юры, верхнего и среднего триаса, а также мощность их слоев определялись по данным работ [Белоконь-Карасева и др., 2006; Кравченко, 2012; Конторович и др., 2013; Добрецов и др., 2013; и др.]. Тектонические перемещения блоков фундамента по разломам древнего происхождения отмечаются в юрском периоде во многих районах ЗСБ. В осадочном чехле стадия раннего рифтогенеза четко отмечается от-

Таблица 1. Основные стадии эволюции ЗСБ в районе скв. Тюменская СГ-6

N	KG	t ₁	t ₂	Z	Литология					
					км	гл	вул	алев	песч	изв
1	1	260.0	251.0	8.000	0.100	0.800	0.000	0.100	0.000	0.000
2	1	251.0	243.0	7.350	0.100	0.600	0.000	0.300	0.000	0.000
3	1	243.0	237.0	6.424	0.400	0.000	0.400	0.200	0.000	0.000
4	1	237.0	229.0	6.011	0.400	0.000	0.300	0.300	0.000	0.000
5	1	229.0	200.0	5.765	0.160	0.000	0.100	0.700	0.040	0.000
6	1	200.0	189.0	5.607	0.100	0.000	0.100	0.800	0.000	0.000
7	1	189.0	183.0	5.440	0.320	0.000	0.320	0.360	0.000	0.000
8	1	183.0	172.0	5.050	0.320	0.000	0.320	0.360	0.000	0.000
9	1	172.0	167.7	4.711	0.130	0.000	0.250	0.600	0.000	0.020
10	1	167.7	161.0	4.305	0.130	0.000	0.250	0.600	0.000	0.020
11	1	161.0	145.5	3.980	0.550	0.000	0.250	0.170	0.030	0.000
12	1	145.5	131.0	3.780	0.600	0.000	0.200	0.200	0.000	0.000
13	1	131.0	119.0	2.880	0.500	0.000	0.300	0.200	0.000	0.000
14	1	119.0	99.6	2.325	0.600	0.000	0.200	0.200	0.000	0.000
15	1	99.6	91.0	1.707	0.300	0.000	0.400	0.300	0.000	0.000
16	1	91.0	75.5	1.380	0.900	0.000	0.050	0.050	0.000	0.000
17	1	75.5	60.0	0.982	0.600	0.000	0.000	0.000	0.400	0.000
18	1	60.0	55.0	0.623	0.150	0.000	0.000	0.850	0.000	0.000
19	1	55.0	38.0	0.308	0.500	0.000	0.000	0.500	0.000	0.000
20	1	38.0	24.0	0.158	0.300	0.000	0.000	0.700	0.000	0.000
21	4	24.0	4.0	0.300	—	—	—	—	—	—
22	2	4.0	1.8	—	—	—	—	—	—	—
23	1	1.8	0.0	0.070	0.500	0.000	0.000	0.500	0.000	0.000

Примечания: N – номер стадии развития бассейна; KG – тип стадии (1 – отложение осадков, 2 – перерыв, 4 – эрозия); t₁ и t₂ – время начала и конца стадии в млн лет; Z – глубина основания осадочного слоя в современном разрезе бассейна при KG = 1 или амплитуда эрозии при KG = 4; литология – литологический состав пород: гл – глины и аргиллиты, вул – вулканиты, алев – алевролиты, песч – песчаники, изв – известняки, ОВ – органика.

ложением 3.0–3.5 км осадков с возрастом от 260 до 245 млн лет (рис. 2, рис. 3а; табл. 1). Пострифтовая фаза осадконакопления завершилась около 160 млн лет назад. Она сменилась новой фазой быстрого осадконакопления, продолжавшейся от 165 до 135 млн лет [Добрецов и др., 2013]

Можно выделить три отдельных этапа в кайнозойской геологической истории ЗСБ [Конторович и др., 2013]. Первый этап, в течение которого продолжалось погружение бассейна, охватывал палеоген. Мощные слои осадков накапливались в палеоцене, эоцене и олигоцене (табл. 1; рис. 2б, рис. 3а). В начале второго этапа, в позднем олигоцене, погружение ЗСБ сменилось подъемом северной части бассейна и интенсивной эрозией палеогеновых и, частично, меловых отложений (табл. 1; рис. 3а). Эрозия продолжалась в течение всего неогена. В этот период в южной части ЗСБ и его складчатом обрамлении проявились тектонические процессы, вызванные столкновением

жесткого Индостанского блока с Азиатской литосферной плитой [Конторович и др., 2013]. Третий этап кайнозойской истории развития бассейна, начавшийся в конце плиоцена и охвативший весь плейстоцен, связан с резким похолоданием климата в Северном полушарии и образованием слоев вечномерзлых пород (пермафроста), что радикально изменило термодинамический режим осадочного чехла.

При реконструкции термического режима осадочного разреза скв. СГ-6 существенное значение имеет аномальный характер изменения пористости пород с глубиной. Исследования показали, что терригенные отложения нижней и средней юры, триаса и верхней перми на глубинах от 4 до 8 км сохраняют коллекторские свойства даже при высоких температурах и давлениях [Кравченко, 2012]. Как в осадочных, так и в вулканических породах существование резервуаров на больших глубинах связано с процессами трещиноватости и

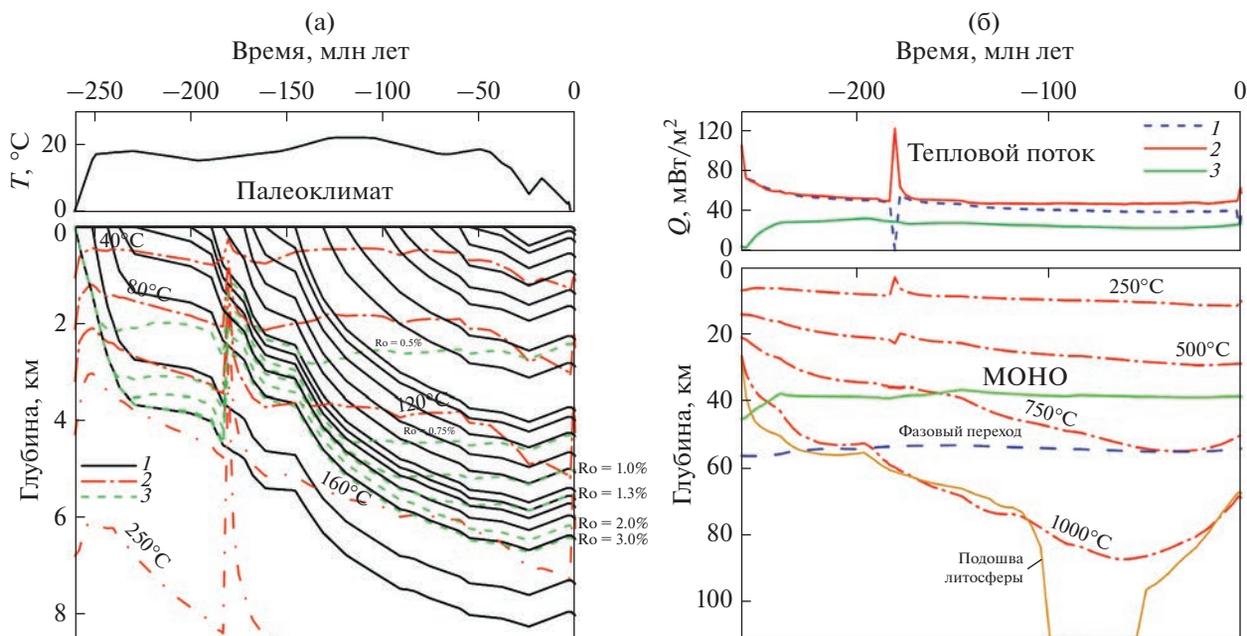


Рис. 3. Термическая история осадочной толщи (а) и литосферы (б) Западно-Сибирского бассейна в районе скв. СГ-6. (а): 1 – основания осадочных слоёв; 2 – изотермы; 3 – изолинии %Ro/; (б) – на верхнем рисунке 1, 2, 3 – тепловые потоки через поверхности осадков (1), фундамента (2) и верхней мантии (3), граница МОХО; на нижнем рисунке: линия “МОХО” – основание коры; линия “фазовый переход” – глубина фазового перехода “шпинельный перидотит – гранатовый перидотит” в мантии; основание литосферы определяется пересечением текущей геотермы с кривой со- лидуса перидотита с содержанием 0.2% H₂O [Wyllie, 1979].

частично с гидротермальной активностью в вулканических образованиях. В целом нижние горизонты осадочного чехла ЗСБ характеризуются тектонической трещиноватостью пород и ремобилизацией разломов древнего происхождения [Предтеченская и др., 2009; Горбачёв, 2018]. Образование минералогических и гидрохимических аномалий в этих породах сопровождается признаками тектонической трещиноватости, расщепления, разуплотнения и растворения нестабильных минералов, что улучшает коллекторно-фильтрационные свойства пород и качество коллекторов [Предтеченская и др., 2009]. Минимальная пористость пород-коллекторов составляет 15–20% в среднеюрских породах и 13–18% в нижнеюрских [Мясникова, Оксеноид, 2012]. Хорошие коллекторские свойства сохраняются в пермских и триасовых породах [Богоявленский и др., 2013]. Если в тюменской свите преобладает смесь низкопроницаемых коллекторов порового и трещиновато-пористого типов, то в нижнеюрской трещиновато-пористые коллекторы уже преобладают [Мясникова, Оксеноид, 2012]. Зоны интенсивной гидротермальной обработки (цеолитизации) базальтов также обладают высокими коллекторскими свойствами [Коробов, Коробова, 2011]. Пористость пород в таких частях разреза достигает 19% [Горбачёв, 2018]. Ситуация, когда в качестве резервуаров выступают базальты нижне-

го и среднего триаса, описана в скважине Ен-Яхинская СГ-7 [Коробов, Коробова, 2011]. Аналогичная ситуация имела место на нефтяном месторождении White Tiger в Южном Вьетнаме. Здесь также формировались хорошие коллектора после интенсивного гидротермального выветривания глубинных пород осадочного чехла и гранитоидов фундамента.

Таким образом, модель термического развития ЗСБ в Колтогорско-Уренгойском трого должна учитывать заметное увеличение эффективной пористости пород под влиянием тектонического растрескивания и гидротермального выветривания в осадочных породах юры, триаса и перми, а также в верхних горизонтах фундамента. Повышенные значения эффективной пористости пород характерны для осадочных разрезов скв. СГ-6 и СГ-7, а также для многих месторождений Приобского, Уренгойского и Ямальского районов ЗСБ [Предтеченская и др., 2009; Кравченко, 2012; Мясникова, Оксеноид, 2012; Богоявленский и др., 2013]. В модели, рассматриваемой в данной статье, наличие зон с повышенными значениями эффективной пористости пород формально воспроизводится заменой стандартно уплотненных вулканитов, алевролитов и песчаников в горизонтах перми, триаса, нижней и средней юры породами с нестандартным более медленным уплотнением. Стандартные (среднемировые) вулкани-

Таблица 2. Петрофизические параметры пород осадочного разреза скв. СГ-6, использованные в моделировании

N	$\phi(0)$	B м	K_m Вт/м · К	α , К ⁻¹	C_{vm} МДж/м ³ · К	ρ_m кг/м ³	A μВт/м ³
1	0.524	5990	2.23	0.0004	2.51	2700	0.37
2	0.508	6030	2.72	0.0009	2.59	2690	0.52
3	0.606	3650	3.07	0.0016	2.55	2670	1.49
4	0.598	3600	3.22	0.0017	2.57	2670	1.45
5	0.504	4950	4.35	0.0024	2.76	2660	1.07
6	0.469	6190	4.72	0.0026	2.81	2660	1.00
7	0.577	4000	3.45	0.0018	2.62	2670	1.36
8	0.577	4000	3.45	0.0018	2.62	2670	1.36
9	0.500	5520	4.06	0.0023	2.72	2630	1.08
10	0.500	2380	4.06	0.0023	2.72	2630	1.08
11	0.634	1960	2.81	0.0013	2.49	2680	1.62
12	0.639	1950	2.79	0.0013	2.47	2680	1.67
13	0.623	1990	2.93	0.0014	2.51	2680	1.58
14	0.639	1950	2.79	0.0013	2.47	2680	1.67
15	0.578	2120	3.38	0.0018	2.62	2670	1.36
16	0.687	1830	2.25	0.0007	2.31	2700	1.98
17	0.667	1830	2.41	0.0005	2.44	2700	1.51
18	0.478	2510	4.71	0.0026	2.79	2660	1.03
19	0.600	2060	3.37	0.0017	2.57	2680	1.46
20	0.538	2260	4.09	0.0022	2.70	2670	1.21
21	—	—	—	—	—	—	—
22	—	—	—	—	—	—	—
23	0.600	2060	3.37	0.0017	2.57	2.680	1.46

Примечания: N – номер стадии развития бассейна; $\phi(0)$ – пористость пород при отложении на поверхности (средняя пористость в верхних 150–200 м разреза); B – параметр уплотнения в законе изменения пористости с глубиной: $\phi(z) = \phi(0)\exp(-z/B)$; K_m – теплопроводность матрицы породы при температуре $T = 20^\circ\text{C}$; α – температурный коэффициент в зависимости: $K_m(T) = K_m(20^\circ\text{C})/(1 + \alpha T^\circ\text{C})$; C_{vm} – теплоемкость матрицы пород; ρ_m – плотность матрицы; A – генерация тепла в единице объема матрицы.

ты, алевролиты и песчаники уплотняются в соответствии с экспоненциальным законом: $\phi(z) = \phi_0 \times \exp(-z/b)$ с параметрами уплотнения $\phi_0 = 0.50, 0.54$ и 0.40 и $b = 3.27, 2.25$ и 3.00 км соответственно [Ungerer, 1993; Галушкин, 2007]. Для нестандартных пород при тех же ϕ_0 принимались значения $b = 7.64, 7.05$ и 10.00 км. Они выбирались таким образом, чтобы пористость указанных пород на глубине 7 км составляла около 20%. Эффективные значения ϕ_0 и b для смесей пород с литологическим составом из табл. 1, рассчитанные по алгоритмам, принятым в системах моделирования бассейнов [Ungerer, 1993; Галушкин, 2007], показаны в табл. 2. Различие в пористости, рассчитанной для стандартно- и нестандартно-уплотняющихся пород, можно видеть на рис. 4.

ТЕРМИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ЛИТОСФЕРЫ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО БАСЕЙНА В КОЛТОГОРСКО-УРЕНГОЙСКОМ ТРОГЕ (СКВ. СГ-6)

Система моделирования бассейнов GALO

В этой статье численная реконструкция тепловой истории литосферы ЗСБ осуществляется с помощью системы моделирования осадочных бассейнов GALO. Система GALO рассматривает эволюцию плоских одномерных бассейнов, когда все переменные зависят только от времени (t) и глубины (z) и не изменяются в горизонтальных направлениях (x и y). Модель плоского бассейна является ограничением системы моделирования и условия ее применения обсуждаются ниже. Но к ее преимуществам относится то, что она позволяет увеличить вертикальный размер области

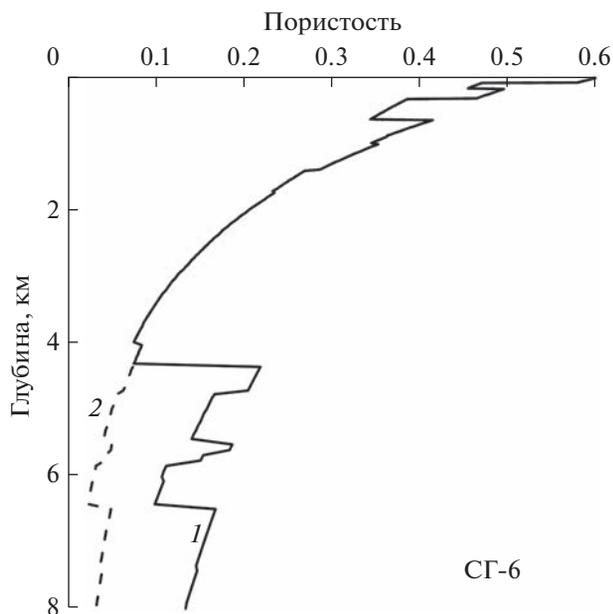


Рис. 4. Рассчитанное изменение пористости пород с глубиной в современном осадочном разрезе скв. СГ-6: 1 – вычисления с учетом (с аномально высокой пористости вулканитов, алевролитов и песчаников в осадочных слоях средней и нижней юры, триаса и перми (см. текст); 2 – вычисления со стандартными, среднемировыми характеристиками уплотнения осадочных пород.

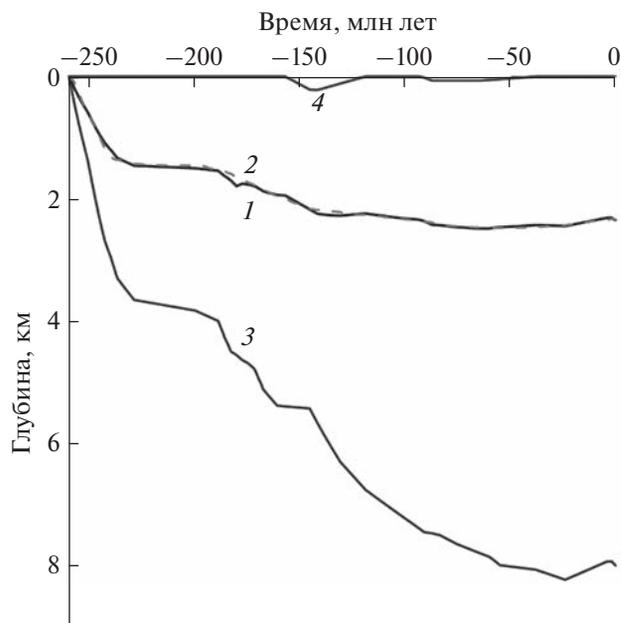


Рис. 5. Вариации в тектоническом погружении бассейна в районе скв. СГ-6: 1 (сплошная линия) – тектоническое погружение поверхности фундамента, вычисленное путем удаления нагрузки воды и осадков с поверхности фундамента; 2 – тектоническое погружение поверхности фундамента, вычисленное путем учета вариаций в распределении плотности пород фундамента с глубиной; 3 – изменение мощности осадочного чехла; 4 – палеоглубина моря.

расчета температур, включив в неё вместе с осадочным чехлом кору и мантию до глубины 100 и более км (рис. 3б). В свою очередь, расчет плотности пород фундамента на больших глубинах позволяет численно рассчитывать амплитуду тектонического погружения бассейна (рис. 5) и использовать анализ временных вариаций этих амплитуд для оценки продолжительности и интенсивности событий растяжения и тепловой активизации литосферы бассейна в истории его погружения [Галушкин, 2007; Galushkin, 2016; Галушкин и др., 2014]. Возможность таких оценок является существенным преимуществом системы GALO перед системами моделирования бассейнов, использующими задание теплового потока в основании осадочного чехла.

Принципы моделирования термической истории осадочных бассейнов в системе GALO подробно описаны в работах [Галушкин, 2007; Galushkin, 2016]. Как и в других системах моделирования [Ungerer et al., 1990; Ungerer, 1993; Welte et al., 1997; Hantschel, Kauerauf, 2009; Cloetingh et al., 2015], система GALO учитывает отложение пористых осадков с переменной скоростью, их уплотнение; эрозию, зависимость температурных и физических характеристик пород от литологического состава, глубины их погружения и температуры; рассматривает изменение теплопровод-

ности матрицы пород и поровых вод от температуры [Галушкин, 2007]. При моделировании область вычисления температуры делится на шаги (dz), которые не превышали 10 м на поверхности и увеличивались линейно-непрерывно до 900–1000 м на глубинах 100 и более км. Временные шаги (dt) варьировались от 300–400 тысяч лет во время относительно спокойных периодов эволюции бассейна в верхнем триасе и эоцене до 20000 лет во времена интенсивного осадконакопления. Постоянная температура $T_m = 1150^\circ\text{C}$ поддерживалась на нижней границе области счета Z_m , которая менялась в процессе счета от 112 км на толщину осадочного чехла. Принципы расчёта ZM и TM в системе GALO обсуждаются в работах [Галушкин, 2007; Galushkin, 2016]. На верхней границе области счета задавались среднегодовые температуры изучаемого района. Кривая “палеоклимат” на рис. 3а показывает эти температуры, использованные в моделировании термической истории бассейна, начиная с 260 млн лет назад. Для периода от 260 до 65 млн лет назад они получались с использованием серии палеотектонических реконструкций Западной Сибири [Метелкин и др., 2012] и реконструкций палеоклимата Земли [Frakes, 1979]. Для кайнозоя палеоклимат определялся из работы [Величко, 1999]. Деталь-

ная климатическая кривая последних 3.5 млн лет рассмотрена в работе [Galushkin, 2023].

Породы осадочного разреза скв. СГ-6 представлены смесью пяти литологических единиц: глинистых сланцев, вулканитов, алевролитов, песчаников и известняков в различных пропорциях (рис. 2б; табл. 1). В расчетах теплофизических характеристик осадочных пород использовались среднемировые теплофизические параметры этих литологических единиц, опубликованные в ряде работ по моделированию бассейнов (см., например, [Doligez et al., 1986; Ungerer, 1993; Галушкин, 2007; Galushkin, 2016]). Соответствующие расчеты для смесей пород в табл. 1 проводились согласно алгоритмам, описанным в цитированных работах. Исключение составляли вулканиты, алевролиты и песчаники, формировавшие осадочные породы первых 9 стадий развития бассейна, то есть породы перми, триаса, нижней и средней юры. Как отмечалось выше, для этих пород использовались нестандартные параметры уплотнения, чтобы объяснить их аномально высокую пористость на глубинах 6–8 км. Теплофизические параметры, рассчитанные по таким алгоритмам для матрицы осадочных пород разреза скв. СГ-6 (табл. 1), показаны в табл. 2. Эти параметры использовались для расчета пористости и других петрофизических характеристик осадочных пород на каждом шаге времени и на произвольных глубинах по хорошо известным формулам из аппарата моделирования бассейнов (например, [Doligez et al., 1986; Ungerer, 1993; Галушкин, 2007; Galushkin, 2016]). Термическая история осадочного чехла и литосферы ЗСБ, реконструированная в системе ГАЛО, показана на рис. 3 и обсуждается ниже. Она используется в статье также для оценки степени созревания ОБ осадочных пород. Необходимо отметить, что в нашей модели значения ОСВ (%Ro) рассчитываются с использованием новой кинетической модели созревания витринита EASY%RoDL [Burnham et al., 2017], которая более корректно описывает процесс созревания витринита, чем предыдущая модель EASYRo% [Sweeney, Burnham, 1990]. Контроль достоверности полученной реконструкции термической истории бассейна осуществлялся сравнением расчетных глубин осадочных слоев с глубинами в современном осадочном разрезе, анализом вариаций тектонического погружения бассейна и сравнением расчетных и измеренных значений глубинных температур и ОСВ. Эти факторы рассматриваются ниже более подробно.

Тектоническое погружение бассейна в системе ГАЛО

По определению, тектоническое погружение бассейна — это глубина поверхности фундамента, если удалить воду и осадочные породы с его по-

верхности [Slater, Christie, 1980]. В этом случае амплитуда тектонического погружения определяется весом столбцов морской воды и осадочного чехла в текущий момент времени t (сплошная линия 1 на рис. 5). Второй подход к расчету амплитуд тектонического погружения бассейна основан на вычислении распределения плотности по глубине в пределах фундамента (т.е. в пределах консолидированной коры и мантии) в каждый момент эволюции бассейна (пунктирная линия 2 на рис. 5). Уравнения, необходимые для расчета тектонического погружения фундамента, представленные линиями 1 и 2 на рис. 5, обсуждаются в работах [Галушкин, 2007; Галушкин и др., 2014; Galushkin, 2016].

Расчеты тектонического погружения по второму методу предполагают, что такие события как растяжение, термическая активация и термическое охлаждение литосферы, приводящие к изменению распределения плотности пород фундамента с глубиной, могут объяснить вариации амплитуд тектонического погружения, полученные первоначально путем удаления нагрузки воды и осадков с поверхности фундамента. Тогда длительность и амплитуду событий растяжения или термической активации литосферы подбирают таким образом, чтобы вариации, рассчитанные вторым методом (пунктирные линии 2 на рис. 5 с учетом эпизодов растяжения, нагревания или охлаждения литосферы, объясняли соответствующие изменения в амплитуде тектонического погружения, вычисленные первым методом (линии 1 на рис. 5). В результате такого подбора пунктирная линия 2 на рис. 5 должна стать близкой к сплошной линии 1. Такая процедура оценки продолжительности и интенсивности событий в литосфере бассейна подробнее описана в главе 1 в работе [Galushkin, 2016] на примере моделирования тепловой эволюции литосферы ЗСБ в районе Широного Приобья (месторождение Ясное). Существенно, что оба упомянутых метода расчета амплитуд тектонического погружения предполагают локально-изостатическую реакцию литосферы бассейна на внешнюю и внутреннюю нагрузки, то есть на нагрузку воды и осадков и на изменение плотности пород фундамента со временем. Таблица 3 представляет основные характеристики событий растяжения и тепловой активации литосферы, объясняющие вариации в амплитудах тектонического погружения ЗСБ в изучаемом районе, показанные кривыми 1 и 2 на рис. 5.

Термическая история и амплитуды растяжения литосферы

Рассмотрим последовательные этапы изменения амплитуды тектонического погружения бассейна и события в литосфере, ответственные за

Таблица 3. Основные характеристики событий растяжения и термической активизации литосферы, следующие из анализа вариаций тектонического погружения бассейна в районе скв. СГ-6

Термическая активизация					
<i>N</i>	<i>t</i> ₁	<i>t</i> ₂	<i>t</i> ₃	<i>q</i> ₂	<i>q</i> ₃
	млн лет			мВт/м ²	
1	235	197	196	60.0	60.0
2	144	120	119	50.2	50.2
3	70	24	2	49.0	53.6

Растяжение литосферы			
<i>N</i>	<i>t</i> ₁₁	<i>t</i> ₂₂	Амплитуда растяжения, β
	Ma		
1	260	240	1.300
2	185	145	1.120
3	90	85	1.015

Примечания: эффективный тепловой поток на поверхности фундамента линейно увеличивается от текущего значения при $t = t_1$ (начало активизации) до значения q_2 при $t = t_2$ и затем линейно до q_3 при $t = t_3$. Растяжение литосферы с амплитудой β имело место в интервал времени от $t = t_{11}$ до $t = t_{22}$.

такие изменения. Тепловой поток в начале осадконакопления (260 млн лет назад) принимался равным 105 мВт/м² (рис. 3б), что характерно для осевых зон активных современных континентальных рифтов [Смирнов, 1980; Cloetingh et al., 2015]. На первой стадии рифтогенеза (от 260 до 237 млн лет) основная часть тектонического погружения на рис. 5 объясняется охлаждением литосферы от высокого начального потока. При этом степень растяжения литосферы по оценкам не превышала 1.3 (табл. 3). Это растяжение приводило к сокращению толщины коры и, как следствие, к погружению поверхности фундамента, а значит и тектонической кривой 2 на рис. 5. Это погружение добавлялось к тому, что было вызвано остыванием литосферы. Алгоритм численного воспроизведения процесса растяжения литосферы в системе моделирования ГАЛО рассмотрен в Приложении 1.

В период времени от ладинского яруса в среднем триасе до синемюрского в нижней юре амплитуда тектонического погружения изменяется медленнее, чем это было бы при простом остывании литосферы. Такое замедление в погружении объясняется влиянием умеренной термической активизации литосферы в этот период времени (табл. 3; рис. 5). В системе моделирования ГАЛО тепловая активизация литосферы численно воспроизводилась подъёмом изотермы 1100°C, имитирующей кровлю теплового диапира в мантии, с определённой скоростью (Приложение 1). Например, в варианте термической эволюции литосферы на рис. 3б изотерма 1100°C поднималась на 3.3 км со средней скоростью 87 м/млн лет в течение 38 млн лет от своего положения 235 млн лет

назад. Расчетный тепловой поток через границу Мохо (основание земной коры) увеличивался за это время с 28.1 мВт/м² 235 млн лет назад до 31.9 мВт/м² 197 млн лет назад (линия 3 на рис. 3б). Интересно, что тепловой поток через поверхность и основание осадочного слоя за то же время слегка уменьшился (линии 1 и 2 на рис. 3б).

Другая ситуация имела место в период от плинсбаха до берриаса. Здесь тектоническое погружение было более крутым, чем наблюдалось бы при простом остывании литосферы, что говорит в пользу умеренного растяжения литосферы с амплитудой 1.12 (вторая стадия растяжения в табл. 3; рис. 5). Почти постоянная амплитуда тектонического погружения бассейна в период от берриаса до апта предполагала здесь незначительную термическую активизацию литосферы (табл. 3; рис. 3б, рис. 5). И также небольшое растяжение литосферы с амплитудой 1.015 предполагается в туронский и коньякский ярусы верхнего мела (табл. 3; рис. 5). Последняя, третья стадия термической активации литосферы объясняет поведение тектонической кривой на рис. 5 с конца мела по плейстоцен. Эта активизация сопровождалась увеличением эффективных тепловых потоков с 49 до 54 мВт/м² (табл. 3). Она объясняет поднятие поверхности фундамента в миоцене и плиоцене с эрозией около 300 м отложений (табл. 1, табл. 3; рис. 3а, рис. 5). Такая эрозия наблюдалась во всех осадочных бассейнах севера Западной Сибири, включая полуострова Ямал и Гыдан, а также Карское море [Добрецов и др., 2013; Конторович и др., 2013].

Таким образом, события растяжения и термической активизации литосферы в табл. 3, объяс-

няют те вариации в амплитуде тектонической кривой, которые не находят объяснения в модели с простым остыванием литосферы бассейна. Согласно табл. 3, общая амплитуда растяжения литосферы ЗСБ на площади скв. СГ-6 составляет $\beta = \beta_1 \times \beta_2 \times \beta_3 = 1.48$. Следовательно, современная толщина консолидированной коры H , рассчитанная в нашей модели, равна $45/1.48 = 30.4$ км, где 45 км это толщина консолидированной земной коры 260 млн лет назад, т.е. в начале формирования бассейна. Имея ввиду мощность современного осадочного разреза, равную 8 км, получаем современную глубину границы Мохо в модели, равную 38.4 км. Такое значение согласуется с геофизическими оценками глубины границы МОХО (37–40 км) на профиле КРАТОН в исследуемом районе ЗСБ [Melnik et al., 2015]. Интересно, что современная глубина границы МОХО, рассчитанная в модели, составила бы 34 км, если принять начальную толщину земной коры, равную 40 км.

Распределения температуры и ОСВ с глубиной

Выше была рассмотрена важная часть системы моделирования бассейнов ГАЛО, ответственная за оценку событий растяжения и тепловой активизации литосферы из анализа вариаций амплитуд тектонического погружения бассейна. Близость тектонических кривых 1 и 2 на рис. 5, обеспеченная таким выбором событий, является одним из основных критериев обоснованности предлагаемой модели эволюции бассейна. Ниже будут рассмотрены два других важных критерия достоверности предложенной модели термической эволюции литосферы Колтогорско-Уренгойского грабена ЗСБ, а именно соответствие рассчитанных температур и ОСВ (%Ro) их значениям, измеренным в современном осадочном разрезе бассейна.

Кривая 3 на рис. 6б представляет распределение ОСВ с глубиной, рассчитанное в варианте, когда все события, указанные в табл. 3, принимают участие в формировании теплового режима бассейна и, следовательно, условие совпадения тектонических кривых 1 и 2 на рис. 5 соблюдено. Однако видно, что этот вариант эволюции бассейна не обеспечивает высокой степени созревания ОВ пород нижней юры и триаса и что требуется дополнительный тепловой импульс, который увеличил бы зрелость этих пород. Предполагается, что такой импульс мог быть создан внедрением силла толщиной около 500 м с температурой 700°C недалеко от поверхности фундамента около 181 млн лет назад. Распределение ОСВ, вычисленное с учетом этого события, показано кривой 2 на рис. 6б. Оно согласуется с высокой зрелостью ОВ пород нижней юры и триаса. Отметим здесь, что предложенный вариант внедрения силла не является единственно возможным. Моделирова-

ние не может точно определить параметры и даже тип события, вызвавшего тепловой импульс, поскольку единственным критерием для такого выбора является соответствие между измеренными и рассчитанными значениями ОСВ. Такой тепловой импульс мог быть смоделирован в варианте с силлом толщиной менее 100 м, с температурой 800–1000°C в сочетании с гидротермальной активностью, охватывающей приповерхностные слои фундамента и основания осадочного чехла, как, например, при моделировании в районе скв. 414 Уренгойского месторождения [Galushkin et al., 1999].

Два основных фактора необходимо учитывать при сравнении расчетных и измеренных значений температуры горных пород — это заметное растрескивание пород нижних горизонтов осадочного чехла и приповерхностных слоев фундамента и большое влияние на температуру осадочных пород резких колебаний климата в четвертичном периоде. Как отмечалось выше, трещиноватость пород у нас моделировалась заменой стандартных масштабов уплотнения вулканитов, алевролитов и песчаников в пермских, триасовых и нижнеюрских отложениях на более высокие нестандартные значения. При этом пористость указанных литологических единиц достигло 20% на глубине 7 км. В результате “нестандартная” пористость пород в слоях 1–9 табл. 1, табл. 2 превышала пористость, рассчитанную со стандартными параметрами уплотнения, на 15–17% (рис. 4). Такое увеличение пористости и связанной с этим рост содержания поровой воды ведет к снижению теплопроводности пород (рис. 7). Растрескиванию подвержены также и верхние слои фундамента [Предтеченская и др., 2009; Кравченко, 2012; Мясникова, Оксенойд, 2012; Богоявленский и др., 2013]. В наших расчетах этот факт учитывается введением эффективной пористости $\varphi = 20\%$ в породах двух верхних километров фундамента. При этом под эффективной пористостью понимается полная пористость пород (то есть сумма открытых и закрытых пор). Теплопроводность этих пород вычислялась по обычной формуле [Ungerer, 1993]: $K_{\text{породы}} = K_{\text{базальта}}^{(1-\varphi)} \times K_{\text{воды}}^{\varphi} = 1.88^{0.80} \times 0.67^{0.2} = 1.53$ Вт/м · К, где 1.88 Вт/м · К — теплопроводность базальта и 0.670 Вт/м · К — среднее значение теплопроводности воды при температуре 100–200°C. В то же время при расчете теплопроводности пород консолидированной коры на глубинах более 2 км от поверхности фундамента, учитывалось уменьшение теплопроводности пород земной коры с повышением температуры [Perry et al., 2006]. Как видно, растрескивание пород в нижней части осадочного чехла и верхнем фундаменте приводит к снижению их теплопроводности, что, в свою очередь, увеличивает температурный градиент, который теперь

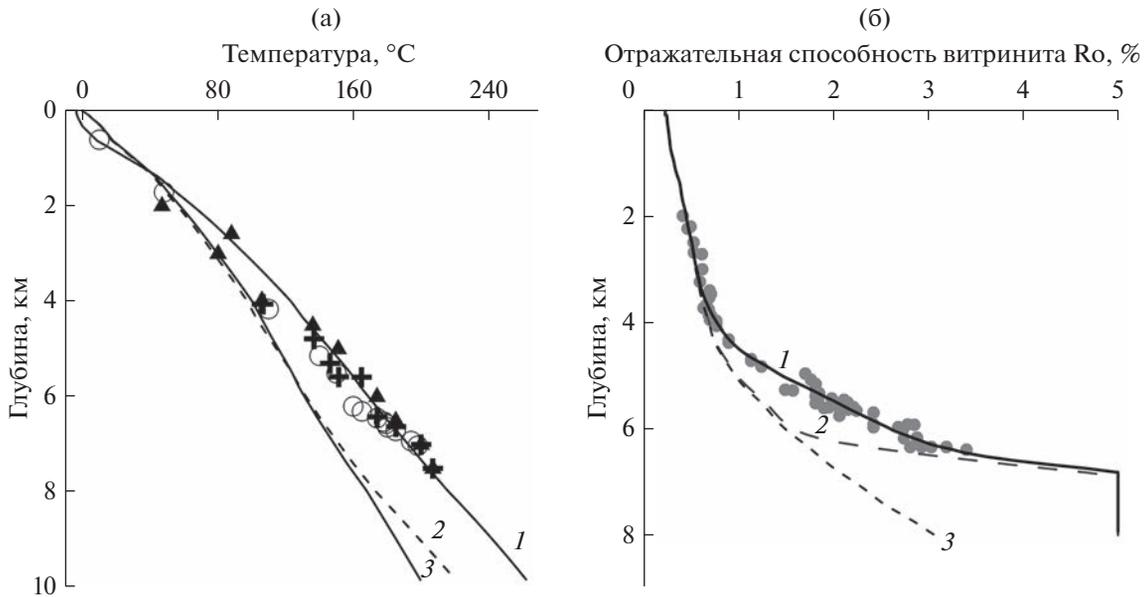


Рис. 6. Распределение температуры (а) и отражательной способности витринита (б) с глубиной в современном разрезе ЗСБ в районе скв. СГ-6. Кривые 1 – значения, рассчитанные с учетом 4-ех событий в истории бассейна: 1) внедрения сила в нижней юре; 2) разуплотнения пород нижних горизонтов осадочного покрова и кровли фундамента; 3) гидротермальной активности в верхнем плиоцене-нижнем плейстоцене; 4) резких колебаний климата в плиоцен-четвертичное время (см. текст). Кривая 2 на рис. (а) – расчеты без учета события 2). Кривая 2 на рис. (б) – расчеты без учета события 3). Кривая 3 на рис. (а) – распределение температур, вычисленное без учета событий 2), 3) и 4). Кривая 3 на рис. (б) – распределение ОСВ, вычисленное без учета события 1) и 3). Символы на рис (а) – значения температур, измеренные в современном разрезе скв. СГ-6 и опубликованные в работах: [Мясникова, Оксенойд, 2012] – жирные кресты; [Белоконь-Карасева и др., 2006] – кружки; [Беляева, 2005; Кравченко, 2012] – черные треугольники. Символы на рис. (б) – значения ОСВ, измеренные в современном разрезе скв. СГ-6 и опубликованные в работах [Фомин и др., 2001; Полякова, Боговявленский, 2011].

лучше согласуется с наблюдаемым температурным градиентом (сравните кривые 2 и 3 на рис. 6а). Напомним, что кривая 2 на рис. 6а представляет собой распределение температуры в современном разрезе бассейна, рассчитанное с учетом наличия зон с повышенными значениями эффективной пористости пород и теплового эффекта сила, а кривая 3 – расчеты в тех же условиях, но со стандартными (среднемировыми) параметрами уплотнения пород.

ТЕРМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ БАССЕЙНА В ПОСЛЕДНИЕ 3.5 МЛН ЛЕТ

Современные распределения температуры и ОСВ, представленные кривыми 2 на рис. 6а и 6б, были рассчитаны с учётом разуплотнения глубоких осадочных пород, с рассмотрением теплового влияния сила и влияния всех событий в табл. 3 в согласии с вариациями тектонического погружения бассейна (рис. 5). Сравнение кривых 2 с измеренными значениями температур и ОСВ на рис. 6а и 6б показывает, что перечисленных выше факторов недостаточно для согласования вычисленных и наблюдаемых параметров. Мы покажем, что учет резких колебаний климата в последние 3.5 млн лет и

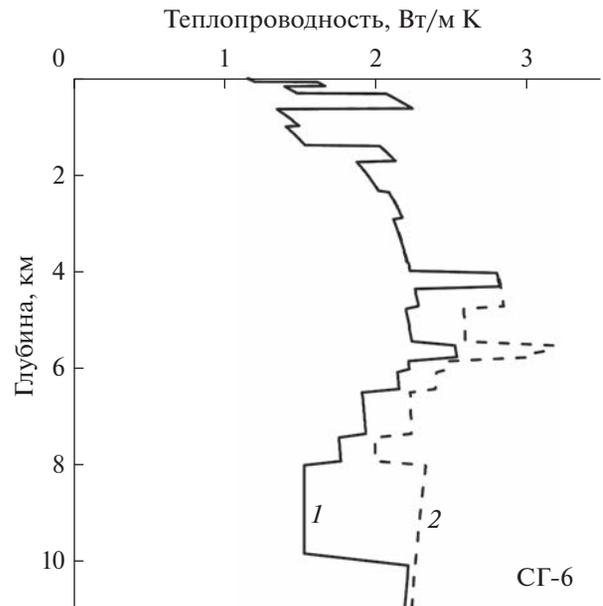


Рис. 7. Распределение теплопроводности с глубиной, в современном разрезе скв. СГ-6, рассчитанное со стандартными (пунктирная линия 2) и нестандартными (сплошная линия 1) параметрами уплотнения пород (см. текст).

предположение о гидротермальном теплопереносе в нижних горизонтах осадочного чехла с 2.5 по 0.7 млн лет назад, помогают привести нашу модель в соответствие со всеми значениями температур и ОСВ, измеренными в современном разрезе бассейна.

В системе GALO для анализа тепловой эволюции бассейна во время резких колебаний климата с неоднократным формированием и деградацией зон пермафроста были разработаны специальные программные пакеты *ICE-1* или *ICE-3*, в которых тепловой поток задавался в основании осадочного чехла (постоянный в пакете *ICE-1* и переменный в *ICE-3*). Пакет программ *ICE-1* использовался для анализа эволюции зоны вечной мерзлоты на Уренгойском месторождении [Galushkin, 1997; Galushkin, 2007]. Он применялся также для анализа вариаций теплового потока с глубиной, обусловленных колебаниями палеоклимата в бассейнах Южного Урала, где современная зона пермафроста отсутствует [Galushkin, Yakovlev, 2004]. Пакет *ICE-3* использовался для анализа эволюции пермафроста в ЗСБ (Уренгойское месторождение) и на Сибирской платформе (Куюмбинское месторождение) [Галушкин и др., 2012а; 2012б]. Основное преимущество пакетов *ICE-1* и *ICE-3* заключалось в том, что они использовали реальный осадочный разрез бассейна, в то время как другие пакеты моделируют эволюцию пермафроста в рамках упрощенной двух-трехслойной модели осадочного разреза. Но можно отметить и недостатки пакетов *ICE-1* и *ICE-3*. Во-первых, осадочный разрез, в котором рассматривается эволюция вечной мерзлоты, полагается в этих пакетах неизменным в течение всего времени моделирования (т.е. в последние 3.5 млн лет). Он принимается идентичным современному осадочному разрезу бассейна. Во-вторых, и это более существенно, граничные условия здесь задаются на небольших глубинах (в основании осадочного чехла), что может заметно влиять на полученные решения.

Новый пакет программ, *ICE 2020*, использованный в настоящей работе, лишен этих недостатков. Расчет температуры с ним осуществляется в той же области глубин, что и общее моделирование бассейна ($0 \leq z \leq ZM$). Соответственно, условие на нижней границе области счета остается прежним: $T = TM$ при $z = ZM$, и необходимость поддерживать тепловой поток в основании осадочного чехла отпадает. Кроме того, пакет *ICE 2020* позволяет анализировать эволюцию пермафроста во время осадконакопления или эрозии. Это имеет значение и для нашего моделирования, так как эволюция бассейна вблизи скв. SG-6 в последние 3.5 млн лет включает наряду со стадией перерыва (стадия 22 в табл. 1) также и стадию осадконакопления (стадия 23 в табл. 1). Распределения температур и ОСВ по глубине в

современном разрезе бассейна, рассчитанные с использованием пакета *ICE 2020*, показаны кривыми 1 на рис. 6а и 6б.

К преимуществам программы *ICE 2020* относится также возможность расчета изменения степени зрелости ОБ осадочных пород (ОСВ, %Ro). Для многих бассейнов это не имеет значения из-за малой продолжительности четвертичного периода. Но наше моделирование предполагает заметный вклад гидротермальной активности в созревание ОБ юрских и триасовых пород в плиоцене-плейстоцене (см. ниже). В самом деле, вычисленные значения температур и ОСВ, показанные кривыми 2 на рис. 6, оказались ниже измеренных значений. Это обстоятельство предполагает, что в истории бассейна было кратковременное событие, в результате которого температура и зрелость пород повысились до наблюдаемых значений. Моделирование показало, что таким событием мог быть гидротермальный теплоперенос, активный в пределах двух нижних осадочных слоёв в период от 2.2 до 0.7 млн лет назад с перепадом температур ΔT вдоль гидротермальной колонки около 15°C . Распределения температур и ОСВ, вычисленные с учётом этого теплового эффекта, показаны кривыми 1 на рис. 6а и 6б. Алгоритмы, используемые для расчета теплового эффекта гидротермального теплопереноса в пакете *ICE 2020*, описаны в Приложении 2. Отметим здесь, как и в ситуации с юрским силлом, что моделирование не может точно определить параметры такой гидротермальной активности. Можно лишь сказать, что гидротермальная конвекция должна быть достаточно интенсивной, чтобы нивелировать разницу между вычисленными (кривая 2) и измеренными значениями %Ro на рис. 6б в течение относительно короткого времени ее активности. С другой стороны, необходим определенный интервал времени для охлаждения пород после этой активности, так как в противном случае рассчитанные температуры на рис. 6а будут заметно выше измеренных. Тогда гидротермальную активность, с параметрами, представленными выше, можно рассматривать как одно из вероятных событий в истории бассейна. В связи с этим отметим, что в литературе имеются многочисленные свидетельства гидротермальных изменений в породах нижних горизонтов осадочного чехла ЗСБ [Белоконь-Карасева и др., 2006; Коробов, Коробова, 2011; Предтеченская и др., 2009], однако отсутствуют оценки возврата гидротермальной активности.

Моделирование с пакетом *ICE 2020* принципиально отличается от общего моделирования в системе GALO небольшими шагами по времени, dt . Последнее вызвано необходимостью отразить относительно краткосрочные климатические изменения в плиоцен-четвертичное время. Если общее моделирование бассейна в течение 260 млн лет осуществлялось за 2.5 тыс. шагов и шаг по вре-

мени dt менялся от 400 до 20 тыс. лет, то моделирование с пакетом *ICE 2020* в течение 3.5 млн лет требовало более 27 тыс. временных шагов с шагом dt , изменявшимся от 500 до 5 лет. Конечно-разностная схема для решения соответствующего уравнения теплопередачи и алгоритмы расчета теплопроводности, теплоемкости, температуры мерзлых и талых пород подробно обсуждаются в работах [Galushkin, 1997; 2016; Галушкин и др., 2012a; 2012б; Galushkin, 2023]. Здесь же отметим, что теплопроводность, теплоемкость и теплогенерация пород рассчитываются, как обычно, через значения этих параметров для матрицы пород, грунтовых вод и льда. Содержание незамерзшей воды в порах породы при отрицательных температурах, $W(T)$, а вместе с ней и выделение скрытой теплоты плавления льда зависят от температуры и содержания в породах мелко- и крупнозернистых фракций [Galushkin, 1997; 2016; 2023; Галушкин и др., 2012a].

База палеоклиматических данных, использованных для расчета термической эволюции бассейна с программным пакетом *ICE 2020* в последние 3.5 млн лет, включала 134 значения среднегодовых температур на поверхности бассейна (верхние рисунки на рис. 8). Они основаны на информации большого числа работ, посвященных изучению палеоклимата Западной Сибири [Величко, 1993; 1999; Фотиев, 2005; 2006; Астахов, 2007; Гаврилов, 2008; и др.]. Основание зоны вечномёрзлых пород определяется пересечением текущей геотермы с температурой ликвидуса льда TL , которая зависит от давления и содержания соли в грунтовых водах [Galushkin, 2023]. Согласно расчетам, максимальная глубина проникновения пермафроста в районе скв. СГ-6 достигалась около 2.55 млн лет назад, составляя около 711 м (рис. 8). Та же глубина в последнее оледенение достигалась около 14.5 тыс. лет назад, составляя 411 м. Вычисленная современная толщина зоны пермафроста (около 310 м) не противоречит ее оценкам в изучаемом районе (рис. 9а; [Фотиев, 2005; 2006]). Расчеты показывают, что в настоящее время зона вечномёрзлых пород в районе скв. СГ-6 деградирует снизу со скоростью около 13 мм в год [Galushkin, 2023].

Эволюция температурного режима зоны пермафроста за последние 18 тыс лет показана на рис. 9а. Здесь приведены распределения температур в верхней части осадочного разреза, где влияние климатических изменений особенно заметно. Вычисленные распределения температуры и теплового потока во всем осадочном разрезе скв. СГ-6 представлены на рис. 9б. Здесь кривая T_0 подобно кривой b на рис. 9а, представляет начальное распределение температуры для моделирования эволюции пермафроста. Это распределение получено расчетами в системе моделирования бассейнов ГАЛО для времени 3.5 млн лет назад, когда

среднегодовые температуры на поверхности бассейна все еще были положительными. Расчеты показывают, что максимальные значения современного теплового потока наблюдаются на глубине около 1 км (рис. 9б). Такое поведение теплового потока характерно для зон вечной мерзлоты северных районов Западной Сибири. На глубинах более 1.5 км тепловой поток монотонно снижается, приближаясь к глубинным региональным значениям.

В заключении раздела отметим еще раз, что учет резких колебаний климата в плиоцен-четвертичный период и гидротермальной активности в нижних слоях осадочного чехла приводит рассчитанные современные распределения температуры и ОСВ в соответствие с измеренными значениями T и $\%Ro$ на рис. 6 и рис. 9.

ОБСУЖДЕНИЕ

Условия применимости системы моделирования ГАЛО

Система моделирования бассейнов ГАЛО, используемая в статье, рассматривает плоские одномерные бассейны, когда все переменные зависят только от времени (t) и глубины (z) и не меняются в горизонтальных направлениях (x и y). Рисунок 2а дает возможность проверить справедливость использования приближения плоского бассейна в нашей модели. Расстояние от Ево-Яхинского до Геологического месторождений на рис. 2а около 80 км [Предтеченская и др., 2009]. Следовательно, отношение горизонтального масштаба к вертикальному на рис. 2а составляет около 13. Толщина консолидированной коры в изучаемом районе изменится плавно (не более чем на 15 км на расстоянии 100 км по горизонтали [Melnik et al., 2015]). Следовательно, можно считать, что условие $dT/dx, dT/dy \ll dT/dz$ выполняется для современной литосферы ЗСБ в районе скв. СГ-6 с достаточной точностью. Отклонения от одномерной модели могли быть заметны только вблизи оси рифта на начальной стадии рифтогенеза, когда горизонтальные градиенты температур dT/dx были максимальными. На этой стадии литосфера охлаждается быстрее, чем в одномерном варианте охлаждения, и тогда наши оценки амплитуды растяжения литосферы на рифтовой стадии развития бассейна могут быть немного завышены. Однако, в целом, ошибки, возникающие от применения одномерной модели, не должны превышать ошибок от неопределенностей в знании исходных параметров модели и не могут изменить основные выводы нашей работы.

Другое предположение системы моделирования ГАЛО касается локально-изостатического отклика литосферы на нагрузку. Оно используется при расчете тектонического погружения бассей-

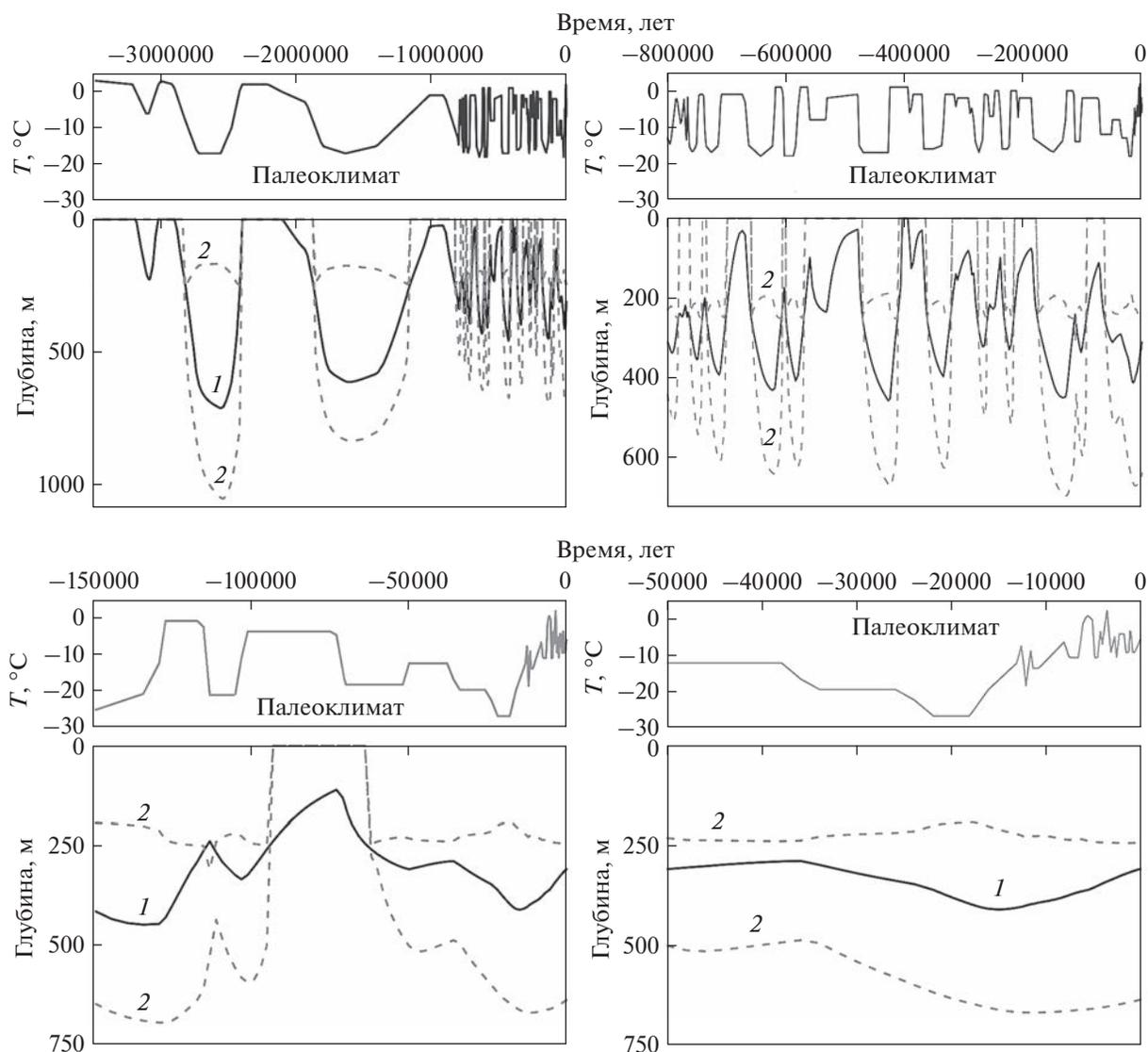


Рис. 8. Изменение глубины основания зоны вечномёрзлых пород (сплошные линии 1) и глубин кровли и основания зоны устойчивости метановых газогидратов (пунктирные линии 2) в осадочном разрезе скв. СГ-6 за последние 3.5 млн лет. Сверху показаны среднегодовые температуры на поверхности бассейна (палеоклимат).

на [Галушкин, 2007; Galushkin, 2016]. Выше отмечалось, что нижние горизонты осадочного чехла и кровля фундамента Колтогорско-Уренгойского грабена характеризуются тектонической трещиноватостью пород и активизацией движений по глубоким разломам древнего происхождения [Предчетенская и др., 2009]. Это справедливо как для начальной стадии рифтогенеза бассейна, так и для тектонической активности бассейна в юрском, меловом и неогеновом периодах [Конторович и др., 2013; Кравченко, 2012]. Развитая трещиноватость горных пород и умеренные аномалии силы тяжести свободного воздуха в районе исследования [Melnik et al., 2015] также говорят в пользу изостатической реакции литосферы бассейна. Отсутствие резких изменений толщины осадоч-

ного чехла на расстояниях 10–15 км (рис. 2а), превышающих эффективно жесткую толщину литосферы, тоже свидетельствует в пользу локально-изостатической реакции литосферы исследуемого района на нагрузку осадочного чехла.

Возможное влияние ошибок в определении глубины нижней границы области счета (ZM) и температуры на этой границе (TM) подробно рассмотрено в работах [Galushkin, 2016; Galushkin, Dubinin, 2020]. В них рассмотрен также алгоритм расчета глубины ZM и температуры TM , и показано, что изменение в значении ZM на 10–15% не оказывает заметного влияния на результаты моделирования.

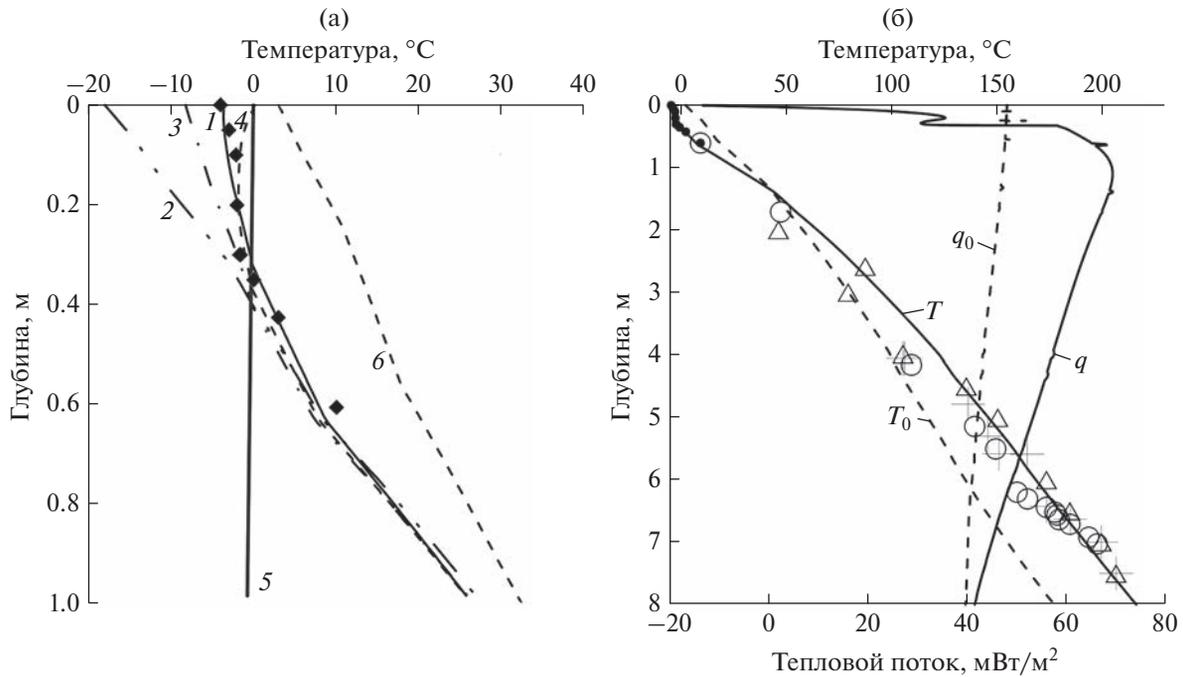


Рис. 9. Вычисленные распределения температур (T) и теплового потока (q) с глубиной на разных этапах эволюции пермафроста в осадочном разрезе скв. СГ-6. (а) – Распределения температур: в настоящее время (кривая 1); в последний период оледенения 18 тыс. лет назад (кривая 2); в начале голоцена 10 тыс. лет назад (кривая 3); в климатический оптимум 5 тыс. лет назад (кривая 4); 3.5 млн. лет назад (кривая 5 – начальное распределение температур для моделирования эволюции пермафроста с пакетом ICE2020). Кривая 5 – изменение температуры ледяного покрова (TL) с глубиной. Черными ромбами отмечены температуры пород, измеренные в разрезе скв. СГ-6 [Ершов, 1989; Балобаев, 1991; Фотиев 2005; 2006]; (б) – распределение температур (T , T_0) и теплового потока (q , q_0), вычисленные для времени $t = 3.5$ млн лет назад (пунктирные линии) и для настоящего времени ($t = 0$ (сплошные линии), в осадочном разрезе скв. СГ-6. Измеренные значения температур: крестики – [Мясникова, Оксенойд, 2012]; открытые кружки – [Белоконь-Карасева и др., 2006]; открытые треугольники – [Беляева, 2005, Кравченко, 2012].

Сравнение с другими системами моделирования

Первая численная реконструкция термической истории бассейна в районе скв. СГ-6 была описана в работе [Галушкин и др., 1996]. Она использовала первую версию системы моделирования бассейнов ГАЛО 1995 г. Эта реконструкция отличается от нашей версии, прежде всего, менее подробным осадочным разрезом бассейна и ограниченным объемом данных по измерениям ОСВ и глубинных температур. Модель 1996 г. не принимала во внимание разуплотнение глубинных пород и резкие изменения климата в четвертичном периоде. Поэтому ее можно рассматривать только как первое приближение к описанию термической эволюции ЗСБ.

Другая реконструкция термической истории бассейна в районе СГ-6 рассматривается в работе [Конторович и др., 2013]. Она использует систему моделирования бассейнов TEMIS (*Beicip Franlab*). Отметим, что эта модель не учитывает такие процессы, как интрузивно-гидротермальную активность в юрском и плейстоценовом периодах, тектоническое растрескивание глубинных пород и резкие колебания климата в плиоцене, четвер-

тичном периоде. В этой модели постоянный тепловой поток поддерживается в основании осадочного слоя, что может привести к ошибочным результатам моделирования [Galushkin, Dubinin, 2020]. Термические истории, реконструированные в настоящей статье и в работе [Конторович и др., 2013], заметно различаются. Как результат, пермские и триасовые породы в нашей модели достигают высокого уровня зрелости на 50–100 млн лет раньше, чем в модели из работы [Конторович и др., 2013]. К сожалению, трудно судить о степени достоверности результатов моделирования, представленных в работе [Конторович и др., 2013], поскольку в этой статье не приводится сравнение рассчитанных и измеренных значений температур и ОСВ.

Другой пример моделирования тепловой эволюции ЗСБ на площади скв. SG-6 представлен в работе [Добрецов и др., 2013]. В этой работе распределение температуры в осадочном слое получается решением уравнения теплопроводности с заданием температуры и теплового потока на поверхности бассейна. Хотя последний параметр является решающим для вычисления температу-

ры пород, но принцип его расчета из текста статьи остается неясным. Общая реконструкция, представленная на рис. 2б в статье [Добрецов и др., 2013], предполагает заметное увеличение этого потока в кайнозое. В то же время расчетные температуры оказываются заметно выше измеренных в современном разрезе. Н.Л. Добрецов использует анализ тектонического погружения бассейна в рамках двухслойной модели литосферы для реконструкции истории погружения бассейна. Он оценивает амплитуду растяжения коры $\beta = 1.4$ и растяжения подкоровой литосферной мантии $\delta = 1.8$ [Добрецов и др., 2013]. Его значение параметра β близко к нашей оценке растяжения литосферы $\beta = 1.48$ в табл. 3, полученной в рамках однородного растяжения области счета ($0 \leq z \leq ZM$). Те же проблемы, что и с предыдущей реконструкцией, возникают при проверке достоверности термической модели в работе [Добрецов и др., 2013]. Здесь снова отсутствует информация о сравнении рассчитанных и измеренных значений температур и ОСВ. Однако, как следует из рис. 2б в работе [Добрецов и др., 2013], рассчитанные значения температур должны заметно превышать измеренные в современном разрезе.

Роль аномальной пористости пород бассейна в моделировании

Выше отмечалось, что процессы микрорастрескивания под влиянием тектонических факторов и гидротермального выщелачивания приводят к росту эффективной пористости пород нижних горизонтов осадочного чехла и кровли фундамента. Увеличение пористости и связанный с этим рост содержания поровой воды ведет к снижению теплопроводности пород (рис. 7) и как следствие, к повышению градиента температуры (сравните кривые 2 и 3 на рис. 6а). В расчётах теплопроводности участвует полная пористость пород (закрытая и открытая), при этом предполагается, что поры заполнены грунтовыми водами, так как вытеснение этих вод газом будет иметь место только при большом объеме генерируемого и мигрирующего газа. К сожалению, в литературе отсутствуют оценки временных интервалов активности процессов, ответственных за формирование аномальной пористости пород бассейна. Это вносит свою долю неопределенности в исходную базу данных численного моделирования термической эволюции бассейна. В модели предполагалось, что аномально медленное уплотнение было присуще вулканитам, алевролитам и песчаникам перми, триаса и нижней юры в течение всей истории их погружения. То же относится и к трещи-

новатости пород верхних 2 км фундамента. Ясно, что это можно рассматривать лишь как полезное приближение в модели. В самом деле, можно предположить, что аномальная трещиноватость пород возникла лишь в последние 10–15 млн лет в ответ на поднятие области, вызвавшее эрозию в миоцене. Такое предположение приведет к уменьшению пористости и увеличению теплопроводности указанных пород на большей части истории их погружения по сравнению с их значениями в модели, рассматриваемой в данной статье. Соответственно, температура пород возрастет, созревание органического вещества станет более ранним и активность последней гидротермальной активизации, предполагаемая в новой модели, будет более умеренной. Такой анализ может быть проведен в развитие данной работы, однако он потребует дополнительной информации о временной истории процессов формирования аномальной пористости пород изучаемого района.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Применение пакета моделирования бассейнов ГАЛО позволило численно реконструировать термическую историю литосферы Западно-Сибирского бассейна в районе скв. СГ-6 в Колтогорско-Уренгойском грабене. Реконструкция проведена с учетом таких нестандартных явлений, как аномально высокий рост зрелости ОВ в породах юры и триаса, высокие градиенты температур в верхнем фундаменте и триасо-пермском осадочном комплексе, а также аномально низкие температуры в верхних горизонтах осадочного разреза бассейна. Анализ вариаций тектонического погружения бассейна использован для оценки интенсивности и продолжительности событий термической активизации и растяжения литосферы бассейна, имевших место в истории его погружения.

Предположение о внедрении силла в верхние горизонты фундамента в нижней юре помогает объяснить высокую зрелость ОВ в породах нижнего триаса. Рассмотрение резких колебаний климата в плиоцен-четвертичное время с неоднократным формированием и деградацией зон пермафроста вместе с учетом кратковременной гидротермальной активности в этот период времени позволило получить глубинные профили температур и ОСВ, согласующиеся со значениями, измеренными в современном разрезе бассейна.

Полученные результаты моделирования имеют значение для геотермических исследований значительной части Западно-Сибирского бассейна, поскольку отмеченные особенности в глубинных

распределениях температур и ОСВ характерны для многих регионов Западной Сибири, включая осадочные разрезы Красноленинского свода, Енисейско-Хатангского прогиба, Южно-Карской синеклизы, и т.д.

Представленная модель дает один из вероятных вариантов развития бассейна, согласующийся с имеющейся базой данных по его строению и развитию, она может уточняться по мере развития этой базы.

ПРИЛОЖЕНИЕ 1

РАСТЯЖЕНИЕ И ТЕРМИЧЕСКАЯ АКТИВИЗАЦИЯ ЛИТОСФЕРЫ В СИСТЕМЕ МОДЕЛИРОВАНИЯ ГАЛО

Растяжение литосферы с результирующей (кумулятивной) амплитудой β численно воспроизводилось в системе моделирования GALO серией из n небольших последовательных интервалов адиабатического растяжения фундамента с амплитудой $\Delta\beta_i$. Тогда общая амплитуда растяжения β определяется как произведение малых амплитуд: $\beta = \Delta\beta_1 \times \Delta\beta_2 \dots \Delta\beta_i$. Например, первый период растяжения литосферы ЗСБ в районе скв. SG-6 в течение 23 млн лет с амплитудой растяжения $\beta = 1.30$ (табл. 3) численно воспроизводился серией из 300 последовательных событий растяжения с амплитудами $\Delta\beta_i = 1.001$ ($1 \leq i \leq 300$). Растяжение литосферы приводит к сокращению глубины МОХО (рис. 36) и повышению температуры мантии. Последний эффект становится заметным при высоких амплитудах растяжения $\beta > 1.3-1.5$ [Галушкин и др., 2014].

Необходимо отметить, что в системе моделирования ГАЛО “растяжение литосферы” означает равномерное растяжение всей моделируемой области ($0 \leq z \leq ZM$), то есть включает в себя утонение в β раз всех шагов dz по глубине в пределах осадочного слоя, консолидированной коры и мантии до глубины ZM . Более подробно этот вопрос рассмотрен в работах [Галушкин и др., 2014; Galushkin, 2016]. В других системах моделирования, таких как Fobos Pro, TecMod2D, предполагается разная степень растяжения для земной коры (β) и подкорковой мантии литосферы (δ). Такие системы использовались, например, при моделировании тепловой эволюции литосферы бассейна Бремер в Австралии [Гончаров и др., 2006], грабена Викинг [Rürke et al., 2008] и бассейна Воринг [Theissen, Rürke, 2010] в Норвежском море, пассивной окраины Ганы [Rürke et al., 2010], ЗСБ [Добрецов и др., 2013], Баренцева моря [Clark et al., 2014], и других районов мира. В этих моде-

лях параметры β и δ подбирались таким образом, чтобы расчетные значения температуры и ОСВ в породах бассейна были близки к значениям, измеренным в его современном разрезе. При этом степень растяжения подкорковой мантии, δ , могла в несколько раз превышать амплитуду растяжения земной коры β [Галушкин и др., 2014]. Этот факт трудно обосновать с физической точки зрения из-за отсутствия активной зоны сдвига на границе Мохо. На наш взгляд, более правильный и естественный подход используется в системе ГАЛО. Здесь тепловая активизация литосферы имитируется не интенсивным растяжением подкорковой мантии, а подъемом изотермы 1100°C (см. ниже) [Галушкин и др., 2014; Galushkin, 2016]. В системе ГАЛО основание литосферы определяется пересечением текущей геотермы с кривой солидуса перидотита с 0.2% H_2O от Wyllie [1979] (рис. 36). Поэтому уменьшение толщины литосферы, а следовательно, и увеличение параметра δ в периоды интенсивной термической активизации может быть значительным, но не связанным прямо с процессом растяжения литосферы.

В системе ГАЛО процесс тепловой активации литосферы воспроизводится путем постепенного повышения глубинной изотермы 1100°C , имитирующей подъем теплового диапира. В этом случае распределение температуры по глубине на глубинах ниже этой изотермы заменяется линейным увеличением от 1100°C в верхней части диапазона до $T = TM$ у основания счетной области ($z = ZM$). На глубинах выше изотермы 1100°C распределение температуры определялось путем решения уравнения теплопередачи.

Отметим, что система моделирования бассейнов ГАЛО может анализировать одновременное действие термической активизации и растяжения бассейна, как это имело место, например, в бассейне Иллизи в Алжире [Makhous, Galushkin, 2003] или в бассейнах Мурзук и Радамес в Ливии [Галушкин и др., 2014].

ПРИЛОЖЕНИЕ 2

ТЕРМИЧЕСКИЙ ЭФФЕКТ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ АКТИВНОСТИ В СИСТЕМЕ ГАЛО

В этом приложении рассмотрен алгоритм, используемый в системе моделирования бассейнов ГАЛО и программном пакете ICE 2020 для расчета теплового эффекта гидротермальной активности в осадочных слоях бассейна. Допустим, гидротермальная циркуляция охватывает осадочные слои на глубине $z_1 \leq z \leq z_2$ и остается активной в

течение времени $t_1 \leq t \leq t_2$. Расчет распределения температур во время такой циркуляции является сложной математической задачей с рядом слабо определённых исходных параметров, например, таких как распределения проницаемости, пористости и других петрофизических параметров горных пород. Чтобы избежать этих трудностей, наш алгоритм не рассматривает процесс гидротермального теплообмена, а лишь анализирует его влияние на распределение температуры и созревание ОБ, что, в основном, связано с увеличением температурного градиента в области гидротермальной активности. Поэтому в системе ГАЛО процесс гидротермальной циркуляции численно моделируется заменой существующего распределения температур $T(z, t)$ на линейное “гидротермальное” распределение: $T_{hydr}(z, t) = T(z_2, t) - \Delta T(z_2 - z)/(z_2 - z_1)$. Эта замена производится в пределах интервала глубины активности подземных вод $z_1 \leq z \leq z_2$ и для каждого временного шага для $t_1 \leq t \leq t_2$, где t_1 и t_2 – время начала и окончания гидротермальной активности. Параметры гидротермальной активизации ΔT , z_1 , z_2 , t_1 , t_2 выбраны таким образом, чтобы устранить несоответствие расчетных кривых 2 на рис. 6а и 6б с измеренными значениями T и %Ro, показанными символами на этих рисунках.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Астахов, В.И.* К позднекайнозойской истории запада Евразийской Арктики // Вестник Санкт-Петербургского университета. 2007. Сер. 7. Вып. 1.
- Балобаев В.Т.* Геотермия мерзлой зоны литосферы Севера Азии. Новосибирск: Наука. 1991. 193 с.
- Белоконь-Карасева Т.В., Башкова С.Е., Беляева Г.Л. и др.* Перспективы нефтегазоносности глубокопогруженных отложений севера Западной Сибири по данным сверхглубокого бурения. 2006.
<http://www.geolib.ru/OilGasGeo/2006/06/Stat/stat01.html>
- Беляева Г.Л.* Закономерности изменения степени катагенеза ОБ пород больших глубин в связи с прогнозом нефтегазоносности (на примере глубоких и сверхглубоких скважин). Автореферат канд. геол.-мин. наук. Пермь: Пермский Гос. Тех. унив. 2005.
- Богоявленский В.И., Полякова И.Д., Богоявленский И.В., Будагова Т.А.,* 2013. Перспективы нефтегазоносности больших глубин шельфа и суши Южно-Карского региона // Георесурсы, геоэнергетика, геополитика. 2013. Т. 2(6). С. 1–21.
- Величко А.А. (ред.)* Западная Сибирь. Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии. Поздний плейстоцен-голоцен. М.: Наука. 1993. Вып. 1. С. 27–46.
- Величко А.А. (ред.)* Изменение климата и ландшафтов за последние 65 млн лет (кайнозой: от палеоцена до голоцена). М.: ГЕОС. 1999. 260 с.
- Гаврилов А.В.* Типизация Арктических шельфов по условиям формирования мёрзлых толщ // Криосфера Земли. 2008. Т. XII. № 3. С. 69–79.
- Галушкин Ю.И.* Моделирование осадочных бассейнов и оценка их нефтегазоносности. М.: Научный мир. 2007. 456 с.
- Галушкин Ю.И., Лопатин Н.В., Емец Т.П.* Численное моделирование эволюции катагенеза отложений юры и триаса. Тюменская сверхглубокая скважина / Мазур В.Б. (ред.). Пермь. 1996. С. 279–286.
- Галушкин Ю.И., Ситар К.А., Фролов С.В.* Формирование и деградация криогенных толщ на Уренгойской и Куюмбинской площадях Сибири. Часть 1. Применение системы моделирования осадочных бассейнов ГАЛО // Криосфера Земли. 2012. Т. XVI (1). С. 3–11.
- Галушкин Ю.И., Ситар К.А., Фролов С.В.* Формирование и деградация криогенных толщ на Уренгойской и Куюмбинской площадях Сибири. Часть 2. Влияние теплофизических параметров мерзлых пород на распределение температуры и теплового потока в осадочной толще с глубиной // Криосфера Земли. 2012. Т. XVI (2) С. 23–29.
- Галушкин Ю.И., Эль Магхби А., Эль Гтави М.* Термический режим и амплитуда растяжения литосферы бассейна Сирт, Ливия – численные оценки в системе моделирования плоских бассейнов // Физика Земли. 2014. № 1. С. 75–88.
- Горбачев В.И. (ред.)* Тюменская сверхглубокая скважина (СГ-6). Результаты и перспективы. Пермь: АО “КамНИИКИГС”. 2018. 272 с.
- Добрецов Н.Л., Полянский О.П., Ревердатто В.В., Бабищев А.В.* Динамика нефтегазоносных бассейнов в Арктике и сопредельных территориях как отражение мантийных плюмов и рифтогенеза // Геология и геофизика. 2013. Т. 54(8). С. 1145–1161.
- Еришов Э.Д. (ред.)* Геокриология СССР: Западная Сибирь. М.: Недра. 1989. 456 с.
- Конторович А.Э., Буриштейн Л.М., Малышев Н.А. и др.* Историко-геологическое моделирование процессов нефтидогенеза в мезозойско-кайнозойском осадочном бассейне Карского моря (бассейновое моделирование) // Геология и геофизика. 2013. Т. 54(8). С. 1179–1226.
- Коробов А.Д., Коробова Л.А.,* 2011. Нефтегазоперспективный рифтогенно-осадочный формационный комплекс как отражение гидротермальных процессов в породах фундамента и чехла // Геология нефти и газа. 2011. № 3. С. 15–24.
- Кравченко М.Н.* Ресурсный потенциал углеводородов ниже-среднеюрских и доюрских глубокозалегающих горизонтов осадочного чехла северных районов Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. Автореферат канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ им. М.В. Ломоносова. 2012.
- Мясникова Г.П., Оксенюк Е.Е.* Некоторые геологические результаты сверхглубокого бурения в Западной Сибири // Нефть и газ. 2012. № 3. С. 13–19.
- Полякова И.Д., Богоявленский В.И.* Баженовская свита – источник промышленных нефтей и жирных газов в ти-

- тон неокомских отложениях Южно-Карского региона // Докл. РАН. 2011. Т. 440(1). С. 105–110.
- Предтеченская Е.А., Шиганова О.В., Фомичев А.С.* Катагенетические и гидрохимические аномалии в нижне-среднеюрских нефтегазоносных отложениях Западной Сибири как индикаторы флюидодинамических процессов в зонах дизъюнктивных нарушений // Литосфера. 2009. № 6. С. 54–65.
- Сараев С.В., Батурина Т.П., Пономарчук В.А., Трапин А.В.* Пермо-триасовые вулканы Колтогорско-Уренгойского рифта в Западно-Сибирской геосинеклизе // Геология и Геофизика. 2009. Т. 50(1). С. 4–20.
- Смирнов Я.Б.* Тепловое поле территории СССР: пояснительная записка к картам теплового потока и глубинных температур в масштабе 1: 10 000 000. М.: ГУГК. 1980. 150 с.
- Фомин А.Н., Конторович А.Э., Красавчиков В.О.* Катагенез органического вещества и перспективы нефтегазоносности юрских, триасовых и палеозойских отложений северных районов Западно-Сибирского мегабассейна // Геология и Геофизика. 2001. Т. 42 (11–12). С. 1875–1887.
- Фотиев С.М.* Современные концепции эволюции криогенных областей Западной и Восточной Сибири в плейстоцене и голоцене (часть 1) // Криосфера Земли. 2005. Т. IX (2). С. 3–22.
- Фотиев С.М.* Современные концепции эволюции криогенных областей Западной и Восточной Сибири в плейстоцене и голоцене (часть 2) // Криосфера Земли. 2006. Т. X (2). С. 3–26.
- Burnham A.K.* Global Chemical Kinetics of Fossil Fuels: How to Model Maturation and Pyrolysis. Cham, Switzerland: Springer International. 2017.
- Clark S.A., Glorstad-Clark E., Faleide J.I. et al.* Southwest Barents Sea rift basin evolution: comparing results from backstripping and timeforward modelling // Basin Research. 2014. V. 26 P. 550–566.
- Cloetingh S. et al.* Tectonic Models for the Evolution of Sedimentary Basins. Elsevier. 2015.
<https://doi.org/10.1016/8978-444-53802-4.00117-2>
- Doligez B., Bessis F., Burrus J. et al.* Integrated numerical simulation of the sedimentation heat transfer, hydrocarbon formation and fluid migration in a sedimentary basin. The THEMIS model. Thermal modelling in sedimentary basins / J. Burrus (ed.). Paris. 1986. P. 173–195.
- Galushkin Yu. I.* Numerical simulation of permafrost evolution as a part of basin modeling: permafrost in Pliocene-Holocene climate history of Urengoy field in West Siberian basin // Canad. J. Earth Science. 1997. V. 34(7). P. 935–948.
- Galushkin Yu.I., Yakovlev G.E.* Burial and thermal history of the West Bashkirian sedimentary basins // Tectonophysics. 2004. V. 379. P. 139–157.
- Galushkin Yu.I.* Non-standard Problems in Basin Modeling. Springer Internat. Publ. Swizeland. 2016. 268 p.
- Galushkin Yu.I.* Thermal history of the permafrost zone in the vicinity of the deep Tyumen SG-6 well, West Siberian Basin // Permafrost and Periglacial Processes. 2023. V. 34(1). P. 108–121.
<https://doi.org/10.1002/ppp.2168>
- Galushkin Yu.I., Dubinin E.P.* Thermal history and extension of the lithosphere in the Mannar basin and realization its hydrocarbon potential, offshore Sri Lanka // Marine and Petrol. Geology. 2020. V. 119. № 104477. P. 1–18.
- Goncharov A.I., Deighton P., Petkovich H., et al.* Basement and crustal controls on hydrocarbons maturation: lessons from Bremer sub-basin for other frontier exploration areas // AAPG J. 2006. V. 46(1). P. 1–43.
- Hantschel T., Kauerauf A.I.* Fundamentals of basin and petroleum systems modeling. Springer Verlag Berlin Heidelberg. 2009. 476 p.
- Makhous M., Galushkin Yu.I.* Burial History and Thermal Evolution of the Lithosphere of the Northern and Eastern Saharan Basins // AAPG Bulletin. 2003. V. 87(10). P. 1623–1651.
- Melnik E.A., Suvorov V.D., Pavlov E.V., Mishenkina Z.R.* Seismic and density heterogeneities of lithosphere beneath Siberia: Evidence from the Craton long-range seismic profile // Polar Science. 2015. V. 9. P. 119–129.
- Perry H.K.C., Jaupart C., Mareschal J.-C., Shapiro N.M.* Upper mantle velocity-temperature conversion and composition determined from seismic refraction and heat flow // J. Geophys. Res. 2006. V. 111. P. B07301.
<https://doi.org/10.1029/2005JB003921>
- Rüpke L.H., Schmalholz S.M., Schmid D.W., Podladchikov Y.Y.* Automated thermotectonostratigraphic basin reconstruction: Viking Graben case study // AAPG Bull. 2008. V. 92. P. 309–326.
- Rüpke L.H., Schmid D.W., Hartz E.H., Martinsen B.* Basin modelling of a transform margin setting: structural, thermal and hydrocarbon evolution of the Tano Basin, Ghana // Petroleum Geoscience. 2010. V. 16. P. 283–298.
- Sclater J.G., Christie P.A.F.* Continental stretching: an explanation of the Post-Midcretaceous subsidence of the central North Sea basin // J. Geophys. Res. 1980. V. 85(B7). P. 3711–3739.
- Sweeney J.J., Burnham A.K.* Evolution of a simple model of vitrinite reflectance based on chemical kinetics // AAPG Bull. 1990. V. 74(10). P. 1559–1570.
- Theissen S., Rüpke L.H.* Feedbacks of sedimentation on crustal heat flow: New insights from the Voring Basin, Norwegian Sea // Basin Research. 2010. V. 22. P. 976–990.
- Ungerer Ph., Burrus I., Doligez B. et al.* Basin evolution by integrated twodimensional modelling of heat transfer, fluid flow, hydrocarbon generation, and migration // AAPG Bull. 1990. V. 74(3). P. 309–335.
- Ungerer Ph.* Modeling of petroleum generation and migration. Applied Petroleum Geochemistry / M.L. Bordenave (ed.). Paris: Technip. 1993. P. 397–442.
- Welte D.H., Horsfield B., Baker D. R.* Petroleum and Basin Evolution. Springer-Verlag. 1997. 535 p.
- Wyllie P.J.* Magmas and volatile components // Am. Mineral. 1979. V. 64. P. 469–500.

Thermal History of the Lithosphere of the Koltogor-Urengoi Graben, West Siberian Basin, in the Vicinity of the SG-6 Well: Numerical Reconstruction Using GALO Flat Basin Modeling System

Yu. I. Galushkin*

Earth Science Museum (Museum of Natural History), Moscow State University, Moscow, 119991 Russia

**e-mail: yu_gal@mail.ru*

The GALO basin modeling system is used to numerically reconstruct the thermal regime of the West Siberian basin lithosphere in the Koltogor-Urengoi graben in the vicinity of the Tyumenskaya SG-6 superdeep well. The reconstruction explains the features in the formation of the thermal regime of the basin, which were not considered in the previous reconstructions of the region. These features include anomalously high growth of the maturity level of the organics in the Jurassic and Triassic rocks, high temperature gradients observed in the upper basement and Triassic–Permian sedimentary complex, the anomalously low rock temperatures in the upper layers of the recent sedimentary section of the basin. The temporal changes in the tectonic subsidence of the basin are analyzed to estimate the intensity and duration of thermal activation events and the extension of its lithosphere. The thermal impact of the sill that intruded into the upper basement horizons in the Lower Jurassic explains the high degree of maturation of the organic matter in the Lower Triassic rocks. Taking into account the abrupt climatic fluctuations in the Pliocene–Quaternary together with hydrothermal activity in the bottom part of the sedimentary cover in the Upper Pliocene–Lower Pleistocene, we obtained the depth profiles of temperatures and vitrinite reflectance, which agree well with the measured values.

Keywords: SG-6 well, basin modeling, tectonic subsidence, hydrothermal activity, permafrost

УДК 551.24

ИЗМЕНЕНИЯ ТЕПЛОПРОВОДНОСТИ ПОРОД ЛИТОСФЕРЫ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО БАСЕЙНА В РАЙОНЕ СКВ. ТЮМЕНСКАЯ СГ-6

© 2023 г. Ю. И. Галушкин*

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Музей землеведения, г. Москва, Россия

*E-mail: yu_gal@mail.ru

Поступила в редакцию 30.04.2022 г.

После доработки 19.12.2022 г.

Принята к публикации 08.02.2023 г.

Численные реконструкции термического режима литосферы Западно-Сибирского бассейна в Колтогорско-Уренгойском грабене в районе сверхглубокой скважины Тюменская СГ-6 используются для анализа распределения теплопроводности пород бассейна с глубиной. Выделяются пять глубинных интервалов, отличающихся характером изменения теплопроводности пород с глубиной: зона пермафроста, осадочный разрез ниже этой зоны, зона аномального разуплотнения пород, консолидированная кора и мантия. Рассмотрены алгоритмы расчета теплопроводности и определены основные факторы, влияющие на ее изменение с глубиной, для каждого из указанных пяти интервалов. Резкое уменьшение теплопроводности пород в низах осадочного чехла и в кровле фундамента в районе скв. СГ-6 связано с разуплотнением пород под влиянием процессов тектонического растрескивания и гидротермального выветривания. Проведенный анализ предполагает, что при измерениях теплопроводности методом оптического сканирования не соблюдаются условия стационарности процесса и что по этой причине указанный метод может завышать действительные значения теплопроводности пород.

Ключевые слова: скважина СГ-6, моделирование бассейнов, теплопроводность, пористость, температура пород, пермафрост.

DOI: 10.31857/S000233723040063, **EDN:** TLDURO

ВВЕДЕНИЕ

Теплопроводность пород осадочного разреза, коры и мантии, ее изменение с глубиной и временем имеют определяющее значение в расчетах распределений температуры и теплового потока в истории погружения бассейна в рамках систем моделирования бассейнов. В статье используются реконструкции термической истории литосферы Западно-Сибирского бассейна (ЗСБ) в районе сверхглубокой скважины Тюменская СГ-6 в Колтогорско-Уренгойском грабене (рис. 1), рассмотренные в статье [Галушкин, 2023а], чтобы оценить изменение теплопроводности пород литосферы района с глубиной. Пять глубинных интервалов, отличающихся характером изменения теплопроводности пород с глубиной, выделяются в изучаемом районе ЗСБ: зона пермафроста, осадочный разрез ниже этой зоны, зона аномального разуплотнения пород, консолидированная кора и мантия. В статье рассмотрены алгоритмы и результаты расчетов теплопроводности для каждого из выделенных интервалов глубин в пределах литосферы района и определены основные факторы, влияющие на изменение теплопровод-

ности пород с глубиной. Вычисленные значения теплопроводности пород в осадочном разрезе скв. СГ-6 не противоречат измерениям кондуктивной теплопроводности в различных районах ЗСБ [Дучков и др., 1987; 2013; Курчиков, 1992], но заметно отличаются от измерений теплопроводности методом оптического сканирования [Попов, 1983; 1984; 2015; Popov et al., 1999; 2016; Ramshkevich et al., 2016]. Последний раздел статьи посвящен анализу причин таких несогласий в оценках теплопроводности пород.

ИЗМЕНЕНИЕ ТЕПЛОПРОВОДНОСТИ ПОРОД ЛИТОСФЕРЫ

Теплопроводность осадочных пород в зоне пермафроста и вблизи ее

Теплопроводность мерзлых осадочных пород вычисляется через геометрическое осреднение теплопроводностей матрицы пород (K_m), воды (K_w) и льда (K_i) [Lachenbruch et al., 1982]:

$$K = K_m^{(1-\phi(z,t))} K_w^{\phi(z,t)W(T)} K_i^{\phi(z,t)(1-W(T))} \text{ for } T < TL. \quad (1)$$

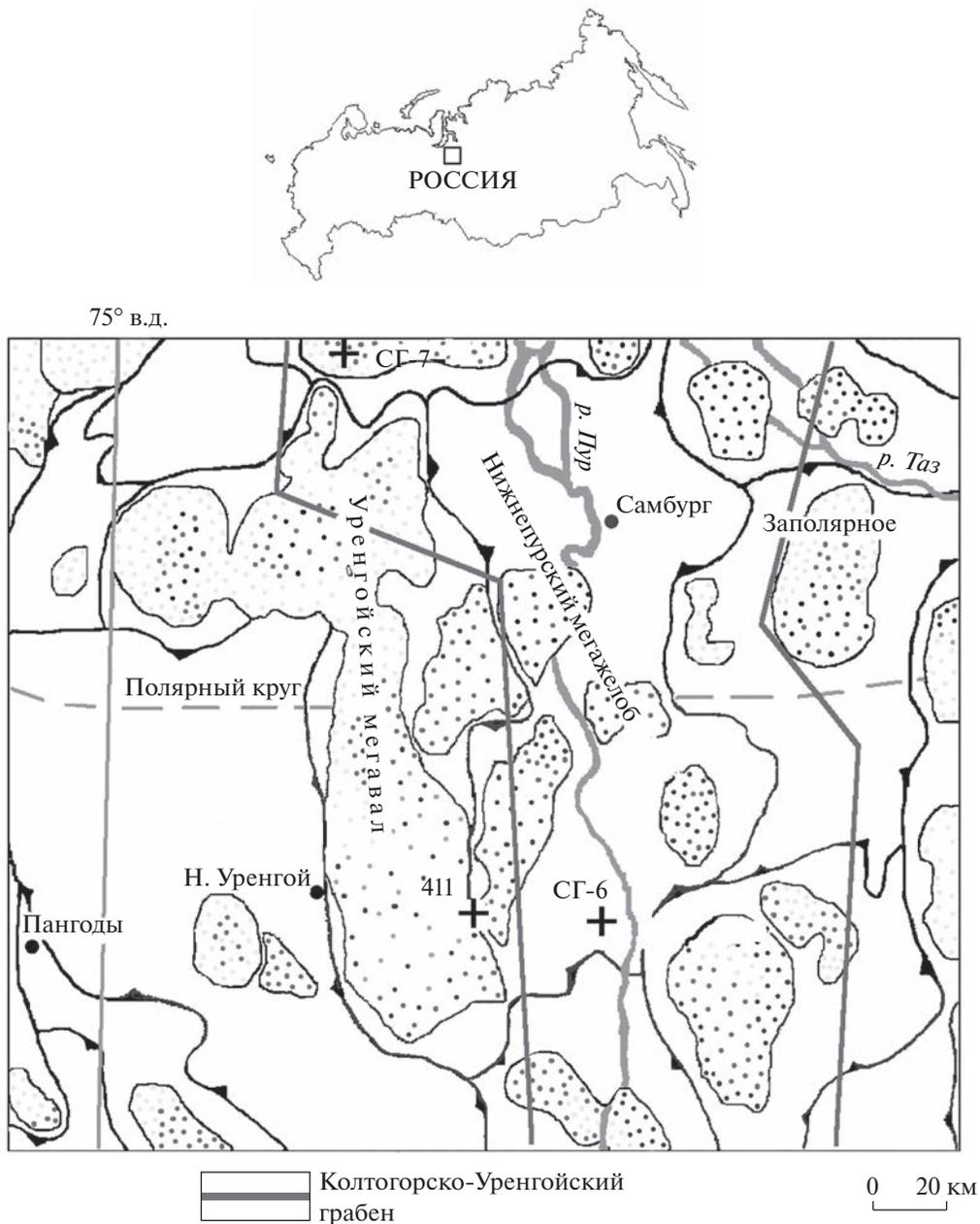


Рис. 1. Положение сверхглубоких скважин Тюменской СГ-6 и Ен-Яхинская СГ-7 в пределах Колтогорско-Уренгойского рифтового грабена.

Здесь TL – температура ликвидуса льда и $W(T)$ – доля воды в порах, не замерзшей при температуре $T < TL$, $\phi(z, t)$ – пористость породы в зависимости от глубины z и времени t . Теплопроводность талых пород вычисляется по формуле [Lachenbruch et al., 1982; Deming, Charman, 1989]:

$$K = K_m^{(1-\phi(z,t))} K_w^{\phi(z,t)} \quad \text{for } T > TL. \quad (2)$$

В расчетах учитывается уменьшение матричной теплопроводности пород с ростом температуры [Lachenbruch et al., 1982; Deming, Charman 1989]:

$$K_m = K_m(T = 20^\circ\text{C}) / [1 + \alpha(T - 20^\circ\text{C})], \quad (3)$$

где α – температурный коэффициент изменения матричной теплопроводности. Теплопроводность льда в расчетах принимается равной 2.26 Вт/м · К.

В модели термического развития литосферы ЗСБ в районе скв. СГ-6, рассмотренной в работе [Галушкин, 2023а], пористость осадочных пород убывала с глубиной по экспоненциальному закону: $\phi(z, t) = \phi_0 \exp(-z/B)$. Здесь ϕ_0 – средняя пористость пород в верхних 150 м отложений породы данной литологии; B – масштаб уплотнения породы с глубиной. Породы осадочного разреза скв.

СГ-6 представлены смесью пяти литологических единиц: глинистых сланцев, вулканитов, алевролитов, песчаников и известняков в различных пропорциях (см. табл. 1 в работе [Галушкин, 2023а]). В расчетах теплофизических характеристик осадочных пород использовались среднемировые теплофизические параметры этих литологических единиц, опубликованные в ряде работ по моделированию бассейнов (см., например, [Doligez et al., 1986; Ungerer, 1993; Галушкин, 2007; Galushkin, 2016]). Соответствующие параметры ϕ_0 , B , K_m и α , рассчитанные для смесей пород в разрезе скв. СГ-6 согласно алгоритмам, описанным в цитированных работах, можно увидеть в табл. 2 в работе [Галушкин, 2023а]. При расчетах температуры в системах моделирования бассейнов учитывается также изменение теплопроводности воды с температурой [Deming, Chapman 1989; Галушкин, 2007]:

$$K_w = 0.565 + 0.00188T - 0.00000723T^2$$

$$(0 < T < 137^\circ\text{C}),$$

$$K_w = 0.602 + 0.00131T - 0.00000514T^2$$

$$(137 < T < 300^\circ\text{C}).$$

В этом выражении теплопроводность выражается в Вт/м · К. Теплопроводность воды в порых растет от 0.565 Вт/м · К при $T = 0^\circ\text{C}$ до 0.681 Вт/м · К при $T = 100^\circ\text{C}$ и затем снижается до 0.658 и 0.532 Вт/м · К при $T = 200$ и 300°C , соответственно. Тем самым вариации теплопроводности воды в интервале температур $0 \leq T \leq 300^\circ\text{C}$ могут достигать 30%.

Рассчитанные изменения теплопроводности пород с глубиной в верхних 500 метрах современного осадочного разреза скв. Тюменская СГ-6, включающего зону пермафроста, показаны на рис. 2б. На рис. 2 приведены также рассчитанные и измеренные температуры пород (рис. 2а), содержание незамерзшей воды в порых породы (W), пористость пород (ϕ) и относительное содержание грубозернистой фракции в породе (S) (рис. 2в). Теплопроводность льда выше теплопроводности воды примерно в 4 раза, и поэтому теплопроводность мерзлой породы сильно зависит от содержания незамерзшей воды, $W(T)$, в порых породы [Кудрявцев 1981; Lachenbruch et al., 1982; Ершов 1989; Галушкин, 2007; Галушкин и др., 2012а; 2012б]. Тот факт, что теплопроводность пород в зоне мерзлоты превышает теплопроводность пород под этой зоной, связан с переходом от мерзлых пород в зоне мерзлоты к талым породам под ней (рис. 2б). Изменение температурного градиента у основания зоны ВМП связано с указанным изменением теплопроводности (рис. 2а). Такие изменения характерны практически для всех районов Западной Сибири с современными зонами ВМП [Балобаев, 1991], а также для Аляски и северной Канады [Lachenbruch et al., 1982]. Основные изменения теплопроводности мерзлых пород с глубиной на рис. 2б, объясняются изменением

доли песчаников в породе (пунктирная линия S на рис. 2в) и увеличением доли незамерзшей воды в порых с повышением температуры породы T и приближением ее к ликвидусу льда TL (рис. 2в, [Галушкин, 2023а]). Относительно высокое содержание льда в верхних 300 м осадочных пород обуславливает их повышенную теплопроводность, тогда как уменьшение последней на глубинах от 200 до 310 м связано с уменьшением содержания льда и одновременным повышением содержания талых вод в порых. Последний эффект особенно заметен вблизи основания зоны ВМП (рис. 2б).

Теплопроводность пород осадочного разреза скв. СГ-6 ниже зоны пермафроста

Как отмечалось выше, расчет теплопроводности осадочных пород при температурах $T > TL$ проводился по формуле (2) с использованием среднемировых теплофизических параметров для глинистых сланцев, алевролитов, песчаников и известняков, смеси которых представлены в подавляющей части осадочного разреза скв. СГ-6. Параметры ϕ_0 , B , K_m и α , рассчитанные для смесей пород, представленных в табл. 1 работы [Галушкин, 2023а]), можно видеть в табл. 2 той же работы. И только нижние 9 осадочных слоев, то есть породы перми, триаса, нижней и средней юры-составляли исключение. Дело в том, что моделирование в работе [Галушкин, 2023а] принимало во внимание заметное увеличение эффективной пористости пород этих слоев под влиянием тектонического растрескивания и гидротермального выветривания. Аномально высокая пористость глубинных пород как результат действия указанных процессов, характерна для осадочных разрезов скв. СГ-6 и СГ-7 и для многих месторождений Приобского, Уренгойского и Ямальского районов ЗСБ [Предтеченская и др., 2009; Кравченко, 2012; Мясникова, Оксеноид, 2012; Богоявленский и др., 2013; Горбачев, 2018]. В модели [Галушкин, 2023а] наличие зон с повышенными значениями эффективной пористости глубинных пород формально воспроизводились заменой стандартно уплотненных вулканитов, алевролитов и песчаников в горизонтах перми, триаса, нижней и средней юры породами с нестандартным замедленным уплотнением. В стандартно уплотняющихся (среднемировых) вулканитах, алевролитах и песчаниках пористость убывает с глубиной по экспоненциальному закону: $\phi(z) = \phi_0 \exp(-z/b)$ с параметрами уплотнения $\phi_0 = 0.50, 0.54$ и 0.40 и $b = 3.27, 2.25$ и 3.00 км соответственно [Ungerer, 1993; Галушкин, 2007]. Для нестандартных пород этих литологий в нашей модели принимались значения $b = 7.64, 7.05$ и 10.00 км при тех же ϕ_0 . Такие значения обеспечивали пористость пород указанных литологий около 20% на глубине 7 км. Параметры уплотнения для глинистых сланцев принимались равными средне-

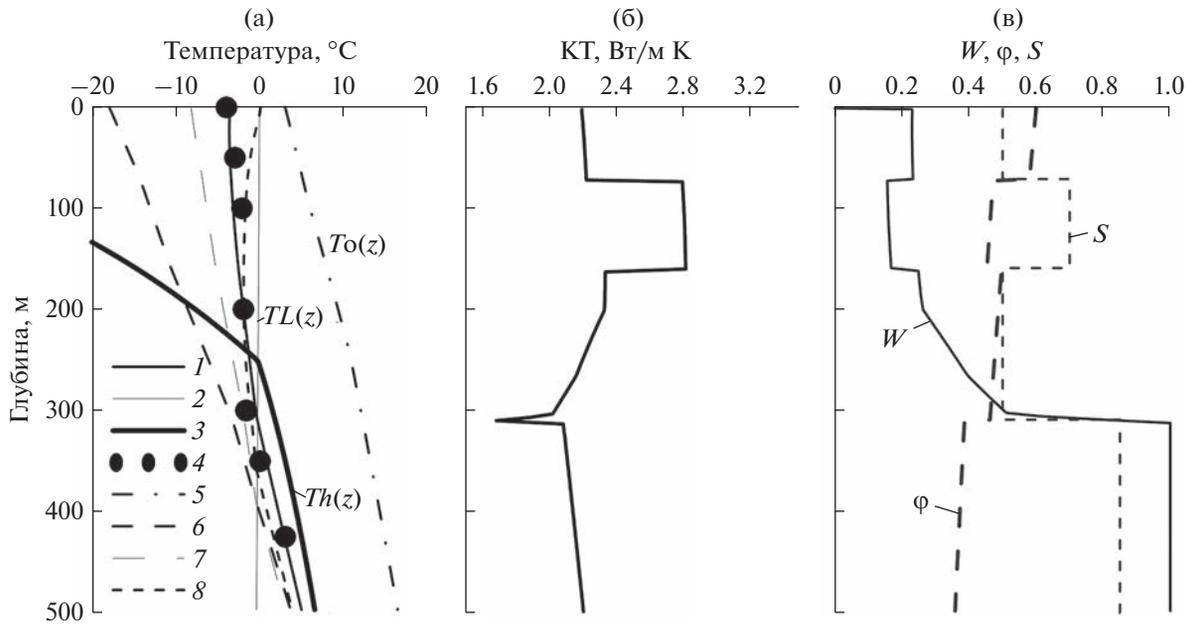


Рис. 2. Изменения температуры и теплофизических параметров пород с глубиной в верхних 500 метрах осадочного разреза скв. Тюменская СГ-6, рассчитанные в модели [Галушкин, 2023а]. (а): 1 – современное распределение температуры, $T(z)$; 2 – ликвидус льда, $TL(z)$; 3 – граница устойчивого существования метановых газогидратов, $Th(z)$; 4 – измерения температуры в скважине СГ-6 [Ершов, 1989; Балобаев, 1991; Фогиев, 2005; 2006]; 5, 6, 7 и 8 – рассчитанные распределения температур 3500 ($To(z)$), 18, 10 и 5 тыс. лет назад; (б) – изменение теплопроводности KT с глубиной; (в) – W – содержание незамерзшей воды в порах породы; ϕ – пористость; S – относительное содержание грубозернистой фракции в породе.

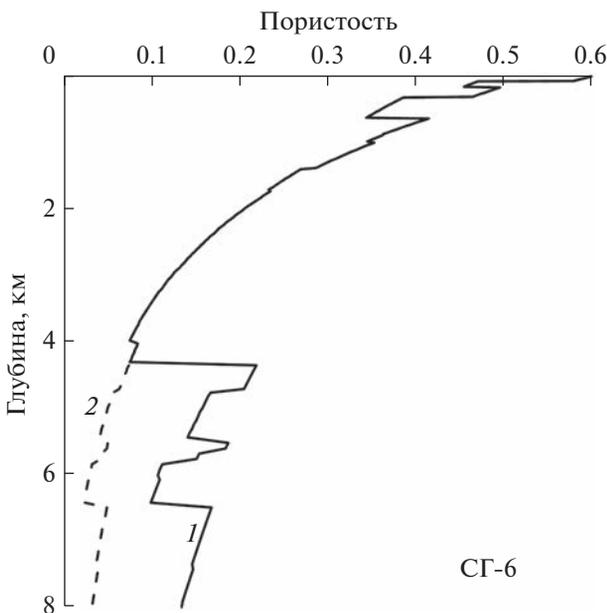


Рис. 3. Рассчитанное изменение пористости пород с глубиной в современном осадочном разрезе скв. СГ-6. 1 – вычисления с учетом недоуплотнения пород (с anomalно высокой пористостью вулканитов, алевролитов и песчаников в осадочных слоях средней и нижней юры, триаса и перми – см. текст); 2 – вычисления со стандартными, среднемировыми характеристиками уплотнения осадочных пород.

мировым значениям: $\phi_0 = 0.70$ и $b = 1.80$ км [Галушкин, 2023а]. Различие в значениях пористости, рассчитанных для стандартно- и нестандартно-уплотняющихся пород, демонстрирует рис. 3. Значения теплофизических параметров ϕ_0 , B , K_m и α , рассчитанные для пород первых 9-ти осадочных слоев разреза скв. СГ-6, можно видеть в табл. 2 работы [Галушкин, 2023а]. Эти параметры использовались в нашем моделировании для расчета пористости и теплопроводности осадочных пород на произвольной глубине и на каждом шаге времени по известным формулам аппарата моделирования бассейнов (например, [Doligez et al., 1986; Ungerer, 1993; Галушкин, 2007; Galushkin, 2016]).

Распределение теплопроводности пород с глубиной в современном разрезе скв. СГ-6, вычисленной со стандартными (пунктирная линия 2) и нестандартными (сплошная линия) параметрами уплотнения пород, показано на рис. 4а. Видно, что основной эффект учета разуплотнения пород в нижних горизонтах осадочного чехла и верхних 2 км фундамента заключается в заметном увеличении их пористости (рис. 3) и, как результат, в заметном снижении их теплопроводности (рис. 4а). Последнее приводит к увеличению градиента температуры в глубоких горизонтах осадочной толщи и кровле фундамента, который теперь лучше согласуется с измеренным градиентом температур (сравните кривые 2 и 3 на рис. 5а).

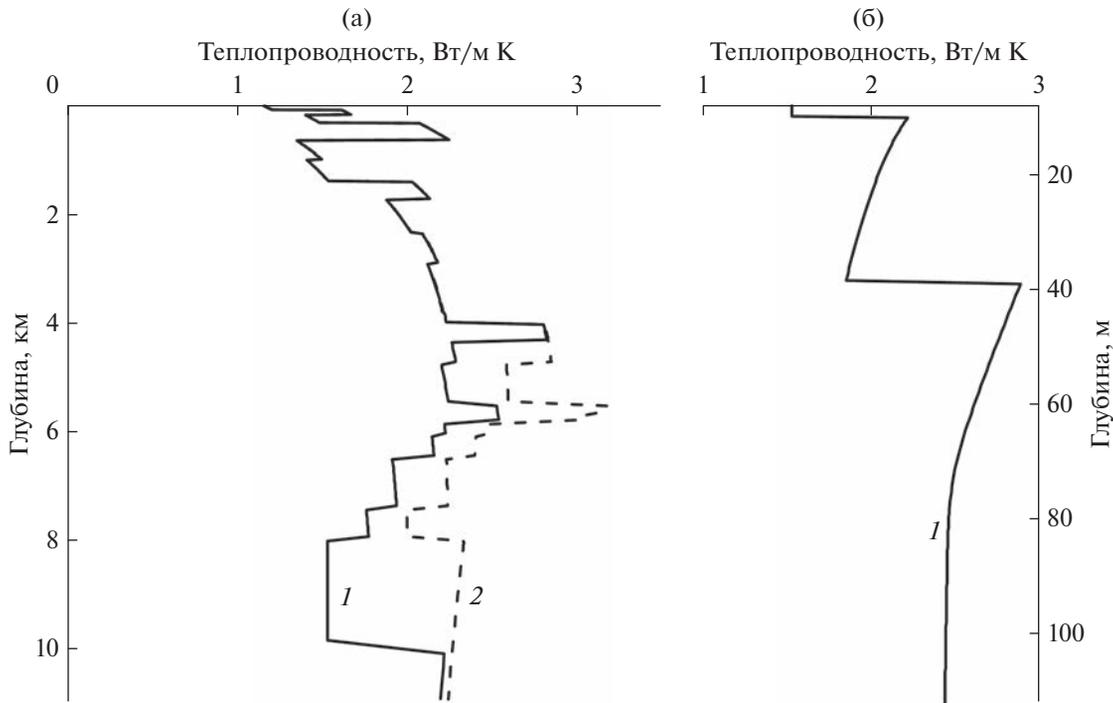


Рис. 4. Изменение теплопроводности пород литосферы ЗСБ в районе скв. СГ-6 с глубиной: (а) – распределение теплопроводности в современном разрезе скв. СГ-6 и кровле фундамента, рассчитанное со стандартными (пунктирная линия 2) и нестандартными (сплошная линия 1) параметрами уплотнения пород (см. текст); (б) – распределение теплопроводности в консолидированной коре и мантии.

Рисунок 4а показывает, что четыре основных фактора оказывают влияние на изменение теплопроводности пород с глубиной в современном осадочном разрезе скв. СГ-6 (рис. 4а). Это – литологический состав пород. Например, резкое увеличение теплопроводности в пределах отдельных осадочных формаций связано с увеличением доли песчаной фракции в породе. Второй фактор связан с уменьшением объема порового пространства нормально уплотняемых пород с глубиной погружения породы. Уменьшение объема пор, и вместе с этим уменьшение объема поровых вод, приводит к росту теплопроводности с глубиной. Этот эффект будет замечен до тех пор, пока доля объема матрицы (скелета) в объеме породы не станет превышать 95–98%. Тогда становится заметным третий фактор изменения теплопроводности породы с глубиной, а именно, уменьшение теплопроводности ее матрицы с увеличением температуры породы в процессе ее погружения в согласии с уравнением (3). И, наконец, четвертый фактор резкого уменьшения теплопроводности, связанный с разуплотнением породы под влиянием ее тектонического растрескивания и гидротермального выветривания.

Теплопроводность пород консолидированной коры

Верхние слои фундамента в Колтогорско-Уренгойском грабене также подвержены растрес-

киванию [Предчетенская и др., 2009; Кравченко, 2012; Мясникова, Оксеноид, 2012; Богоявленский и др., 2013; Горбачев, 2018]. В модели из статьи [Галушкин, 2023а] этот факт учитывался введением эффективной пористости $\phi = 20\%$ в породах верхних двух километров фундамента. Теплопроводность этих пород вычислялась по обычной формуле [Ungerer, 1993]: $K_{\text{породы}} = K_{\text{базальта}}^{(1-\phi)} K_w^\phi = 1.88^{0.80} \times 0.67^{0.2} = 1.53 \text{ Вт/м} \cdot \text{К}$, где $1.88 \text{ Вт/м} \cdot \text{К}$ – теплопроводность базальта и $0.670 \text{ Вт/м} \cdot \text{К}$ – среднее значение теплопроводности воды при температуре 100–200°C. Теплопроводность пород консолидированной коры на глубинах более 2 км от поверхности фундамента уменьшалась с повышением температуры [Perry et al., 2006]:

$$K = 2.264 - (618.2/T) + 3 \times [(355.6/T) - 0.3025] \tag{4}$$

Здесь теплопроводность K в $\text{Вт/м} \cdot \text{К}$, температура T в К .

Теплопроводность пород мантии

Теоретические и экспериментальные оценки теплопроводности пород мантии в работе [Hofmeister, 1999] показали, что вклад фотонной проводимости (радиационная составляющая теплопроводности) в теплопроводность растет с ростом

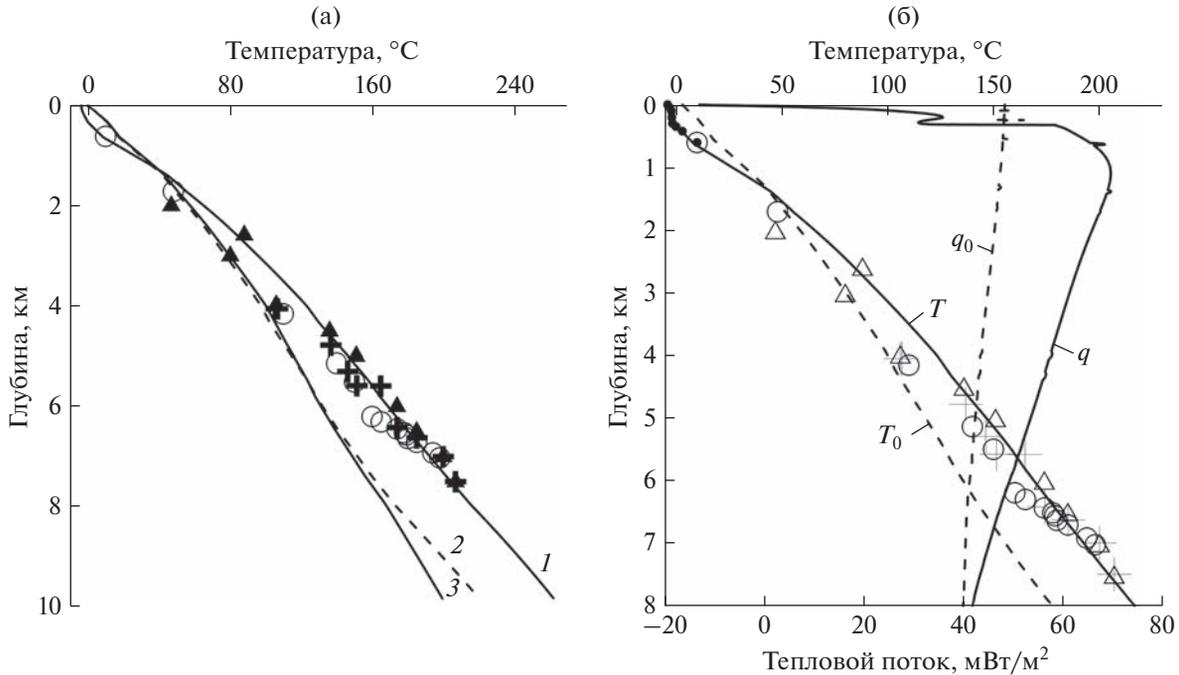


Рис. 5. Распределение температуры (а), (б) и теплового потока (б) с глубиной в современном разрезе ЗСБ в районе скв. СГ-6. Кривая 1 на рис (а) и T и q на рис. (б) – температура и тепловой поток, рассчитанные в модели по работе [Галушкин, 2023а] с учетом 4-ех событий в истории бассейна: 1) – внедрения силла в нижней юре; 2) – разуплотнения пород нижних горизонтов осадочного покрова и кровли фундамента; 3) – гидротермальной активности в верхнем плиоцене-нижнем плейстоцене; 4) – резких колебаний климата в плиоцен-четвертичное время. Пунктирная кривая 2 на рис. (а) – расчеты без учета события 2. Кривая 3 на рис. (а) – распределение температур, вычисленное без учета событий 2, 3) и 4). Символы – значения температур, измеренные в современном разрезе скв. СГ-6. Пунктирные кривые T_0 и q_0 на рис. (б) – распределения температуры и теплового потока 3.5 млн лет назад.

температуры значительно медленнее, чем это предполагалось в предыдущем теоретическом исследовании [Schatz, Simmons, 1972]. В результате в работах [Hofmeister, 1999; McKenzie et al., 2005] была предложена формула, описывающая изменение теплопроводности пород мантии k_H с температурой:

$$k_H(T) = \frac{b}{1 + cT} + \sum_0^3 d_m (T + 273)^m. \quad (5)$$

Эта формула хорошо описывала данные экспериментальных измерений теплопроводности пород мантии в работе [Hofmeister, 1999], если в выражении (5) принять следующие значения параметров: $b = 5.3$, $c = 0.0015$, $d_0 = 1.753 \times 10^{-2}$, $d_1 = -1.0365 \times 10^{-4}$, $d_2 = 2.245 \times 10^{-7}$, and $d_3 = -3.4071 \times 10^{-11}$. В уравнении (5) теплопроводность k_H в Вт/м · К и температура T в °С. Формула (5) использовалась в нашем моделировании для расчета теплопроводности пород мантии. Изменение теплопроводности пород фундамента с глубиной в настоящее время, вычисленное по формулам (4) и (5), показано на рис. 4б. Согласно расчетам теплопроводность пород мантии уменьшается от значения около 2.9 Вт/м · К в кровле мантии до 2.4 Вт/м · К на глубине более 100 км.

ПРОБЛЕМЫ ИЗМЕРЕНИЯ ТЕПЛОПРОВОДНОСТИ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ЗСБ

Согласно уравнению (2) теплопроводность осадочных пород определяется пористостью ϕ , матричной теплопроводностью породы K_m и теплопроводностью воды K_w . В свою очередь, теплопроводность матрицы пород определялась по известной формуле [Doligez et al., 1986; Ungerer, 1993; Галушкин, 2007]:

$$K_m = K_{m1}^{C1} K_{m2}^{C2} \times \dots \times K_{mn}^{Cn}. \quad (6)$$

Здесь предполагается, что порода представляет собой смесь из n литологических единиц (глинистых сланцев, вулканитов, алевролитов, песчаников и известняков в осадочном разрезе скв. СГ-6; см. табл. 1 в работе [Галушкин, 2023а]). В уравнении (6) K_{mi} – теплопроводность матрицы i -ой литологической единицы, C_i – доля этой единицы в породе. Как отмечалось выше, в наших расчетах использовались среднемировые значения параметров K_{mi} , опубликованные в работах по моделированию бассейнов [Doligez et al., 1986; Ungerer, 1993; Галушкин, 2007; Galushkin, 2016]. Значения теплопроводности пород, вычисленные согласно (2) во всем осадочном разрезе за исключением его

разуплотненной части и показанные для современного разреза на рис. 4а, не противоречили значениям кондуктивной теплопроводности, измеренным в различных районах ЗСБ [Дучков и др., 1987; 2013; Курчиков, Ставицкий, 1987]. Однако они заметно противоречили измерениям теплопроводности пород бассейна, представленным в работах Ю.А. Попова (1983–2016 гг.). Ввиду особой роли теплопроводности осадочных пород бассейна в формировании его теплового режима и в численных реконструкциях его термической истории остановимся на этом вопросе подробнее.

Измерения теплопроводности пород методом оптического сканирования, опубликованные в работах [Попов, 1983; 1984; 2015; Popov et al., 1999; 2016; Ramushkevich et al., 2016] занимают особое место в базе данных по измерениям теплопроводности пород ЗСБ. Рисунок 6а демонстрирует такие измерения в образцах пород из кернов скв. СГ-6. Эти кривые взяты из рис. 3 работы [Ramushkevich et al., 2016], где представлены два вида кривых изменения теплопроводности и теплового потока с глубиной в современном разрезе скв. СГ-6 – без поправки на P - T -условия в породах разреза (синий линии на этом рисунке) и с поправками на P - T -условия (красные линии). Зависимость теплопроводности от глубины, показанная синей кривой $KT(z)$ на правом рисунке работы [Ramushkevich et al., 2016], совпадает с кривой, показанной на рис. 3 в ранней работе [Попов и др., 1996]. В настоящей статье для дискуссии используются измерения теплопроводности и оценки теплового потока, приведенные в более поздней работе [Ramushkevich et al., 2016] и полученные с учетом поправки на P - T -условия в породах разреза. Видно, что значения теплопроводности, полученные методом оптического сканирования, в 1.3–1.8 раза превышают среднемировые значения для аналогичных пород осадочного разреза. Для образцов, взятых с глубины 5.7–5.8 км, они превышают теплопроводность перидотита (около 3.56 Вт/м · К). Соответственно, тепловые потоки на рис. 6в, полученные умножением наблюдаемых градиентов температуры на измеренную теплопроводность, на 40–60% превышают оценки тепловых потоков, опубликованные в литературе [Дучков и др., 1987; 2013; Курчиков, Ставицкий, 1987]. При этом обращает на себя внимание необычный характер изменения теплового потока с глубиной. Поток почти линейно увеличивается от 60 мВт/м² на глубине около 3.5 км до 90 мВт/м² на глубине 5.7, затем резко уменьшается до 75 мВт/м² на глубине 6.3 км (рис. 6б; сравните с кривой q на рис. 5б). Трудно найти физическое обоснование такому поведению потока, поскольку на этих глубинах не наблюдается источников аномально высокого тепловыделения. Материнские свиты характеризуются аномально высоким радиогенным выделением тепла, но их мощности не превышают 100 м и потому

они не могут заметно исказить глубинное распределение теплового потока. Можно предположить, что завышение в оценках теплопроводности пород в работах Ю.А. Попова связано с нестационарностью процесса измерения теплопроводности методом оптического сканирования. Рассмотрим этот вопрос подробнее.

Рисунок 7а показывает общую схему измерения измерения теплопроводности пород методом оптического сканирования [Popov et al., 2016]. Метод использует решение уравнения теплопроводности для квазистационарного температурного поля в подвижной системе координат $OXYZ$. Начало системы координат O совпадает с расположением источника тепла на поверхности твердого образца (4 на рис. 7а). Ось OZ перпендикулярна поверхности образца, а оси OX и OY лежат вдоль плоской поверхности образца. Источник тепла движется с постоянной скоростью в направлении оси OX . Избыточные температуры $(T_2 - T_1)$ и $(T_3 - T_1)$ определяются как разности между температурами T_2 и T_3 , зарегистрированными датчиками 2 и 3 позади нагревателя, и начальной температурой поверхности образца T_1 , зарегистрированной датчиком 1 перед нагревателем. Эти разности описываются уравнениями (7) и (8) [Попов, 1983]:

$$T_2 - T_1 = q/(2\pi x_0 \lambda); \quad (7)$$

$$T_3 - T_1 = [q/(2\pi R \lambda)] \exp[-(V(R - x_0)/2\kappa)], \quad (8)$$

где: V – скорость движения источника тепла по поверхности образца; q – мощность источника тепла; $R^2 = (x_0^2 + y_0^2)$, x_0 и y_0 – расстояние пунктов измерения температуры от источника тепла (см. рис. 7а); λ и κ – теплопроводность и термическая диффузия породы образца, соответственно. Аналогичные измерения проводятся с двумя испытуемыми образцами с известными теплопроводностями. Температуры, измеренные в первом и втором испытательных образцах, равны T_{2R1} , T_{1R1} и T_{2R2} , T_{1R2} , соответственно, и теплопроводности: λ_{R1} и λ_{R2} . Положение двух испытательных образцов показано цифрой 1 на рис. 7б. Используя уравнение (7) получают требуемую теплопроводность образца [Попов, 1983; 1984; 2015; Popov et al., 1999; 2016; Ramushkevich et al., 2016]:

$$\lambda = [\lambda_{R1}(T_{2R1} - T_{1R1}) + \lambda_{R2}(T_{2R2} - T_{1R2})]/[2(T_2 - T_1)]. \quad (9)$$

Формула (9) является основным соотношением, используемым Ю.А. Поповым в экспериментах по определению теплопроводности пород методом оптического сканирования.

Чтобы оценить условия применимости соотношения (9), мы сочли необходимым получить его из известных решений уравнения теплопроводности (см. формулы (П6) и (П7) в Приложении). Из Приложения следует, что уравнения (П6), (П7) и (П9) являются следствием решения

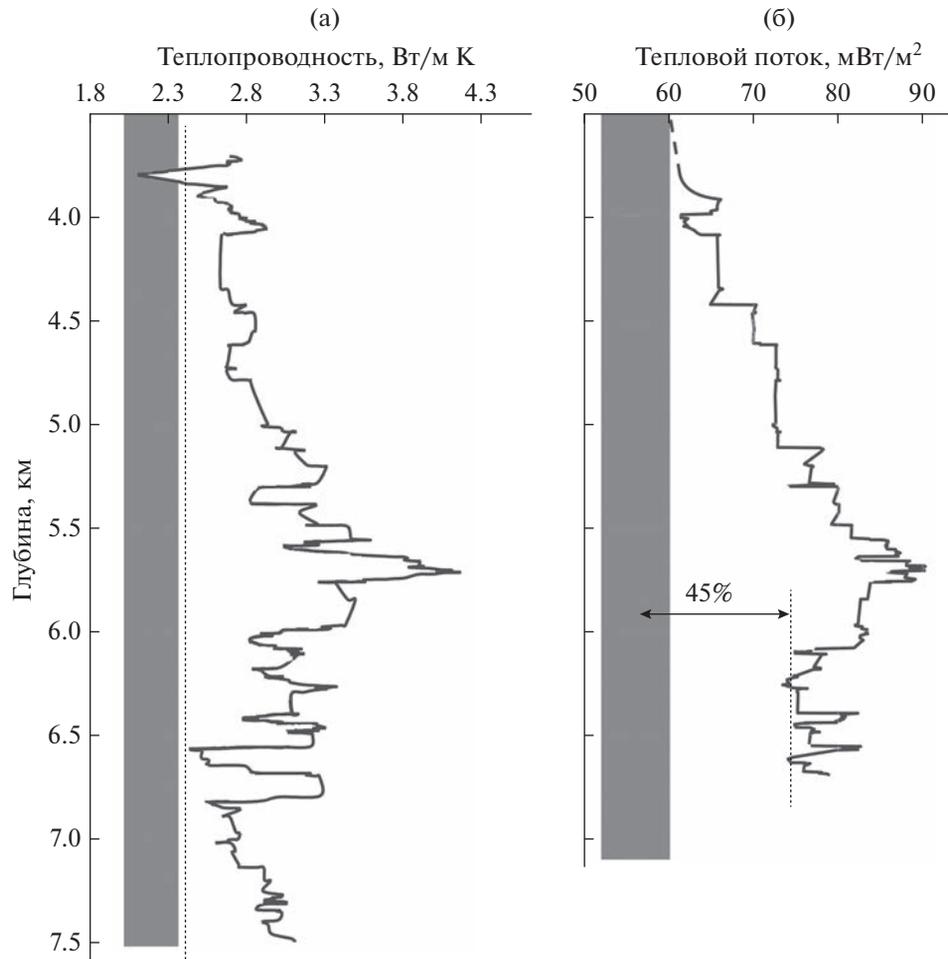


Рис. 6. Распределения теплопроводности (а) и теплового потока (б) с глубиной в разрезе скв. СГ-6, вычисленные с учетом изменения P - T -условий в рассматриваемом разрезе скважины СГ-6 (по работам [Попов и др., 2015; Romushkevich, 2016] с изменениями). Темный вертикальный прямоугольник на рис. (а) показывает пределы рассеяния данных измерения теплопроводности из работы [Курчиков, Ставицкий, 1987] и такой же прямоугольник на рис. (б) показывает пределы измеренных значений теплового потока согласно [Дучков и др., 1987].

уравнения теплопроводности, описывающего стационарное тепловое поле, создаваемое источником тепла, движущимся с постоянной скоростью v вдоль оси x . Следовательно, одно из требований применимости указанных формул это выполнение условий стационарности теплового поля. Проверим, соблюдаются ли они в экспериментах по измерению теплопроводности методом оптического сканирования. Длина образца породы, теплопроводность которой необходимо измерить, составляет около 60 мм, расстояние от источника тепла до датчика температуры (x_0) около 15 мм (рис. 7а) и скорость источника тепла $V = 1$ – 10 мм/с [Ramushkevich et al., 2016]. Тогда расстояние x_0 между источником тепла и детекторами образец проходит за время $t_1 = x_0/V = 1.5$ – 15 с (рис. 7). Характерное время, за которое тепловая волна пройдет расстояние x_0 , равно примерно $t_2 = x_0^2/\kappa$, где κ – коэффициент термической диффузии ($\kappa =$

$= 0.092$ – 5 мм²/с $= (0.092$ – $5) \times 10^{-6}$ м²/с [Ramushkevich et al., 2016]. Следовательно, $t_2 = x_0^2/\kappa = 45$ – 2450 с. Чтобы процесс можно было рассматривать как стационарный, необходимо, чтобы источник двигался достаточно медленно, так чтобы тепловая волна смогла несколько раз (5–10) пройти расстояние x_0 за время t_1 . Следовательно, должно выполняться условие $t_2 \ll t_1$. Наши оценки показывают, что для измерения теплопроводности методом оптического сканирования оно не выполняется. В самом деле, метод предполагает 50–70 измерений в час или около 1 измерения в минуту. За такое время согласно нашим оценкам тепловой баланс установиться не успевает. Для достижения условий стационарности необходимо снизить скорость движения образца v относительно источника тепла на два-три порядка. Источник тепла можно остановить, но даже в этом случае для достижения стационарного распре-

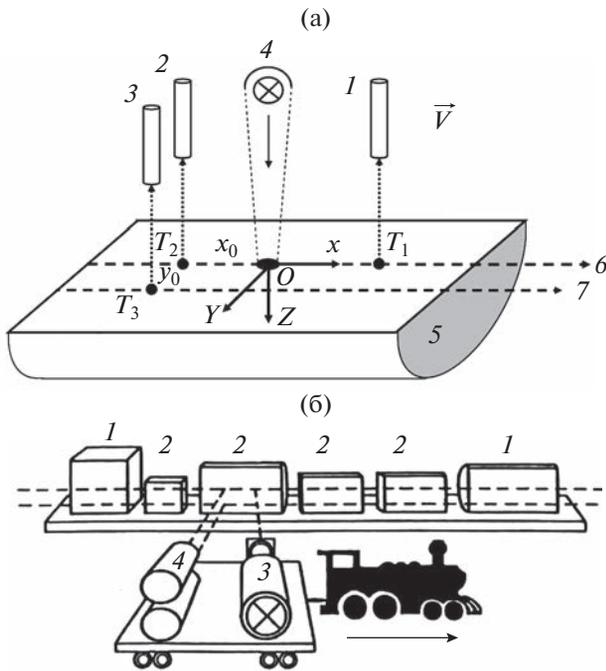


Рис. 7. (а) – Схема метода оптического сканирования для измерения теплопроводности пород (согласно работе [Роров et al., 2016]): 1, 2, 3 – инфракрасные радиометры для измерения температуры; 4 – источник тепла; (б) – схема оборудования для оптического сканирования: 1 – стандарты с известной теплопроводностью; 2 – исследуемые образцы; 3 – источник тепла; 4 – инфракрасные радиометры для измерения температуры (нижний – для измерения термической диффузии).

ления температур в образце необходима стационарная работа источника по крайней мере в течение времени $t_3 = (30 \text{ мм})^2 / (0.092 - 5) \text{ мм}^2/\text{с} = 180 - 9783 \text{ с}$, где 30 мм – толщина образца. Но в этом случае следует иметь ввиду, что краевые эффекты могут оказывать заметное влияние на тепловое поле, так что формулы (7)–(9) снова нуждаются в корректировке.

При нарушении условий стационарности правая часть соотношения (9) будет зависеть еще от коэффициентов термической диффузии образца и стандарта, а также от продолжительности эксперимента. Можно предположить, что именно это является причиной аномально высоких значений теплопроводности пород (и теплового потока), измеренных в районе скв. СГ-6, СГ-7 и в нескольких других скважин в работах [Попов и др., 2015; Роров et al., 1999; 2016; Ramushkevich et al., 2016; и др.]. Измерение теплопроводности пород методом оптического сканирования требует детального анализа условий стационарности процесса измерения и проверки выполнения соотношений (7)–(9) в ходе эксперимента. Известно, что стационарные методы измерения теплопроводности являются одними из наиболее распро-

страненных и физически обоснованных методов, применяемых в разных бассейнах мира [Дучков и др., 1987; 2013; Роров et al., 1999; 2016]. Система моделирования бассейнов ГАЛО, применяемая в данной статье, предпочитает использовать проверенные среднемировые данные для матричных теплофизических параметров горных пород, что позволяет к тому же учитывать изменения этих параметров при изменении пористости и литологии горных пород в процессе погружения бассейна.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Пять глубинных интервалов литосферы ЗСБ в районе сверхглубокой скв. Тюменская СГ-6 (зона пермафроста, осадочный разрез ниже этой зоны, зона аномального разуплотнения пород, консолидированная кора и мантия) заметно различаются по характеру изменения теплопроводности пород с глубиной. Теплопроводность мерзлых пород сильно зависит от доли песчаной фракции в породе, от содержания в порах пород воды, незамерзающей при отрицательных температурах, и от содержания в них льда. Увеличение доли песчаной фракции в породе приводит к увеличению ее теплопроводности. Уменьшение объема пор в процессе консолидации породы с погружением ее на глубину также приводит к росту теплопроводности. Уменьшение теплопроводности осадочных пород на больших глубинах может быть связано с уменьшением теплопроводности матрицы пород, вызванным ростом температуры в процессе погружения породы. Резкое уменьшение кондуктивной теплопроводности пород нижней части осадочного разреза и кровли фундамента в районе скв. СГ-6 связано с разуплотнением пород под влиянием процессов тектонического расстрескивания и гидротермального выветривания. Экспериментальное изучение показывает, что теплопроводности пород консолидированной коры и мантии уменьшаются с глубиной. Анализ предполагает, что процесс измерения теплопроводности методом оптического сканирования не является стационарным, что объясняет завышенные значения теплопроводности пород, измеренные этим методом.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Соотношение (9) основано на известном решении уравнения теплопроводности из работы [Карслоу, Егер, 1964], описывающем распределение температуры вблизи движущегося источника тепла. Пусть во всё время $t > 0$ в начале координат выделяется количество тепла в единицу времени, равное q . При этом неограниченная среда с начальной температурой $T(x, y, z, t=0) = 0$ движется в направлении ось x с постоянной скоростью V . Источник тепла остается в начале координат ($x = 0, y = 0, z = 0$). Тогда распределение температуры в

среде в момент времени t будет иметь вид [Карслоу, Егер, 1964, глава 10]:

$$T(x, y, z, t) = \frac{q}{2Rk\pi^2} \exp\left(\frac{Vx}{2\kappa}\right) \times \int_{\frac{R}{2\sqrt{\kappa t}}}^{\infty} \exp\left[-\gamma^2 - \frac{V^2 R^2}{16 \times \kappa^2 \gamma^2}\right] d\gamma. \quad (\text{П1})$$

Здесь: k – теплопроводность среды; $\kappa = k/\rho C_p$ – термическая диффузия среды; ρ и C_p – плотность и теплоемкость пород среды. Согласно уравнению (3.325) в справочнике [Градштейн, Рыжик, 1963] имеем соотношение:

$$\int_0^{\infty} \exp\left[-ax^2 - \frac{b}{x^2}\right] dx = \frac{1}{2} \sqrt{\frac{\pi}{a}} \exp(-2\sqrt{ab}) \quad (\text{П2})$$

$(a > 0; b > 0).$

Тогда, в стационарном режиме, то есть в пределе при $t \rightarrow \infty$ и $(R/(2(\kappa t))^{1/2}) \rightarrow 0$, выражение (П1) переходит в следующее:

$$T(x, y, z, t \rightarrow \infty) = \frac{q}{4Rk\pi} \exp\left(\frac{Vx}{2\kappa}\right) \exp\left(-\frac{VR}{2\kappa}\right). \quad (\text{П3})$$

Следовательно, температура на расстоянии x перед источником тепла равна:

$$T(x < 0, y = 0, z = 0, t \rightarrow \infty) = \frac{q}{4IxIk\pi} \exp\left(-\frac{2V|x|I}{2\kappa}\right) \quad (\text{П4})$$

и на расстоянии x за источником:

$$T(x > 0, y = 0, z = 0, t \rightarrow \infty) = \frac{q}{4IxIk\pi}. \quad (\text{П5})$$

Таким образом, в стационарном состоянии температура точек на оси x за источником тепла ($x > 0, y = 0, z = 0$) не зависит от скорости движения среды V .

Переход от теплопереноса в бесконечном пространстве к теплопереносу в полупространстве без передачи тепла через плоскость $z = 0$ приводит к увеличению температур (П4) и (П5) в два раза. Для стационарного полупространства и источника тепла, движущегося вдоль оси x с постоянной скоростью V , мы получаем из (П4) и (П5) искомое выражение:

$$T(x > 0, y = 0, z = 0, t \rightarrow \infty) = \frac{q}{2IxIk\pi} \exp\left(-\frac{2V|x|I}{2\kappa}\right) \quad (\text{П6})$$

для температуры в точке на расстоянии x перед источником тепла ($x > 0$) и выражение:

$$T(x < 0, y = 0, z = 0, t \rightarrow \infty) = \frac{q}{2IxIk\pi} \quad (\text{П6})$$

для температуры на расстоянии x за источником тепла ($x < 0$).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Балобаев В.Т.* Геотермия мерзлой зоны литосферы Севера Азии. Новосибирск: Наука. 1991. 193 с.
- Богоявленский В.И., Полякова И.Д., Богоявленский И.В., Будагова Т.А.* Перспективы нефтегазоносности больших глубин шельфа и суши Южно-Карского региона // Георесурсы, геоэнергетика, геополитика. 2013. Т. 2(6). С. 1–21.
- Галушкин Ю.И.* Моделирование осадочных бассейнов и оценка их нефтегазоносности. М.: Научный мир. 2007. 456 с.
- Галушкин Ю.И., Ситар К.А., Фролов С.В.* Формирование и деградация криогенных толщ на Уренгойской и Куюмбинской площадях Сибири. Часть 1. Применение системы моделирования осадочных бассейнов ГАЛО // Криосфера Земли. 2012. Т. XVI (1). С. 3–11.
- Галушкин Ю.И., Ситар К.А., Фролов С.В.* Формирование и деградация криогенных толщ на Уренгойской и Куюмбинской площадях Сибири. Часть 2. Влияние теплофизических параметров мерзлых пород на распределение температуры и теплового потока в осадочной толще с глубиной // Криосфера Земли. 2012. Т. XVI (2) С. 23–29.
- Галушкин Ю.И.* Термическая история литосферы Колтогорско-Уренгойского грабена Западно-Сибирского бассейна в районе скв. СГ-6 – численная реконструкция в рамках системы моделирования плоских бассейнов ГАЛО // Физика Земли. 2023а. № 4. С. 115–134.
- Горбачев В.И.* Тюменская сверхглубокая скважина (СГ-6). Результаты и перспективы. Пермь: АО “КамНИИКИГС”. 2018. 272 с.
- Градштейн И.С., Рыжик И.М.* Таблицы интегралов, сумм рядов и произведений. М.: Госуд. изд-во физмат. лит. 1963. 1100 с.
- Дучков А.Д., Лысак С.В., Балобаев В.Т. и др.* Тепловое поле недр Сибири. Новосибирск: Наука. 1987. 196 с.
- Дучков А.Д., Соколова Л.С., Аюнов Д.Е., Злобина О.Н.* Теплопроводность пород осадочного чехла Арктической части Западной Сибири // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 12. С. 1952–1960.
- Еришов Э.Д.* Геокриология СССР: Западная Сибирь. М.: Недра. 1989. 456 с.
- Карслоу Г., Егер Д.* Теплопроводность твердых тел. М.: Наука. 1964. 488 с.
- Кравченко М. Н.* Ресурсный потенциал углеводородов ниже-среднеюрских и доюрских глубоководных горизонтов осадочного чехла северных районов Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции. Автореферат канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ им. М.В. Ломоносова. 2012.
- Кудрявцев В.А.* Мерзлотоведение. М.: изд-во Моск. ун-та. 1981. 240 с.
- Курчиков А.Р., Ставицкий Б.П.* Геотермия нефтегазоносных областей Западной Сибири. М.: Недра. 1987
- Мясникова Г.П., Оксенюк Е.Е.* Некоторые геологические результаты сверхглубокого бурения в Западной Сибири // Нефть и газ. 2012. № 3. С. 13–19.
- Попов Ю.А.* Теоретические модели метода измерений тепловых свойств горных пород на основе подвижных источников тепловой энергии. Часть 1 // Геология и разведка. 1983. № 9. С. 97–103.

- Попов Ю.А.* Теоретические модели метода измерений тепловых свойств горных пород на основе подвижных источников тепловой энергии. Часть 2 // Геология и разведка. 1984. № 2. С. 81–86.
- Попов Ю.А., Рамушкевич Р.А., Попов Е.Ю.* Теплофизические исследования пород разреза Тюменской сверхглубокой скважины. Тюменская сверхглубокая скважина / Мазур В.Б. (ред.). Пермь. 1996. С. 163–175.
- Попов Ю.А.* Проблема качества исходных петротеплофизических и геотермических данных при моделировании осадочных бассейнов и нефтегазоносных систем. EAGE. 2015. “Геомодель – 2015”. Россия. г. Геленджик. 7–10 сентября 2015 г.
- Предтеченская Е. А., Шиганова О. В., Фомичев А. С.* Ка-тагенетические и гидрохимические аномалии в нижне-среднеюрских нефтегазоносных отложениях Западной Сибири как индикаторы флюидодинамических процессов в зонах дизъюнктивных нарушений // Литосфера. 2009. № 6. С. 54–65.
- Фотиев С.М.* Современные концепции эволюции криогенных областей Западной и Восточной Сибири в плейстоцене и голоцене (часть 1) // Криосфера Земли. 2005. Т. IX. № 2. С. 3–22.
- Фотиев С.М.* Современные концепции эволюции криогенных областей Западной и Восточной Сибири в плейстоцене и голоцене (часть 2) // Криосфера Земли. 2006. Т. X. № 2. С. 3–26.
- Deming D., Chapman D.S.* Thermal histories and hydrocarbon generation: Example from Utah-Wyoming thrust belt // AAPG Bull. 1989. V. 73. № 12. P. 1455–1471.
- Doligez B., Bessis F., Burrus J. et al.* Integrated numerical simulation of the sedimentation heat transfer, hydrocarbon formation and fluid migration in a sedimentary basin. The THEMIS model. Thermal modelling in sedimentary basins / J. Burrus (ed.). Paris. 1986. P. 173–195.
- Galushkin Yu.I.* Non-standard Problems in Basin Modeling. Springer Internat. Publ. Swizeland. 2016. 268 p.
- Hofmeister A.* Mantle values of thermal conductivity geotherm from phonon lifetimes // Science. 1999. V. 283. P. 1699–1709.
- Lachenbruch A.H., Sass J.H., Marshall B.V. et al.* Permafrost, heat flow and the geothermal regime at Prudhoe Bay, Alaska // J. Geophys. Res. 1982. V. 87. P. 9301–9316.
- McKenzie D., Jackson J., Priestley K.* Thermal structure of oceanic and continental lithosphere // Earth. Planet. Sci. Lett. 2005. V. 233. P. 337–339.
- Perry H.K.C., Jaupart C., Mareschal J.-C., Shapiro N.M.* Upper mantle velocity-temperature conversion and composition determined from seismic refraction and heat flow // J. Geophys. Res. 2006. V. 111. P. B07301. <https://doi.org/10.1029/2005JB003921>
- Popov Yu.A., Pribnow D.F.C., Sass J.H. et al.* Characterization of rock thermal conductivity by high-resolution optical scanning // Geothermics. 1999. V. 28. P. 253–276.
- Popov Y., Beardsmore G., Clauser C. et al.* ISRM Suggested Methods for Determining Thermal Properties of Rocks from Laboratory Tests at Atmospheric Pressure. Rock Mech Rock Eng. 2016. <https://doi.org/10.1007/s00603-016-1070-5>
- Romushkevich R., Popov E., Popov Yu. et al., 2016.* Thermal Properties of West Siberian Sediments in Application to Basin and Petroleum Systems Modeling. EGU2016-12463. URL: <https://www.researchgate.net/publication/303985431>.
- Schatz J.F., Simmons G.* Thermal conductivity of Earth materials at high temperatures // J. geophys. Res. 1972. V. 77. № 35. P. 6966–6983.
- Ungerer Ph.* Modeling of petroleum generation and migration. Applied Petroleum Geochemistry / M.L. Bordenave (ed.). Paris: Technip. 1993. P. 397–442.

Changes in Thermal Conductivity of the Rocks of the West Siberian Basin Lithosphere in the Vicinity of the Tumenskaya SG-6 Well

Yu. I. Galushkin*

Earth Science Museum (Museum of Natural History), Moscow State University, Moscow, 119991 Russia

*e-mail: yu_gal@mail.ru

Numerical reconstructions of the thermal regime of the lithosphere of the West Siberian basin in the Koltoigor-Urengoi graben in the vicinity of the Tyumenskaya SG-6 superdeep well are used to analyze the depth distribution of thermal conductivity of basin rocks. Five depth intervals which differ in the character of changes in thermal conductivity of rocks are distinguished: the permafrost zone, the sedimentary section below this zone, the zone of anomalous rock weakening, the consolidated crust, and the mantle. The algorithms for calculating the thermal conductivity are considered and the main factors affecting its change with depth are determined for each of the five intervals. A sharp decrease in the thermal conductivity of rocks in the bottom part of the sedimentary cover and in the basement top in the vicinity of the SG-6 well is associated with rock weakening due to tectonic fracturing and hydrothermal erosion. The analysis suggests that the stationarity conditions of the process are not observed in optical scanning thermal conductivity measurements and, therefore, this method may overestimate the true thermal conductivity of rocks.

Keywords: SG-6 well, basin modeling, thermal conductivity, porosity, rock temperature, permafrost

УДК 550.347

ОТКЛИК ПЕСЧАНЫХ И ГЛИНИСТЫХ ГРУНТОВ ПРИ СЛАБЫХ И СИЛЬНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЗДЕЙСТВИЯХ

© 2023 г. Е. В. Дещеревская¹, *, О. В. Павленко¹, **

¹Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта, г. Москва, Россия

*E-mail: deelv1@gmail.com

**E-mail: olga@ifz.ru

Поступила в редакцию 11.05.2022 г.

После доработки 09.12.2022 г.

Принята к публикации 09.12.2022 г.

Анализируется отклик песчаных и глинистых приповерхностных грунтов (представляющих классы несвязных и связных грунтов) на сейсмические воздействия различной интенсивности по данным наблюдений *in situ* – по записям вертикальных групп японской сети сильных движений KiK-net. Из общего числа станций (~800) для анализа выбрано по 5 станций с приповерхностными песчаными и глинистыми грунтами, представленными в верхних слоях в наиболее чистом виде. Для “песчаных” и “глинистых” станций по методике [Pavlenko, Irikura, 2003] построены и проанализированы модели поведения грунта при сильных движениях, показывающие вертикальные распределения напряжений и деформаций, вызванных землетрясениями, в грунтовых слоях. Получены близкие оценки усиления сейсмических волн в песках и глинах при слабых движениях и близкие зависимости напряжение–деформация, характеризующие поведение приповерхностных грунтов при сейсмических движениях умеренной силы. Выполнен анализ разжижения песчаных грунтов при сильных движениях (землетрясение Тохоку 2011 г., с $M_w \sim 9.0$). Исследовано влияние эффектов протяженных сейсмических очагов (направленность их излучения) на поведение песчаных и глинистых грунтов и усиление в них сейсмических волн. Различия в поведении песчаных и глинистых грунтов отмечены лишь при сильных движениях: в песчаных грунтах возможно разжижение при уровне грунтовых вод порядка нескольких метров от поверхности, а в глинистых грунтах разжижения нет.

Ключевые слова: типы грунтов, обводненность грунтов, усиление сейсмических волн в грунтах, нелинейность поведения грунта, эффекты направленности излучения, станции KiK-net.

DOI: 10.31857/S000233372304004X, EDN: TLDPWF

ВВЕДЕНИЕ

Проблема поведения грунтов при землетрясениях в России актуальна, как и во всем мире. Российская Федерация занимает большую по площади территорию, на которой представлены разнообразные приповерхностные грунты. Сотрудниками геологического факультета МГУ проведены исследования и составлена карта распространения приповерхностных грунтов [Инженерная геология..., 2011]. Выделено 11 типов наиболее представительных по площади развития грунтов: 1 – преимущественно скальные; 2 – глинистые; 3 – лессовые; 4 – песчаные; 5 – глинистые с обломочным материалом; 6 – глинистые с лессовым слоем в верхней части разреза (ВЧР); 7 – песчано-глинистые с преобладанием глинистых в ВЧР; 8 – песчано-глинистые с преобладанием песчаных в ВЧР; 9 – торфяные, подстилаемые грунтами разного состава; 10 – глинистые, подстилаемые скальными; 11 – песчаные, подстилаемые скальными.

Грунты представляют собой дисперсные гетерогенные системы, состоящие из твердых частиц, поровое пространство между которыми заполнено водой и воздухом. Другими словами, грунты – это многофазные системы, в общем случае состоящие из твердой, жидкой и газообразной фаз. Однако в сейсмологии (в условиях динамического нагружения) они рассматриваются как сплошные среды, поведение которых описывается зависимостями напряжение–деформация, отражающими содержание и свойства их компонентов [Мишель, Шульман, 1999].

Песчаные и глинистые приповерхностные грунты имеют близкие значения плотности и скорости распространения в них продольных и поперечных сейсмических волн, но относятся к разным группам грунтов [Мишель, Шульман, 1999]. Песчаные принадлежат к группе несвязных грунтов, в которых вода может свободно перемещаться (песчаные, гравелистые, щебнистые, дресвяные и т.п. грунты), глинистые – к группе связных грун-

тов, содержащих в заметных количествах глину, химически связывающую воду.

Наблюдения показывают, что грунтовые воды в значительной степени определяют отклик грунта при сейсмических воздействиях, как правило, повышая амплитуды колебаний на поверхности [Павленко, 2009], поэтому можно ожидать различное поведение глинистых и песчаных приповерхностных грунтов при землетрясениях, по крайней мере, при сильных воздействиях.

Начиная с 1920-х годов, сейсмологи развивают количественные методы оценки влияния локальных условий на параметры колебаний поверхности. Излучаемые очагом сейсмические волны распространяются сначала в кристаллических породах, где сигнал от землетрясения можно рассматривать как функцию магнитуды и расстояния от источника, затем в слоях, которые в инженерной сейсмологии трактуются как базовые (*basement*), и где сейсмические волны не испытывают влияния земной поверхности и залегающих выше грунтов. Затем волны входят в приповерхностные слои грунтов, в которых обычно распространяются практически вертикально вверх, поскольку скорости их распространения быстро уменьшаются при приближении к поверхности.

В результате проведенных исследований установлены три основных механизма преобразований сейсмических колебаний в приповерхностных грунтах:

- переход сейсмических волн в приповерхностные слои с меньшими значениями скоростей и плотностей приводит к возрастанию амплитуд сейсмических колебаний на поверхности, в соответствии с законом сохранения плотности потока сейсмической энергии;

- резонансные явления, захват сейсмических волн грунтовыми слоями с пониженными скоростями также приводят к возрастанию амплитуд сейсмических колебаний на поверхности;

- нелинейность связи напряжение–деформация обычно приводит к уменьшению амплитуд сейсмических колебаний на поверхности (однако в водонасыщенных приповерхностных грунтах может иметь место и увеличение амплитуд колебаний, начиная с некоторого уровня деформаций).

Свидетельства нелинейного поведения грунтов дают инструментальные наблюдения и сравнение записей слабых и сильных землетрясений. В работах [Caillot, Bard, 1990; Chang et al., 1991; Beresnev et al., 1995] сообщалось об уменьшении усиления сейсмических колебаний и некотором снижении резонансных частот в грунтах при колебаниях с пиковыми ускорениями на поверхности $>0.2 \text{ g}$ ($\sim 200 \text{ Gal}$); такие выводы получены в частности по результатам обработки записей сейсмической группы SMART-1 в долине Лотунг на Тайване. Аналогичные эффекты снижения усиления наблюдались на мягких грунтах в районе

залива Сан-Франциско [Darragh, Shakal, 1991]. Яркие свидетельства проявлений нелинейности в поведении грунтов – записи землетрясения 1995 г. в Кобе – сделанные вертикальной сейсмической группой Порт Айленд (PI): наблюдалось практически полное исчезновение высокочастотных составляющих колебаний на поверхности и быстрое затухание горизонтальных компонент ускорения в приповерхностных разжиженных песчаных слоях [Aguirre, Irikura, 1997]. П.-И. Бард отмечает, что все описанные проявления нелинейности наблюдались преимущественно на песчаных грунтах [Bard, 1995].

В то же время сравнение локальных эффектов при слабых и сильных движениях, проведенное в работе [Borcherdt, 1970], показало, что коэффициенты усиления грунтовых толщ при слабых движениях (от подземных ядерных взрывов на полигоне Невада) в диапазоне 0.5–2.5 Гц хорошо коррелируют с вариациями интенсивности колебаний при сильных движениях – землетрясениях 1906 и 1957 гг. в Сан Франциско, что говорит о линейности отклика грунта при сильных движениях. Записи землетрясения 1989 г. в Лома Приета подтвердили применимость полученных коэффициентов усиления для прогноза сильных движений в этом районе [Borcherdt, 1990]. Аналогичное исследование проведено в осадочном бассейне Лос Аламос [Rogers et al., 1984; 1985]. Также получено, что коэффициент усиления слабых движений хорошо коррелирует с коэффициентом усиления при сильных движениях в диапазоне 0.1–5 Гц. Хорошее согласие коэффициентов усиления, определенных по слабым и сильным движениям, получено Тукером и Кингом [Tucker, King, 1984] в осадочном бассейне в Гарме. Не найдено значимых различий в спектральных отношениях в окраинных и срединных частях Гармской долины между слабыми (10^{-9} – 10^{-3} g) и сильными (0.04–0.2 g) движениями в частотном диапазоне 0–50 Гц, т.е. поведение грунта близко к линейному.

Яркий случай применимости линейно-упругой теории – Мичоаканское землетрясение 1985 г. в Мехико. По оценкам автора работы [Singh et al., 1988] колебания поверхности над ложем озера усилились в 8–50 раз по сравнению с областями на холмах при малой вероятности нелинейности поведения грунта вплоть до деформаций $\sim 0.2\%$. Линейность отклика грунта подтверждается приблизительным совпадением преобладающего периода колебаний при слабых и сильных движениях [Kobayashi, Midorikawa, 1986].

Также наблюдали квазилинейное поведение плотных грунтов в диапазоне ускорений 0.006–0.43 g авторы работы [Darragh, Shakal, 1991]. Сравнивая отклики аллювиальных пород средней жесткости на слабые и сильные сейсмические воздействия (землетрясение в Лома Приета), авторы работы [Borcherdt, Wentworth, 1995] не нашли статистически значимых различий для боль-

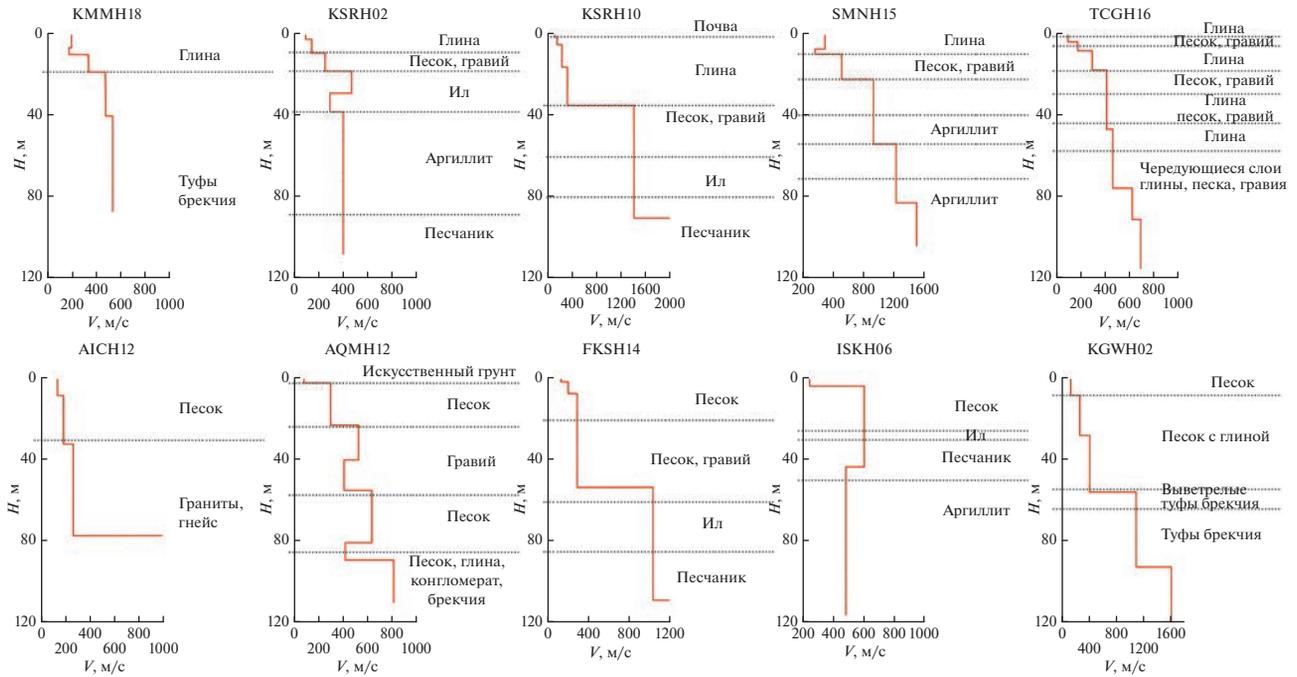


Рис. 1. Грунтовые профили на изучаемых глинистых (верхний ряд) и песчаных (нижний ряд) станциях. Показан состав слоев и скорости поперечных волн V_s в слоях.

шинства пунктов наблюдения в окрестностях Сан-Франциско и Лос-Анжелеса.

Интересно отметить, что такие, более слабые проявления нелинейности наблюдались в основном на глинистых грунтах [Bard, 1995]. Однако эти заключения должны быть пересмотрены детально, отмечает автор работы [Bard, 1995], поскольку они были сделаны на основе немногочисленных и, возможно, непредставительных наблюдений.

Эта проблема актуальна и для территории России, где широко распространены и глинистые и песчаные грунты, которые часто служат грунтами основания различных сооружений. Подойти к ее решению позволяют появившиеся в последние годы записи сильных движений вертикальными группами сейсмоприемников – станциями KiK-net в Японии.

В настоящей работе на основе накопленных к настоящему времени записей землетрясений, сделанных вертикальными группами KiK-net, изучается отклик песчаных и глинистых грунтов при слабых и сильных движениях.

ДАННЫЕ

Вертикальная группа KiK-net представляет собой два трехкомпонентных акселерометра, один из которых установлен на поверхности земли, а второй в скважине на глубине ~100 м (иногда ~200 м или больше). Одновременные записи землетрясений, сделанные такой парой приборов,

позволяют изучить поведение грунтовых слоев при сильных движениях от поверхности до глубины установки нижнего прибора.

Для анализа выбраны станции KiK-net с преобладанием вблизи поверхности (в верхних 10–30 м) песчаных и глинистых грунтов в наиболее чистом виде, согласно описаниям грунтовых условий на станциях KiK-net. Нашлось 5 “глинистых” станций – KMMN18, KSRN02, KSRN10, SMNH15 и TCGN16 и 5 “песчаных” станций – AICH12, AQMN12, FKSН14, ISKN06 и KGWN02.

Грунтовые профили для всех изучаемых станций до глубины ~120 м показаны на рис. 1.

Отклик песчаных и глинистых грунтов сравнивается по коэффициентам усиления сейсмических волн в грунтовых толщах, от глубины установки нижнего прибора вертикальной группы до поверхности, и по вертикальным распределениям напряжений и деформаций, возбуждаемых сейсмическими волнами в грунтовых слоях и характеризующих отклик грунта при слабых и сильных движениях.

МЕТОДЫ, РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Сравнение отклика песчаных и глинистых грунтов при слабых движениях ($PGA_1 \leq 10$ Гал)

В Приложении 1 приведены каталоги землетрясений, зарегистрированных на изучаемых станциях как слабые движения, при которых пиковые ускорения на поверхности на горизонтальных компонентах не превышают ~10 Гал. Отклик

Таблица 1

Станции	Координаты станции: с.ш., в.д.	Кол-во землетрясений	A_{cp}	dA	V_{S30} , м/с
Станции KiK-net с глинистыми приповерхностными грунтами					
KMMH18	33.003 131.007	31	3.58	0.74	278.5
KSRH02	43.114 144.123	32	4.01	0.64	219.1
KSRH10	43.208 145.117	31	5.48	1.75	212.9
SMNH15	35.523 133.02	24	6.46	1.73	386.1
TCGH16	36.548 140.075	45	5.65	2.60	213.2
Станции KiK-net с песчаными приповерхностными грунтами					
AICH12	34.788 137.106	36	5.84	2.23	163.3
AOMH12	40.585 141.155	43	6.17	1.46	281.0
FKSH14	37.026 140.970	49	5.81	1.35	236.6
ISKH06	37.053 136.821	35	2.51	0.58	500.0
KGWH02	34.198	133.708	32	7.00	1.59

грунта в таких случаях предполагается линейным. Приведены магнитуды землетрясений, координаты и глубины эпицентров, пиковые ускорения, зарегистрированные на глубине (PGA_1) и на поверхности (PGA_2), а также рассчитанные по ним коэффициенты усиления. Коэффициенты усиления получены как усредненные по 2-м горизонтальным компонентам отношения пиковых ускорений на поверхности и на глубине установки нижнего датчика вертикальной группы.

Коэффициенты усиления грунтовых толщ вообще говоря являются частотно-зависимыми [Kawase, 2003]. Однако можно оценивать и средние по частоте коэффициенты усиления [Anderson, 2003]. Способы оценки зависят от задач исследования. В настоящей работе мы оцениваем усиление сейсмических волн грунтовыми толщами по пиковым ускорениям, зарегистрированным поверхностным и скважинным датчиками вертикальных групп. Как показывает опыт наших исследований, такие оценки близки к оценкам средних по частоте коэффициентов усиления, но при этом их оценка несколько проще. С другой стороны, мы исследуем отклик грунта и при сильных движениях (землетрясениях с $M_w \sim 8.3$ и 9.0) с эффектами направленности сейсмического излучения, где сейсмологов интересуют именно пиковые ускорения.

Оценивая таким образом коэффициенты усиления, нужно иметь в виду, что сейсмические колебания, зарегистрированные в скважине, будут “загрязнены” нисходящей волной от вышележащих грунтовых слоев [Kokusho, Sato, 2008] (записи нижних приборов вертикальной группы – “*imposed motion*”). Но и записи прибора на поверхности также содержат отражения (часто многократные) от нижележащих слоев. С этим приходится мириться, т.к. отфильтровать записи от отраженных волн практически невозможно.

В табл. 1 для каждой станции показаны рассчитанные средние по всем землетрясениям, описанным в Приложении 1, стационарные коэффициенты усиления и их стандартные отклонения; также приводятся средние скорости в верхнем 30 метровом слое грунта.

Сейсмические скорости в грунтовых слоях и порядок залегания грунтовых слоев в профиле определяют усиление сейсмических волн в грунтовых толщах. Как видно из табл. 1, оценки коэффициентов усиления и скорости V_{S30} на песчаных и глинистых станциях близки. Минимальное усиление 2.51 наблюдается на станции ISKH06, очевидно, из-за расположенных близко к поверхности слоев с достаточно высокими скоростями поперечных волн: в верхних 4 м скорости $V_s \sim 240$ м/с, а ниже (в слое мощностью 40 м) – $V_s \sim 600$ м/с (рис. 1).

На других песчаных и глинистых станциях, напротив, высокие коэффициенты усиления определяются низкими скоростями поперечных волн V_s вблизи поверхности: амплитуды сейсмических колебаний возрастают в верхних слоях вследствие снижения скорости и плотности при приближении к поверхности вследствие закона сохранения плотности потока сейсмической энергии.

Очевидно, на станциях с максимальным усилением SMNH15 (~ 6.5) и KGWH02 (~ 7.0) резонансные эффекты также дают заметный вклад в усиление – на этих станциях выделяются более мягкие поверхностные слои: 10-метровый слой со скоростями $V_s \sim 150\text{--}280$ м/с (SMNH15) подстилается слоем с $V_s \sim 500$ м/с и мощностью 8 метров с $V_s \sim 107$ м/с (KGWH02), который в свою очередь подстилается слоем с $V_s \sim 250$ м/с.

Отметим также, что на 8-ми из 10-ти выбранных станций уровень грунтовых вод (УГВ) подходит близко к поверхности – 0–4 м, и только на станции KMMH18 (глины) грунтовые воды находятся на глубине ~ 24 м, на станции AOMH12

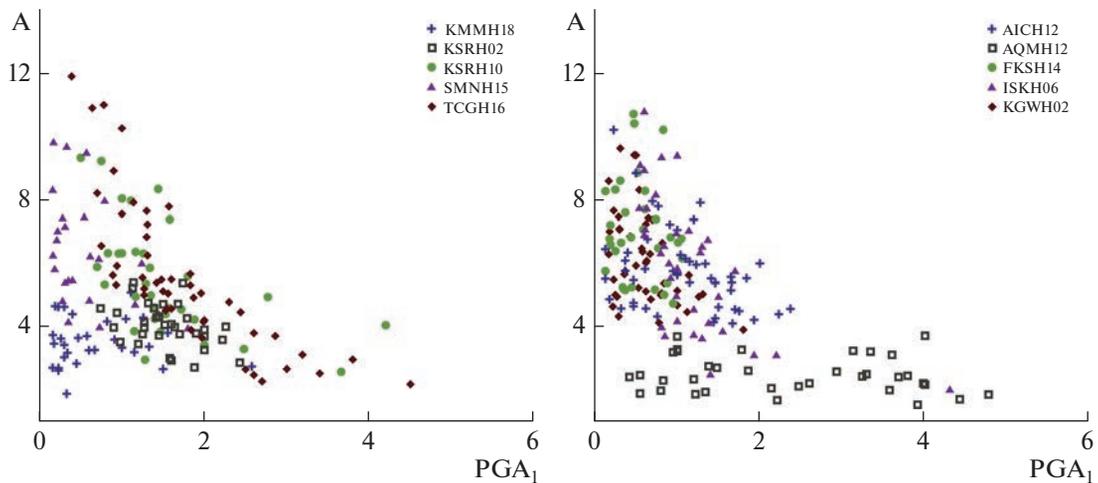


Рис. 2. Коэффициенты усиления сейсмических волн грунтовыми толщами в зависимости от пиковых ускорений в основании грунтовых толщ для глинистых (слева) и песчаных (справа) грунтов.

(пески) уровень грунтовых вод на ~ 10 м. Как показывают наблюдения, эти различия в уровне грунтовых вод могут повлиять на отклик грунта при сильных движениях.

На рис. 2 приведены зависимости полученных коэффициентов усиления сейсмических волн грунтовыми толщами от пиковых ускорений в основании грунтовых толщ.

Хотя записи землетрясений отбирались как слабые движения, при которых мягкие грунты должны вести себя практически линейно, рис. 2 ясно показывает снижение коэффициентов усиления сейсмических волн в грунтах с ростом пиковых ускорений в основании грунтовых толщ, свидетельствуя о нелинейности поведения глинистых и песчаных приповерхностных грунтов даже при таких слабых воздействиях. Более четко эта зависимость проявляется для станций с наиболее мягкими грунтами (с низкими скоростями поперечных волн в приповерхностных слоях): для глинистых станций KSRH10 и TCGH16 и песчаной станции AICH12. Для этих станций коэффициенты усиления определены в широком диапазоне пиковых ускорений.

Коэффициенты усиления могут быть также связаны с вариациями частотного состава колебаний зарегистрированных землетрясений (в зависимости от их силы и эпицентрального расстояния) и с резонансными явлениями в грунтовых слоях. Такую связь можно предположить для станций SMNH15, KGWH02 и AQMH12, для которых оценка коэффициентов усиления изменяется от ~ 4 до ~ 10 в узком диапазоне пиковых ускорений $PGA_1 \sim 1\text{--}2 \text{ см}/\text{с}^2$. На станции ISKH06 напротив, во всем диапазоне $PGA_1 \sim 0.5\text{--}5 \text{ см}/\text{с}^2$ коэффициенты усиления низки, что, вероятно, связано со строением грунтового профиля: уже с глубины 2 м залегают плотные грунты с $V_s \sim 300 \text{ м}/\text{с}$.

Таким образом, при слабых движениях не найдено значимых различий отклика песчаных и глинистых грунтов.

Сравнение отклика песчаных и глинистых грунтов при умеренно сильных движениях ($PGA_1 \sim 50\text{--}100 \text{ Гал}$)

Сравним отклик песчаных и глинистых грунтов при более сильных движениях, при которых пиковые ускорения в основаниях грунтовых толщ составляли $50\text{--}100 \text{ Гал}$. Отклик мягкого грунта при этом очевидно в значительной степени должен быть нелинейным. В базе данных KiK-net лишь для четырех из изучаемых станций удалось найти записи землетрясений, по которым можно провести сравнение. Данные об этих станциях и землетрясениях приведены в табл. 2. Пиковые ускорения PGA_1 и PGA_2 даны в Галах. На всех этих станциях уровень грунтовых вод (УГВ) подходит близко к поверхности ($\sim 0\text{--}4 \text{ м}$).

Записи землетрясений моделировались методом, предложенным авторами работы [Pavlenko, Irikura, 2003]: рассчитывалось распространение падающих вертикально снизу сейсмических волн (“входных” в грунтовую толщу сигналов — записей нижних датчиков вертикальной группы) в вышележащей толще осадочных слоев, и рассчитанные движения на поверхности сравнивались с зарегистрированными. Для расчетов использован алгоритм нелинейного анализа из статьи [Jouner, Chen, 1975], а поведение грунтовых слоев описывалось нормированными зависимостями напряжения—деформация (способ нормировки предложен авторами работы [Hardin, Drnevich, 1972b]). Различия в поведении слоев определялись особенностями механических характеристик слоев.

Таблица 2

Дата	Координаты очага		Глуб. очага, км	M_w	R , км	EW		NS		A	№ зав.	
						PGA_1	PGA_2	PGA_1	PGA_2		EW	NS
Землетрясения, зарегистрированные станцией FKSH14 (песчаный грунт) – умеренно сильные движения												
20.09.2013	37.05	140.70	17	5.9	25	51.13	197.96	80.36	272.80	3.63	86	117
22.11.2016	37.35	141.60	25	7.4	67	60.74	182.38	61.18	250.71	3.55	125	69
13.02.2021	37.73	141.70	55	7.3	101	78.68	236.9	72.99	153.34	2.56	122	120
Землетрясения, зарегистрированные станцией KSRH02 (глинистый грунт) – умеренно сильные движения												
29.11.2004	42.95	145.27	48	7.1	96	96.19	265.88	91.72	234.09	2.66	110	83
2.02.2013	42.70	143.11	102	6.5	86	84.61	207.65	78.95	262.08	2.89	85	108
Землетрясения, зарегистрированные станцией KSRH10 (глинистый грунт) – умеренно сильные движения												
29.11.2004	42.95	145.27	48	7.1	32	93.12	274.01	68.06	364.09	4.15	34	87
29.11.2004	42.88	145.23	46	6.0	37	54.43	194.19	72.69	203.92	3.19	71	74
6.12.2004	42.85	145.34	46	6.9	44	74.05	437.25	64.28	334.70	5.56	84	89
Землетрясения, зарегистрированные станцией TCGH16 (глинистый грунт) – умеренно сильные движения												
11.03.2011	36.11	141.27	43	7.7	117	55.01	344.65	72.98	283.29	5.07	151	158
11.04.2011	36.95	140.67	6	7.0	69	48.53	257.61	44.68	230.02	5.23	158	151

Сгенерировано 250 зависимостей напряже-ние–деформация, имеющих несколько различ-ные наклоны к оси деформаций и несколько раз-личные формы. Наклоны к оси деформаций определяют модули сдвига в области малых де-формаций, и они увеличивались с увеличением номера зависимости (от 1 до 250), так что зависи-мости с меньшими номерами описывают более “мягкое” поведение грунта, с меньшим усилением, а зависимости с большими номерами описы-вают более жесткое поведение грунта и большие усиления.

Методом перебора выбирались зависимости, дающие наилучшее соответствие расчетов и на-блюдений на поверхности. Для выбора “наилуч-ших” зависимостей строились взвешенные оцен-ки отклонений расчетов от наблюдений, с учетом различий пиковых ускорений, интенсивности движений, спектрального состава и поточечных отклонений зарегистрированных записей от смоделированных.

В результате получены смоделированные ак-селерограммы колебаний на поверхности и соот-ветствующие им распределения напряжений и деформаций в грунтовых слоях (от поверхности до глубины установки нижнего акселерометра), дающие нам представление о поведении грунто-вых толщ при землетрясении. Метод детально описан в работе [Pavlenko, Irikura, 2003].

Временные изменения в поведении грунтовых слоев не учитывались, поскольку моделирова-лись умеренно сильные сейсмические движения (либо от землетрясений малых магнитуд, либо на больших расстояниях от очага – табл. 2), и дли-тельность сильных движений не превышала 30–

40 с (рис. 3), так что вся запись моделировалась одной нормированной зависимостью напряже-ние–деформация во все моменты времени.

Примеры зарегистрированных и смоделиро-ванных записей представлены на рис. 3. Как вид-но из рисунка, получено достаточно хорошее со-гласие зарегистрированных и смоделированных записей.

В последних колонках табл. 2 даны номера за-висимостей напряжение–деформация для 2-х го-ризонтальных компонент, наиболее близко опи-сывающих поведение грунтовых толщ при земле-трясениях.

Зависимости с номерами 76–125 по своей фор-ме и по наклонам к оси деформаций близки к за-висимостям, полученным в лабораторных экспе-риментах с динамическим нагружением связных и несвязных грунтов авторами работы [Hardin, Drnevich, 1972a] и применяемым в “традицион-ных” программах оценки отклика грунта (напри-мер, NONL13 [Joyner, Chen, 1975]). Зависимости с меньшими номерами соответствуют более мягко-му и более нелинейному поведению грунта, а за-висимости с большими номерами – более жест-кому и более линейному поведению грунта.

Как видно из табл. 2, сходное “традицион-ное” поведение показывают грунтовые толщ-и песчаной станции FKSH14 и глинистой станции KSRH02, тогда как станция KSRH10 показывает несколько более мягкое и нелинейное поведение грунта, а станция TCGH16 – более жесткое и бо-лее линейное поведение грунта.

Пониманию этих особенностей поведения грунта помогают грунтовые профили (рис. 2) и вертикальные распределения максимальных на-

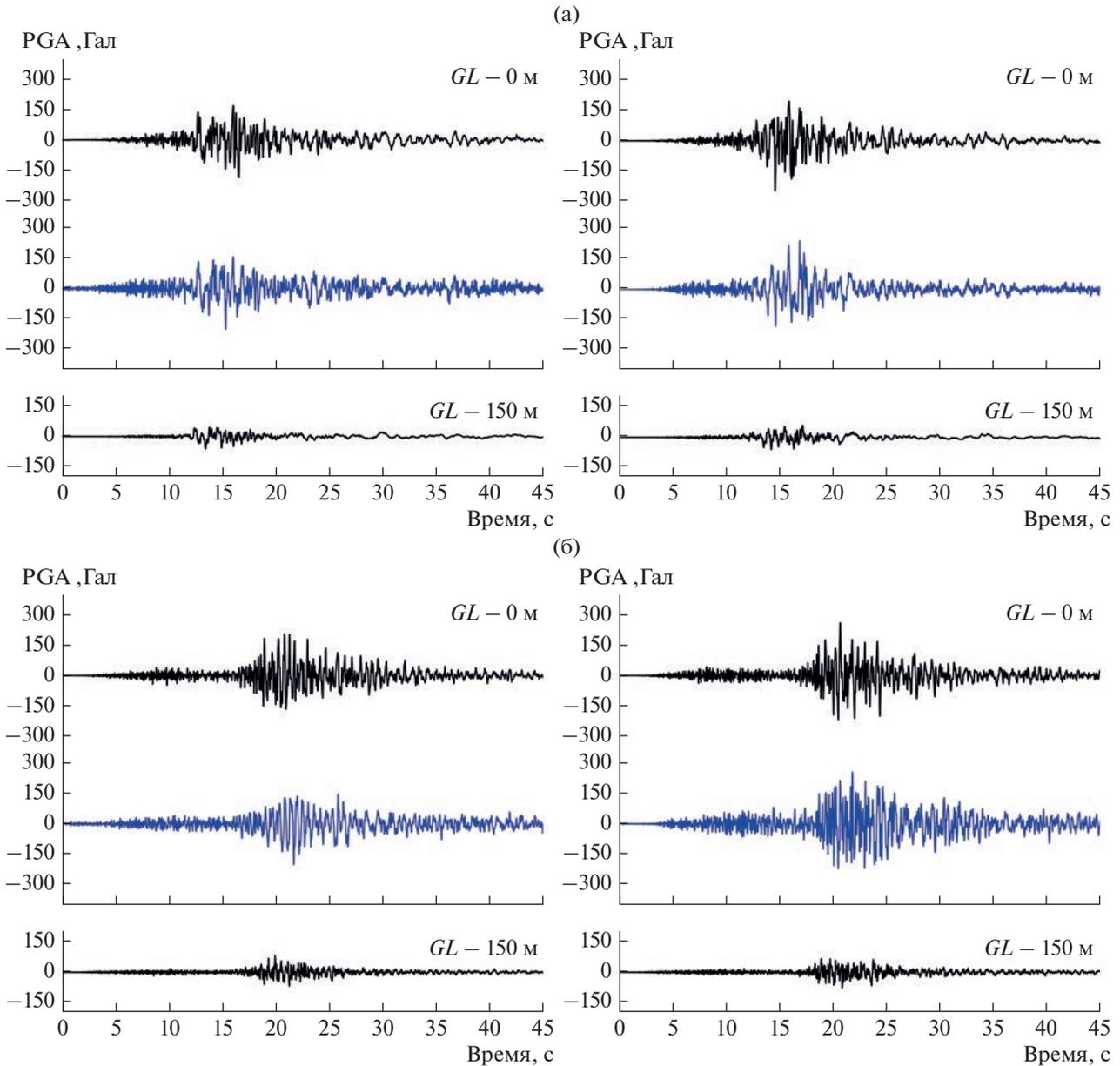


Рис. 3. Примеры моделирования акселерограмм землетрясений: (а) – 22.11.2016 г. на станции FKSH14; (б) – 29.11.2004 г. на станции KSRH02; (в) – 29.11.2004 г. на станции KSRH10; (г) – 11.04.2011 г. на станции TCGH16. Сверху вниз: зарегистрированная акселерограмма на поверхности, смоделированная акселерограмма на поверхности, зарегистрированная акселерограмма на глубине, нижним прибором вертикальной группы. Слева – *EW*-, справа – *NS*-компоненты.

пряжений и деформаций, возбужденных в грунтовых слоях при землетрясениях (рис. 4). Напряжения в грунтовых слоях, вызванные землетрясением, как правило, возрастают с глубиной, с ростом литостатического давления. Более интересны распределения деформаций, возникающих в грунтовых слоях: они выше в приповерхностных слоях и показывают резонансное усиление сейсмических колебаний в более мягких слоях вблизи поверхности.

Как видно из рис. 4, на станциях KSRH02 и TCGH16 наибольшие деформации возникают в

мягких слоях вблизи поверхности: в верхних ~18 м на станции KSRH02 и в верхних ~8 м на станции TCGH16. На станции TCGH16 резонансное усиление возникает в достаточно тонком слое 8 м, что и генерирует высокочастотные колебания и более жесткое и близкое к линейному поведение грунта.

Поскольку поведение грунта определяется и резонансными, и нелинейными эффектами, следует сравнить станции с близкими значениями мощностей приповерхностных мягких слоев; в нашем случае, песчаную станцию FKSH14 и гли-

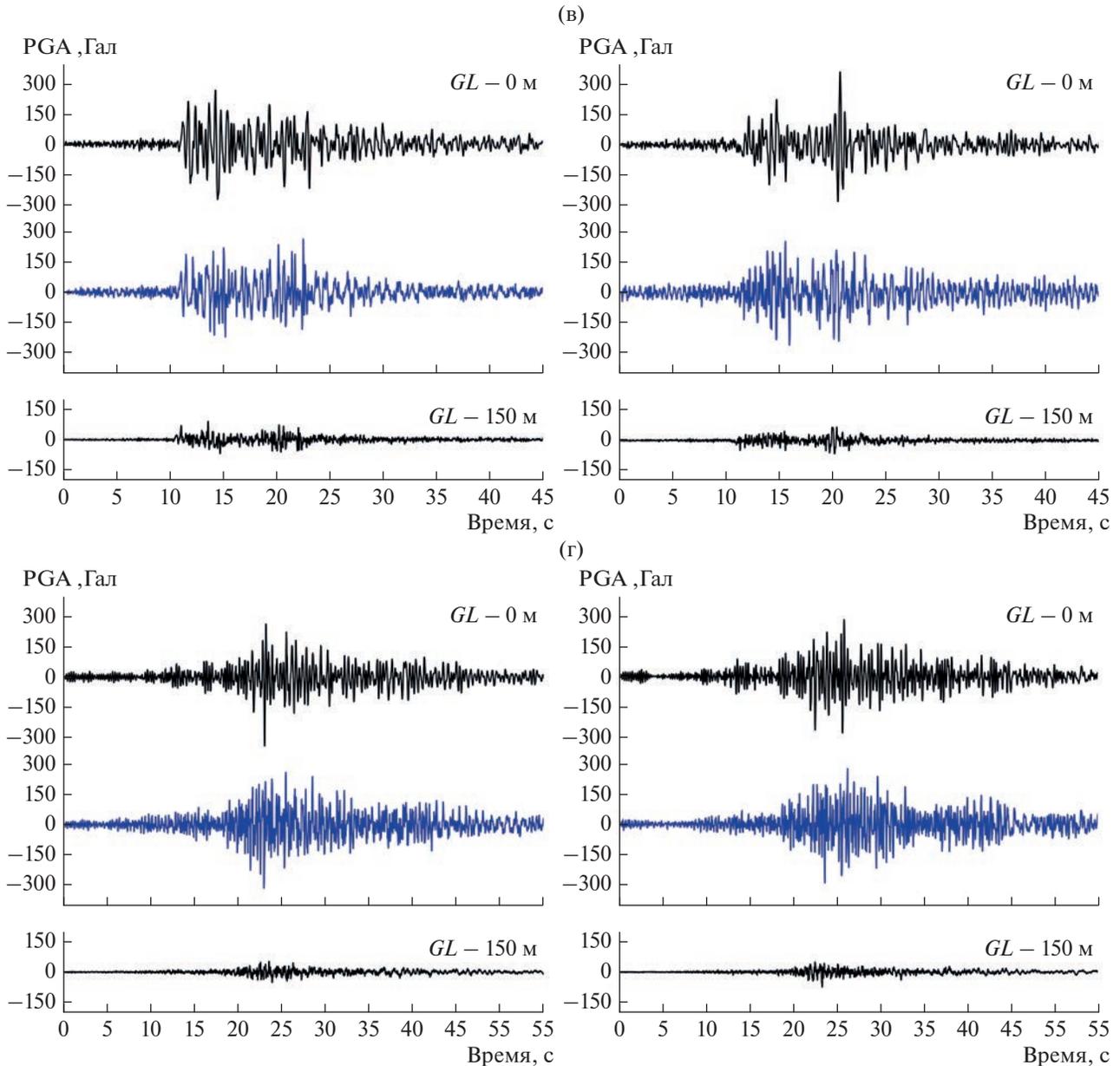


Рис. 3. Окончание

нистую станцию KSRH10, где вблизи поверхности залегают песчаные и глинистые слои достаточно большой мощности: ~50 м на FKSH14 и ~35 м на KSRH10.

Как отмечалось выше, грунтовые толщи песчаной станции FKSH14 показывают “традиционное” поведение, а глинистые слои станции KSRH10 показывают несколько более мягкое и нелинейное поведение грунта.

На глинистой станции KSRH02 также отмечается “традиционное” поведение, т.е. более жесткое, чем на глинистой станции KSRH10, но это может быть связано с меньшей толщиной мягкого приповерхностного слоя, как на станции TCGH16.

Следовательно эти, хотя и немногочисленные данные, позволяют предположить, что поведение глинистых грунтов описывается несколько более мягкими и более нелинейными зависимостями напряжение–деформация (табл. 2), а поведение песчаных грунтов – несколько более жесткими зависимостями (что может быть связано с высоким уровнем грунтовых вод), хотя данных для обоснованного заключения, очевидно, недостаточно.

Сравнение отклика песчаных и глинистых грунтов при сильных движениях (PGA₁ ~ 100–180 Гал)

Сравним отклик песчаных и глинистых грунтов при более сильных движениях – с пиковыми

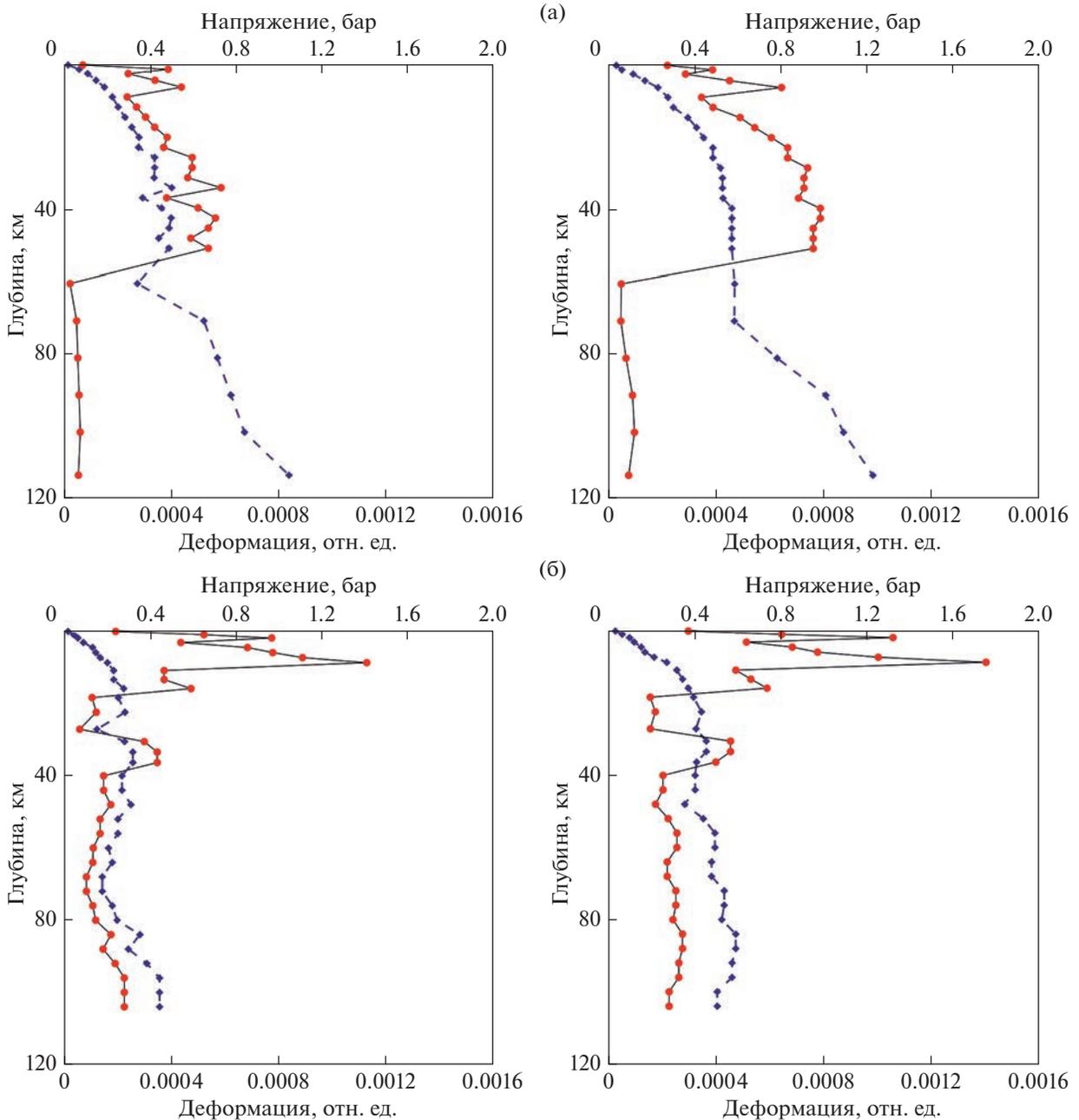


Рис. 4. Вертикальные распределения максимальных напряжений и деформаций, возбужденных в грунтовых слоях при землетрясениях, показанных на рис. 3: (а) – на станции FKSH14; (б) – на станции KSRH02; (в) – на станции KSRH10; (г) – на станции TCGH16. Слева – *EW*-, справа – *NS*-компоненты; сплошные линии – деформации, пунктирные – напряжения.

ускорениями в основаниях грунтовых толщ 100–180 Гал. Для четырех станций, FKSH14, KSRH02, KSRH10 и TCGH16 в базе данных KiK-net нашлись записи землетрясений, по которым можно провести такое сравнение. Данные об этих землетрясениях приведены в табл. 3.

На станциях FKSH14 и TCGH16 получены записи катастрофического землетрясения Тохоку 2011 г. ($M_w \sim 9.0$), а на станциях KSRH02 и

KSRH10 получены записи другого крупного субдукционного землетрясения, которое известно как землетрясение Токачи-оки 2003 г. ($M_w \sim 8.3$).

Описанным выше методом, предложенным авторами работы [Pavlenko, Irikura, 2003], построены модели поведения песчаных и глинистых грунтов при этих землетрясениях; они представлены на рис. 5 – вертикальные распределения напряжений и деформаций в грунтовых слоях.

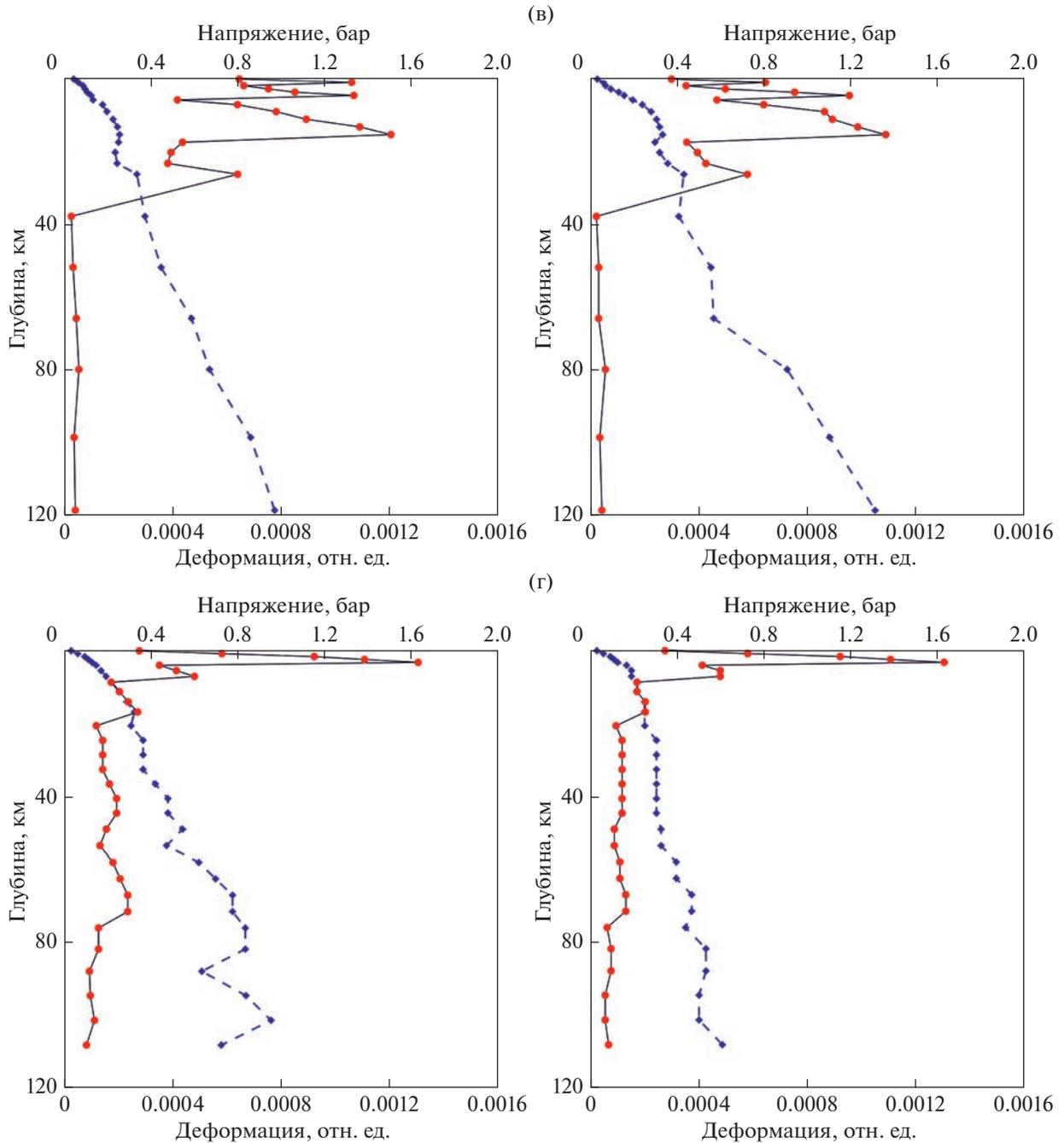


Рис. 4. Окончание

Поскольку это были крупные землетрясения, и сильные движения имели большую продолжительность, поведение грунтовых толщ моделировалось в малых временных интервалах: 5 с при землетрясении 2011 г. Тохоку и 1.5 с при землетрясении 2003 г. Токачи-оки и, как видно из рисунков, в продолжение сильных движений грунты изменяли свои реологические свойства (т.е. их поведение описывалось разными зависимостями напряжение–деформация в разные моменты времени).

При обоих крупных землетрясениях отмечены хорошо известные в сейсмологии эффекты направленности сейсмического излучения: на сейсмические станции, расположенные в направлении распространения трещины (*forward propagation*) в протяженном очаге землетрясения, сейсмические волны, излученные концом трещины в последовательные промежутки времени, приходят практически одновременно, накладываясь друг на друга, за счет чего происходит усиление сейсмических колебаний; регистрируются

Таблица 3

Дата	Координаты очага	Глуб. очага, км	M_w	R , км	EW		NS		A	
					PGA_1	PGA_2	PGA_1	PGA_2		
Землетрясения, зарегистрированные станцией FKSH14 (песчаный грунт) – сильные движения										
11.03.2011	38.103	142.860	24	9.0	205	122.715	387.68	118.98	355.92	3.08
Землетрясения, зарегистрированные станцией KSRH02 (глинистый грунт) – сильные движения										
26.09.2003	41.781	144.074	42	8.3	148	162.489	404.614	143.527	373.116	2.54
Землетрясения, зарегистрированные станцией KSRH10 (глинистый грунт) – сильные движения										
26.09.2003	41.781	144.074	42	8.3	180	125.17	580.44	93.94	534.58	5.16
Землетрясения, зарегистрированные станцией TCGH16 (глинистый грунт) – сильные движения										
11.03.2011	38.103	142.860	24	9.0	301	172.79	1196.7	176.95	798.63	5.72

сигналы интенсивные, но короткие. Такой эффект наблюдается на удаленных станциях (так показывают расчеты – из-за взаимного расположения плоскости очага и станций, с учетом слоистой структуры среды). В то же время, на станциях, близкие к очагу, сейсмические волны приходят последовательно, в порядке их излучения концом трещины, и регистрируются длительные по времени сигналы с относительно небольшой амплитудой [Pavlenko, 2017]. Для более крупного землетрясения Тохоку 2011 г. ($M_w \sim 9.0$) эффекты направленности выражены более четко, чем для землетрясения 2003 г. Токачи-оки ($M_w \sim 8.3$).

Станции FKSH14 и KSRH02 были расположены вблизи очагов, а станции KSRH10 и TCGH16 – на достаточно больших удалениях от очагов, и на акселерограммах (рис. 5) хорошо видны различия волновых форм: на близких станциях сильные движения продолжительны по времени, но с меньшими пиковыми ускорениями (~ 388 Гал и ~ 405 Гал), тогда как на удаленных станциях сильные движения непродолжительны, но интенсивны – пиковые ускорения высоки: ~ 580 и ~ 1197 Гал, несмотря на затухание сейсмических волн с удалением от очага.

На близкой к очагу станции FKSH14 наблюдается разжижение мягких ($V_s \sim 120\text{--}190$ м/с) песчаных водонасыщенных приповерхностных грунтов в верхних ~ 8 м.

Как известно, осадочные отложения, подверженные разжижению, занимают относительно узкий диапазон геологических сред [Youd, 1991]. Водонасыщенные речные, коллювиальные и эоловые отложения подвержены разжижению, причем восприимчивость к разжижению уменьшается с увеличением глубины залегания грунтовых вод; последствия разжижения наблюдались на участках, где грунтовые воды находятся в нескольких метрах от поверхности земли [Kramer, 1996]. Для разжижения требуется создание избыточного порового давления, поэтому на восприимчивость к разжижению влияют характеристики

грунта, определяющие его поведение при изменении объема: размеры частиц, их форма и градиация.

В течение многих лет считалось, что явления, связанные с разжижением, ограничиваются песками. Более мелкозернистые почвы считались неспособными генерировать высокие поровые давления, приводящие к разжижению, а более крупнозернистые грунты считались слишком проницаемыми, чтобы выдерживать любое создаваемое поровое давление достаточно долго для развития разжижения.

Однако в последние годы критерии восприимчивости грунтов к разжижению расширились: разжижение непластичных илов наблюдалось в лаборатории и в полевых условиях [Ishihara, 1984; 1985]; грубые илы с объемными частицами, не пластичными и не имевшими когезии, оказались полностью подвержены разжижению [Ishihara, 1993]. Но более мелкие илы с чешуйчатыми или пластинчатыми частицами обычно обладают достаточной когезией, чтобы препятствовать разжижению.

Глины невосприимчивы к разжижению, хотя чувствительные глины могут проявлять свойства размягчения при деформациях, аналогичные свойствам разжиженного грунта [Kramer, 1996].

Развитие высоких поровых давлений приводит к тому, что жесткость (и прочность) даже тонкого слоя грунта снижаются настолько, что высокочастотные компоненты движений коренных пород не смогут передаваться на поверхность. Пример такого эффекта мы видим на станции FKSH14 (рис. 5а). Нетрудно определить момент, в который произошло вызванное разжижением уменьшение жесткости приповерхностного грунта – спектральный состав акселерограмм на обеих горизонтальных компонентах изменился примерно на 95-й секунде после начала сильных движений (что хорошо видно на акселерограммах), и спустя еще 5–8 с амплитуды движений на поверхности резко снизились.

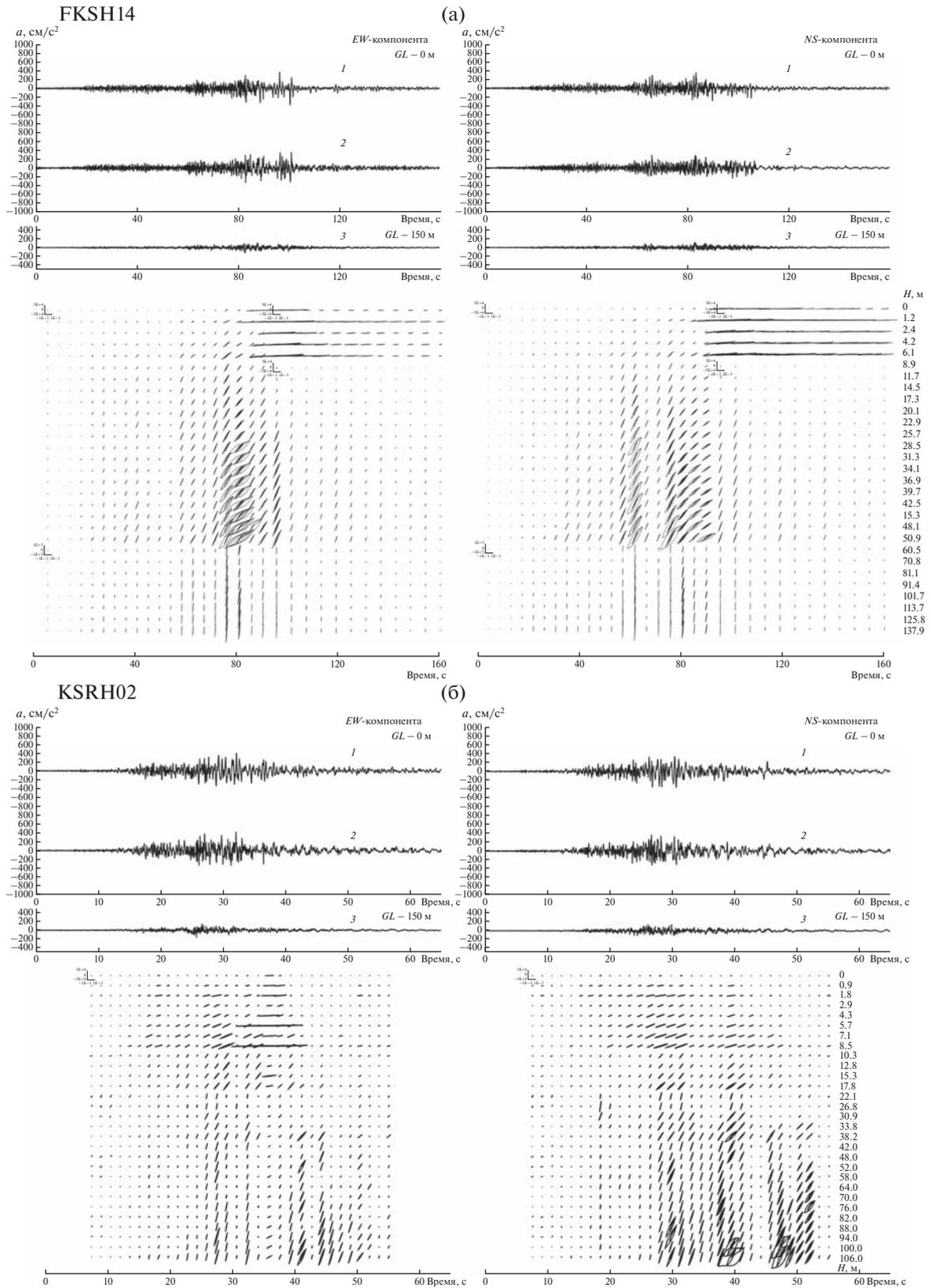


Рис. 5. Зарегистрированные (1, 3) и смоделированные (2) акселерограммы сильных землетрясений и вертикальные распределения напряжений и деформаций в грунтовых слоях: (а) – на станции FKSH14 при землетрясении Тохоку 2011 г.; (б) – на станции KSRH02 при землетрясении Токачи-оки 2003 г.; (в) – на станции KSRH10 при землетрясении Токачи-оки 2003 г.; (г) – на станции TCGH16 при землетрясении Тохоку 2011 г., *EW*- и *NS*-компоненты. Сдвиговые напряжения – в Па, сдвиговые деформации – в относительных единицах (стрейнах).

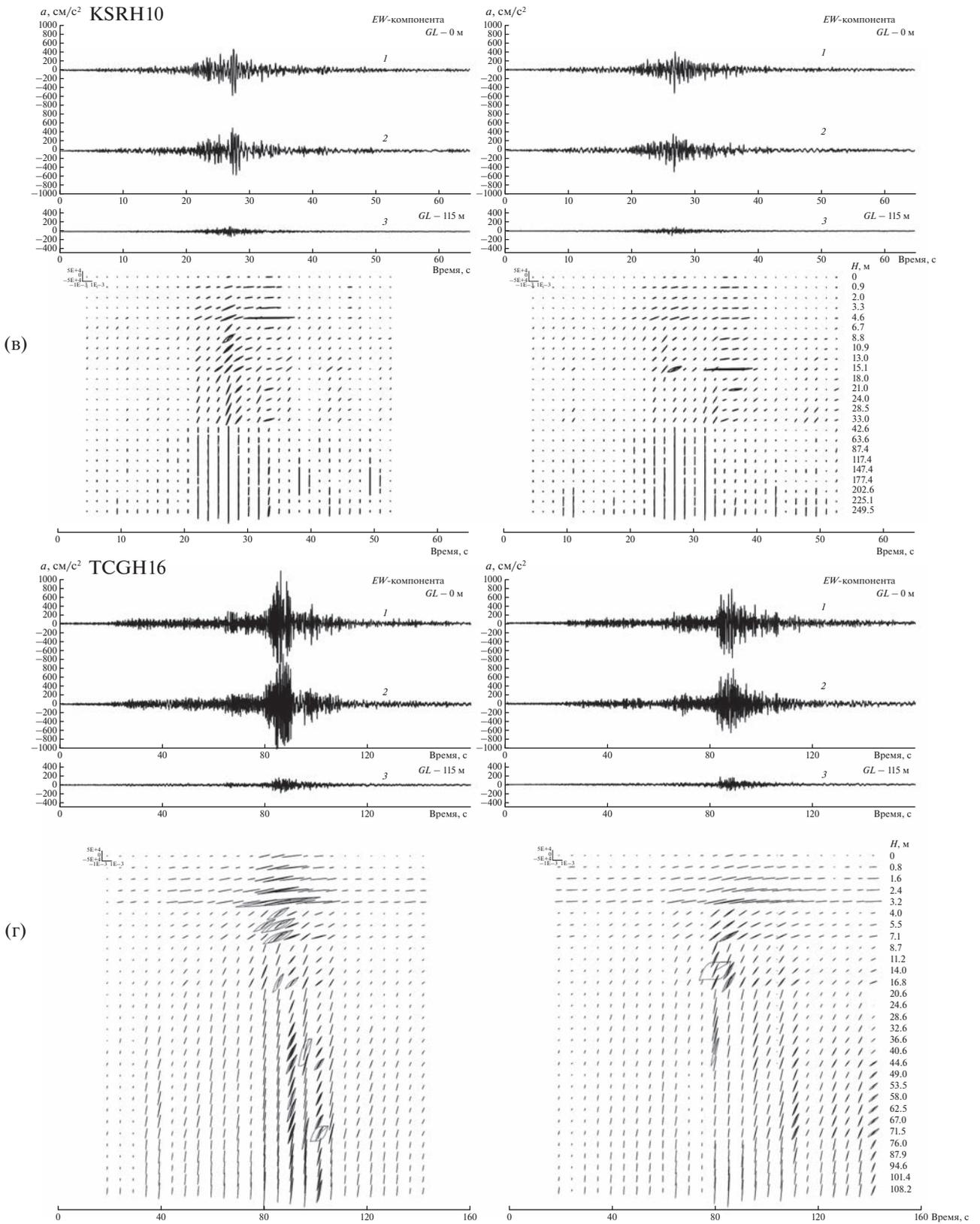


Рис. 5. Окончание

Таблица 4. Усиление сейсмических колебаний в грунтовых толщах при слабых, умеренно сильных и сильных движениях

Станция	$PGA_1 \leq 10$ Гал	$PGA_1 \sim 50-100$ Гал	$PGA_1 \sim 100-180$ Гал
FKSH14	5.81	3.25	3.08
KSRH02	4.01	2.78	2.54
KSRH10	5.48	4.30	5.16
TCGH16	5.65	5.15	5.72

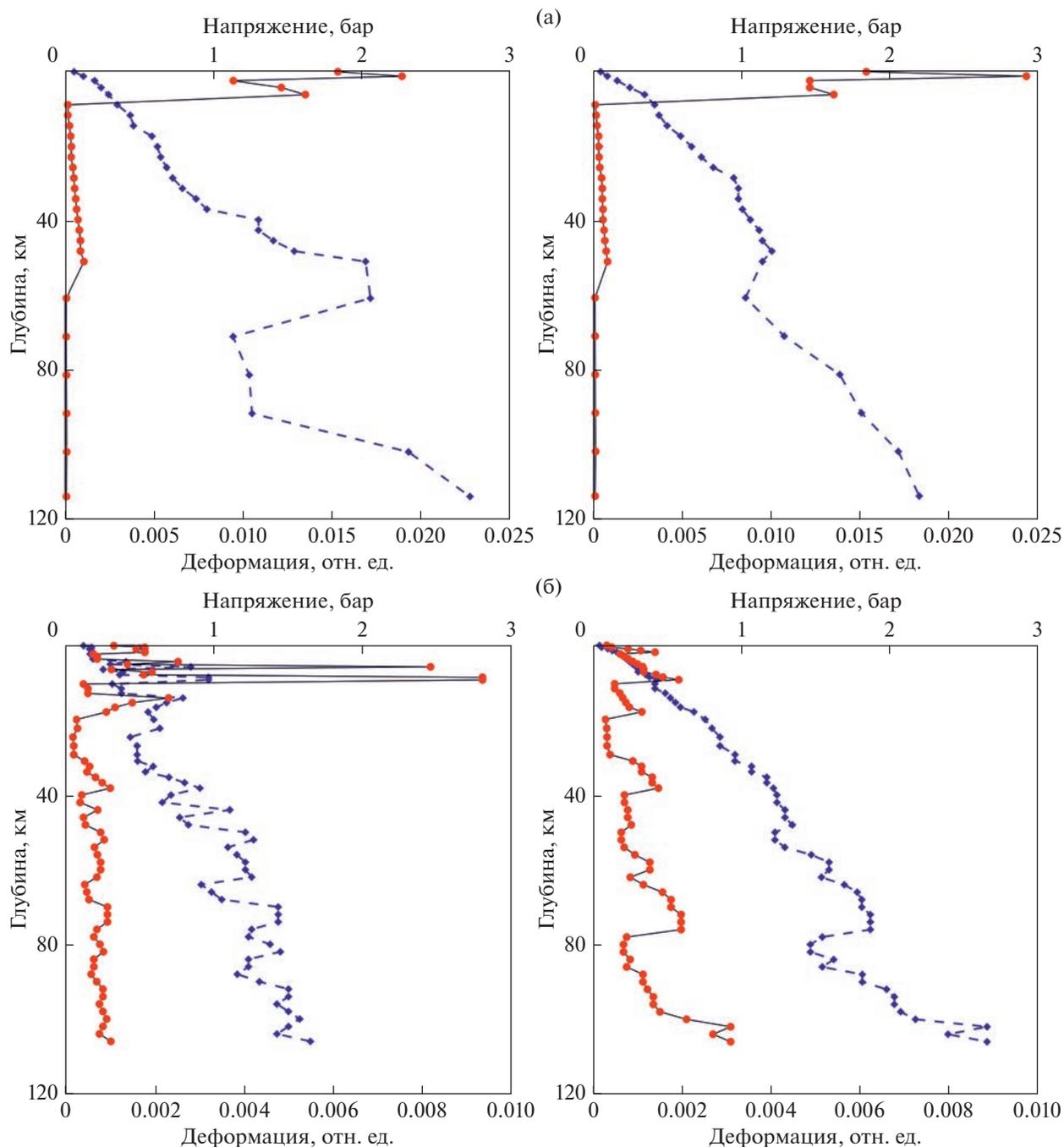


Рис. 6. Вертикальные распределения максимальных напряжений и деформаций, возбужденных в грунтовых слоях сильных землетрясениях: (а) – на станции FKSH14 при землетрясении Тохоку 2011 г.; (б) – на станции KSRH02 при землетрясении Токачи-оки 2003 г.; (в) – на станции KSRH10 при землетрясении Токачи-оки 2003 г.; (г) – на станции TCGH16 при землетрясении Тохоку 2011 г. Слева – *EW*-, справа – *NS*-компоненты; сплошные линии – деформации, пунктирные – напряжения.

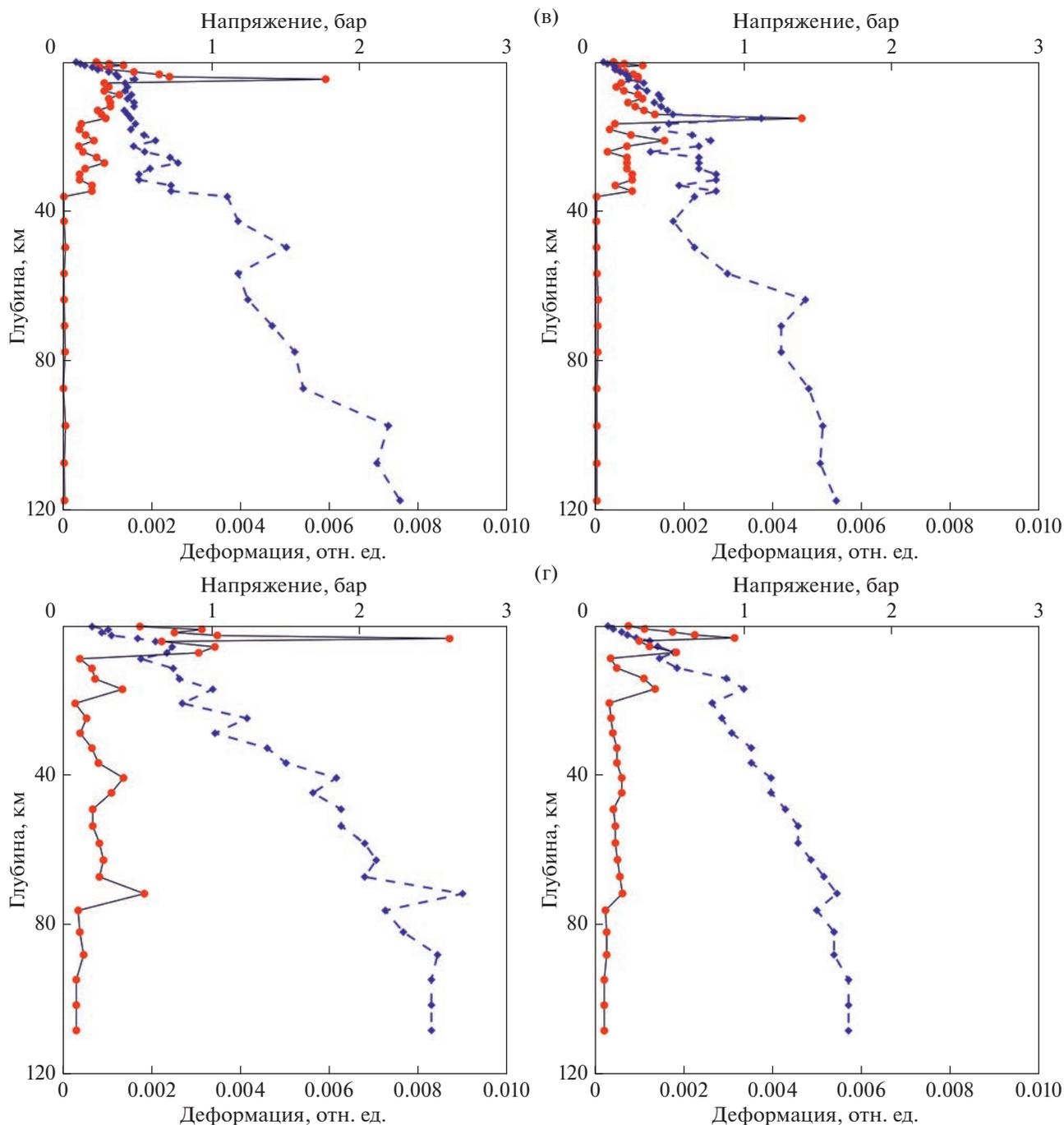


Рис. 6. Окончание

То, что амплитуды ускорений на поверхности уменьшаются, когда поровое давление становится достаточно большим, не означает, что потенциал повреждений обязательно снижается, поскольку низкие амплитуды ускорений на низких частотах могут приводить к большим смещениям (они видны в зависимостях напряжение–деформация на рис. 5а), и эти смещения представляют большую проблему для заглубленных сооруже-

ний, инженерных коммуникаций и сооружений, опирающихся на свайные фундаменты, проходящие через разжиженные грунты [Kramer, 1996].

Таким образом, при сильных движениях мы видим значимые различия в поведении песчаных и глинистых грунтов: разжижение – типичная реакция песчаных грунтов, но не наблюдается на глинистых грунтах.

Вертикальные распределения максимальных напряжений и деформаций, возбужденных в грунтовых слоях при сильных движениях (рис. 6), показывают наибольшие деформации на песчаной станции FKSH14 в верхних ~8 м, где наблюдалось разжижение водонасыщенных песков (УГВ ~2 м).

По сравнению с более слабыми движениями (рис. 4), на всех станциях возбуждаются те же приповерхностные слои мягких грунтов, но на этом фоне наиболее сильные деформации возбуждаются не во всей толще (например, ~50 м на станции FKSH14) мягких грунтов, а в более тонких слоях (мощностью ~4–6 м).

В заключение, сравним коэффициенты усиления на станциях при слабых и сильных движениях (табл. 4).

Коэффициенты усиления сейсмических волн грунтовыми толщами закономерно снижаются с увеличением амплитуд входных в грунтовые толщи сигналов (PGA_1), однако при сильных движениях ($PGA_1 \sim 100\text{--}180$ Гал) на станциях KSRH10 и TCGH16 усиление сравнимо с усилением при слабых движениях из-за эффектов направленности, описанных выше, и даже может превышать его. Эти эффекты протяженных очагов, очевидно, следует учитывать при оценке сейсмической опасности в регионах, где возможны сильные землетрясения с магнитудами выше 8.0.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ.

Рассмотрен отклик песчаных и глинистых (несвязных и связных) приповерхностных грунтов на сейсмические воздействия различной интенсивности по данным наблюдений японской сети вертикальных групп KiK-net.

Оценки усиления сейсмических волн, рассчитанные как отношения пиковых ускорений на поверхности и в скважине, в песках и глинах при слабых движениях оказались близки; также получены близкие зависимости напряжение–деформация, описывающие поведение песков и глин при сейсмических движениях умеренной силы.

Анализ уникальных записи станций KiK-net в приразломных зонах сильных землетрясений 2003 г. Токачи-оки ($M_w \sim 8.3$) и 2011 г. Тохоку ($M_w \sim 9.0$) обнаружил влияние эффектов направленности протяженных сейсмических очагов на поведение песчаных и глинистых грунтов и усиление в них сейсмических волн. Различия в поведении песчаных и глинистых грунтов отмечены при сильных движениях: в песчаных грунтах возможно разжижение, а в глинистых нет.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят японских коллег за записи вертикальных групп KiK-net, использованные в настоящей работе. Авторы также благодарят анонимных ре-

цензентов за ценные замечания, позволившие улучшить качество статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Инженерная геология России. Т. 1. Грунты России / Трофимов В.Т., Вознесенский Е.А., Королев В.А. (ред.). М.: КДУ. 2011. 672 с.
- Мишель А.Г., Шульман С.Г. Динамика многофазных грунтовых сред. С.-Пб.: ОАО ВНИИГ им. Веденеева. 1999. 396 с.
- Павленко О.В. Сейсмические волны в грунтовых слоях: нелинейное поведение грунта при сильных землетрясениях последних лет. М.: Научный мир. 2009. 284 с.
- Aguirre J., Irikura K. Nonlinearity, Liquefaction, and Velocity variation of Soft Soil Layers in PI, Kobe, during the Hyogo-ken Nanbu Earthquake // Bulletin of the Seismological Society of America. 1997. V. 87. P. 1244–1258.
- Anderson J.G. Strong-Motion Seismology. International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology. Part B. 2003. P. 937–965.
- Bard P.-Y. Effects of surface geology on ground motion: Recent results and remaining issues. Proceedings of the 10th ECEE. Duma. Rotterdam: Balkema. 1995. P. 305–324.
- Beresnev I.A., Wen K.-L., Yeh Y.T. Nonlinear soil amplification: Its corroboration in Taiwan // Bulletin of the Seismological Society of America. 1995. V. 85. P. 496–515.
- Borcherdt R.D. Effects of local geology on ground motion near San-Francisco Bay // Bulletin of the Seismological Society of America. 1970. V. 60. P. 29–61.
- Borcherdt R.D. Influence of local geology in the San Francisco Bay region, California, on ground motion generated by the Loma Prieta earthquake of October 17, 1989. Proceedings of the Int'l Symposium on Safety and Urban Life and Facilities, Tokyo Inst. Tech. Tokyo. Japan. 1990.
- Borcherdt R.D., Wentworth C.M. Strong ground motion generated by the Northridge earthquake of January 17, 1994: implications for seismic design coefficients and seismic zonation. Proceedings of the 5th International Conference On Seismic Zonation. Oct. 17–19 1995. Nice, France. P. 964–972.
- Caillot V., Bard P.-Y. Characterizing site effects for earthquake regulations in the French seismicity context: A statistical analysis. Proceedings of the 9th European conference on Earthquake Engineering. Moscow. 1990. P. 27–36.
- Chang C.-Y., Mok C.M., Power M.S., Tang Y.K., Tang H.T., Stepp J.C. Development of shear modulus reduction curves based on Lotung downhole ground motion data. Proceedings of the 2nd International Conference on Recent Advances in Geotechnical Earthquake Engineering and Soil Dynamics. 1991. P. 111–118.
- Darragh R.B., Shakal A.F. The site response of two rock and soil station pairs to strong and weak ground motion // Bulletin of the Seismological Society of America. 1991. V. 81. P. 1885–1899.
- Hardin B.O., Drnevich V.P. Shear modulus and damping in soils: Measurement and parameter effects. Proceedings of the American Society of Civil Engineers // J. Soil Mechanics and Foundation Division. 1972. V. 98. P. 603–624.
- Hardin B.O., Drnevich V.P. Shear modulus and damping in soils: Design equations and curves. Proceedings of the

- American Society of Civil Engineers // J. Soil Mechanics and Foundation Division. 1972. V. 98. P. 667–692.
- Ishihara K.* Post-earthquake failure of a tailings dam due to liquefaction of the pond deposit. Proceedings of the International Conference on Case Histories in Geotechnical Engineering. Univ. of Missouri. St. Louis. 1984. V. 3. P. 1129–1143.
- Ishihara K.* Stability of natural deposits during earthquakes. Proceedings of the 11th International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering. 1985. V. 1. P. 321–376.
- Ishihara K.* Liquefaction and flow failure during earthquakes // *Geotechnique*. 1993. V. 43. № 3. P. 351–415.
- Joyner W.B., Chen T.F.* Calculation of nonlinear ground response in earthquakes // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 1975. V. 65. № 5. P. 1315–1336.
- Kawase H.* Site Effects on Strong Ground Motions. International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology. Part B. 2003. P. 1013–1030.
- Kobayashi H., Midorikawa S.* Study of site effects in Mexico City using microtremors // *Proceedings of Japanese Symposium on earthquake Engineering*. 1986. V. 7. P. 355–360.
- Kokusho T., Sato K.* Surface-to-base amplification evaluated from KiK-net vertical array strong motion records // *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*. 2008. V. 28. P. 707–716.
- Kramer S.L.* Geotechnical Earthquake Engineering. Prentice Hall, New Jersey. 1996. 653 p.
- Pavlenko O.V., Irikura K.* Estimation of nonlinear time-dependent soil behavior in strong ground motion based on vertical array data // *Pure and Applied Geophysics*. 2003. V. 160. P. 2365–2379.
- Pavlenko O.V.* Possible Mechanisms for Generation of Anomalously High PGA During the 2011 Tohoku Earthquake // *Pure and Applied Geophysics*. 2017. V. 174. № 8. P. 2909–2924.
- Rogers A.M., Borchardt R.D., Covington P.A., Perkins D.M.* A comparative ground response study near Los Angeles using recordings of Nevada nuclear tests and the 1971 San Fernando earthquake // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 1984. V. 74. P. 1925–1949.
- Rogers A.M., Tinsley J.C., Borchardt R.D.* Predicting relative ground response, in *Evaluating earthquake hazards in the Los Angeles region-an earth-science perspective*. U.S. Geological Survey Professional Paper 1360. 1985. P. 221–247.
- Silva W.J.* Global characteristics and site geometry. Chapter 6. Proceedings: NSF/EPRI Workshop on Dynamic Soil Properties and Site Characterization. Palo Alto. Calif. Electric Power Research Institute. 1991. P. 7337.
- Singh S.K., Mena E., Castro R.* Some aspects of source characteristics of the 19 September 1985 Michoacan earthquake and ground motion amplification in and near Mexico City from strong motion // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 1988. V. 78. P. 451–477.
- Tucker B.E., King J.L.* Dependence of sediment-filled valley response on the input amplitude and the valley properties // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 1984. V. 74. P. 153–165.
- Youd T.L.* Mapping of earthquake-induced liquefaction for seismic zonation. Proceedings of the 4th International Conference on Seismic Zonation. Earthquake Engineering Research Institute. Stanford University. 1991. V. I. P. 111–147.

Response of Sandy and Clayey Soils to Weak And Strong Seismic Loading

E. V. Deshcherevskaya^{a,*} and O. V. Pavlenko^{a,**}

^a*Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123242 Russia*

**e-mail: deelv@gmail.com*

***e-mail: olga@ifz.ru*

The response of sandy and clayey near-surface soils representing the classes of noncohesive and cohesive soils to seismic loading of various intensities is analyzed from the in situ data —from the records by vertical groups of the Japanese nationwide KiK-net strong motion seismograph network. For the analysis, out of a total of ~800 stations, we selected five stations with near-surface sandy soils and five stations with near-surface clayey soils, most purely represented in the upper layers. Using the method (Pavlenko and Irikura, 2003), we have constructed and analyzed the models of strong ground motion behavior for “sandy” and “clayey” stations, showing the distributions of earthquake-induced stresses and strains in the soil layers. Close estimates of the amplification of seismic waves in sands and clays at weak seismic ground motion and close stress-strain relationships characterizing the behavior of the near-surface soils at moderate seismic ground motion are obtained. The liquefaction of sandy soils under strong shaking (the 2011 Tohoku earthquake with $M_w \sim 9.0$) is analyzed. The effects of the extended seismic sources (directivity of their radiation pattern) on the behavior of sandy and clayey soils and the amplification of seismic waves in these soils is studied. Differences in the behavior of sandy and clayey soils are noted only at strong seismic motions: liquefaction in sandy soils is possible if the groundwater level is on the order of a few meters from the surface, while in clayey soils there is no liquefaction.

Keywords: soil types, water saturation of soils, amplification of seismic waves in soils, nonlinearity of soil behavior, radiation directivity effects, KiK-net stations

ДИССИПАТИВНАЯ СЕЙСМИКА ДЛЯ ОЦЕНКИ ПАРАМЕТРОВ УГЛЕВОДОРОДНОГО КОЛЛЕКТОРА

© 2023 г. И. Я. Чеботарева¹, *, Э. Д. Роде²

¹Институт проблем нефти и газа РАН, г. Москва, Россия

²Marmot Passive Monitoring Technologies SA, Morges, Switzerland (VD)

*E-mail: irinache@inbox.ru

Поступила в редакцию 24.03.2022 г.

После доработки 17.06.2022 г.

Принята к публикации 28.08.2022 г.

Естественный сейсмический фон Земли и его глубинная эмиссионная компонента являются одной из форм диссипации энергии геодинамических процессов. Методы исследования сейсмического фона как сигнала порожденного открытой сложной нелинейной системой (корой Земли) могут быть объединены в одно направление – диссипативная сейсмика. В данной статье один из таких методов – термодинамический индикатор состояния горных пород используется для дистанционной оценки локальной продуктивности коллектора на территории месторождения углеводородов. Термодинамический индикатор разработан с использованием энтропии Климонтовича и дает количественную оценку локальной неравновесности пород, связанной с активностью геофизических процессов. Выявлена монотонная зависимость, близкая к линейной, между значениями термодинамического индикатора, рассчитанными по записям сейсмического фона, и суммарной толщиной продуктивных пластов в скважинах вблизи точек регистрации. При расчете термодинамического индикатора существует предельная величина скользящего временного окна, которая должна выбираться эмпирически. Из полученных результатов следует перспективность использования термодинамического индикатора для оконтуривания границ залежи и выбора наиболее перспективных точек для бурения скважин по экстремумам в поле значений индикатора.

Ключевые слова: сейсмический фон, горные породы, нефть, газ, сейсмическая эмиссия, энтропия Климонтовича, термодинамический индикатор.

DOI: 10.31857/S0002333723040038, **EDN:** TLCOCO

ВВЕДЕНИЕ

Традиционным способом получения геолого-геофизической информации при поиске и разведке нефтегазовых месторождений является сейсморазведка. Она позволяет извлекать из сейсмических записей информацию о строении глубинного разреза, тектонической структуре и составе горных пород. Сейсморазведка нацелена на выделение горизонтально протяженных границ – непроницаемых покрышек и благоприятных для нефтегазонакопления куполовидных структур-ловушек. Однако идентификация углеводородов в целевом резервуаре это отдельная непростая задача, так как далеко не все структурные ловушки содержат углеводороды, а также имеются другие типы ловушек, трудно выделяемых при сейсморазведке – тектонические, литологические, стратиграфические [Юрова, Исаева, 2019]. Чтобы повысить эффективность поисково-разведочного бурения, стандартную сейсморазведку комплексировать с другими геофизическими методами – гравиразведкой, электроразведкой, электромаг-

нитным зондированием. Также используют дополнительные сейсмические методы. Например, AVO-атрибуты, рассчитанные на базе совместного анализа продольных, поперечных и обменных волн [Fawad et al., 2020]. Такой подход позволяет получить много дополнительной информации о геологическом разрезе, однако расчет AVO-атрибутов требует большой вычислительной мощности компьютеров и накладывает дополнительные жесткие требования на методы сбора и обработки сейсмической информации.

Используются и другие сейсмические атрибуты, например, связанные с низкочастотными аномалиями, обнаруженными при проведении сейсморазведочных работ [Арутюнов и др., 1995; Алексеев и др., 2001; Goloshubin et al., 2002; 2006; Castagna et al., 2003]. Существуют два типа таких аномалий. Первый тип характеризуется высокоамплитудной компонентой на частотах 10–20 Гц, время прихода которой совпадает со временем прихода отражения продольных волн от кровли пласта-коллектора. Для второго типа аномалий характерна большая задержка низкочастотной

компоненты во времени относительно отражения. Задержка может составлять десятки и сотни миллисекунд. Анализ лабораторных и полевых данных позволил сделать заключение о том, что увеличение времени пробега и амплитуды низкочастотной составляющей в отраженной волне могут быть следствием сильного затухания продольных волн при распространении внутри флюидонасыщенных тонких слоев [Kogeev et al., 2004]. Большая задержка по времени низкочастотной компоненты может объясняться также возникновением медленных обменных волн внутри пористых слоев [Голошубин, Чабышова, 2015]. Дополнительная отражательная способность пористых пород с многофазным флюидосодержанием может значительно увеличивать амплитуду отражений углеводородных коллекторов по сравнению с полностью водонасыщенными [Quintal et al., 2009].

Низкочастотные аномалии над залежами углеводородов были выявлены и по записям сейсмического фона, что стимулировало разработку новых технологий пассивного сейсмического мониторинга. В разных работах величина характерных для залежи частот варьируется, но обычно лежит внутри интервала 1–10 Гц. Положение максимумов слабо зависит от пластового давления, но зависит от типа насыщения коллектора нефть/газ [Перспективный..., 2014]. В качестве возможных механизмов генерации предложена капельно-пузырьковая модель, связанная с процессами образования и исчезновения газовых пузырьков и конденсатных капель на стенках пор, что сопровождается кавитацией и индуцированной акустической и электромагнитной эмиссией [Сунцов, Графов, 2010; Лукин, 2014]. Также в качестве объяснения предложены резонансные эффекты, в частности связанные с блочно-иерархическим строением среды и осцилляциями на границе нефть–вода [Dimon et al., 1988; Курленя, Сердюков, 1999; Алексеев и др., 2007; Бережной и др., 2008; Терехов и др., 2010]. Существуют и гидродинамические модели генерации низкочастотной составляющей сейсмического фона над залежью. Гидродинамика частично насыщенных пористых сред находится в стадии разработки, но для анализа акустических эффектов в углеводородном коллекторе оказываются полезны простые модели, в частности модель чередующихся твердых и жидких слоев в упругой среде [Крауклис, Крауклис, 2001]. Такая модель описывает возникновение медленных волн, которые экспоненциально затухают при удалении от слоя. Но так как длина реальных коллекторов конечна, то медленная волна при дифракции на торцах создает низкочастотное поле вне коллектора. Для гипотетического коллектора в виде слоя длиной 40 м и толщиной 0.5 м резонансная частота равна 3 Гц. Если толщина пачки слоев с разным типом насыщения существенно меньше длины волны, то затухание низкочастотного излучения будет малым даже при сильном поглощении объемных волн внутри

материала заполнителя [Крауклис, Крауклис, 2001]. Так что медленная волна Крауклиса – один из возможных механизмов низкочастотной аномалии.

Несмотря на отсутствие общепризнанной модели генерации углеводородной залежью инфразвуковых сигналов, на базе эффекта разработано несколько технологий идентификации углеводородной насыщенности пород, которые были успешно опробованы на месторождениях различного типа, расположенных по всему миру [Графов и др., 1998; Ведерников и др., 2001; Holzner et al., 2005; Lambert et al., 2009; Saenger et al., 2009; Rode et al., 2010; Makhous et al., 2009]. Обычно в качестве детектора используются спектральные атрибуты, рассчитанные в окрестностях частоты, выбранной внутри интервала 1–10 Гц. В качестве простых атрибутов используются энергетические аномалии вертикальной компоненты, пики спектрального отношения между вертикальной и горизонтальной компонентой, частотные сдвиги доминирующих спектральных пиков горизонтальных и вертикальных компонент [Lambert et al., 2009; Saenger et al., 2009]. В работах [Rode et al., 2010; Makhous et al., 2009] приведены результаты использования более сложного, но высокоэффективного индикатора нефте(газо)насыщенности, который рассчитывается с помощью специального нелинейного корреляционного фильтра. Идея алгоритма основана на том, что углеводородный коллектор как многофлюидная система в пористой среде имеет нелинейную передаточную характеристику для акустических волн. Инфразвуковой сигнал возбуждается внешним искусственным или естественным полем упругих колебаний при взаимодействии с углеводородами, заключенными в пористом коллекторе, где происходит нелинейное преобразование энергии внешнего воздействия в инфразвуковой сигнал. Частоты конверсионного сигнала имеют схожую временную динамику. Они смещены вниз по спектру по сравнению с исходным сигналом, но их можно выделить по высокой корреляции спектральных пиков и оценить энергетическую долю коррелированных составляющих в общей энергии сейсмического фона. Линейная зависимость такого индикатора от толщины продуктивной зоны подтверждена экспериментально [Rode et al., 2010; Makhous et al., 2009].

В данной работе для оценки эффективной продуктивной толщины залежи углеводородов также используются записи сейсмического фона, но наши алгоритмы построены на других физических принципах. Целью работы является проверка гипотезы о возможности выявления нефтенасыщения горных пород по оценке локальной неравновесности их состояния. Экспериментально установлено, что горные породы являются структурированной многомасштабной блочной средой [Садовский и др., 1987; Мухамедиев, 2016; Леонов и др., 2020], что обуславливает их тензочувстви-

тельность и акустическую нелинейность даже при умеренных динамических воздействиях [Проблемы ..., 1987; Лукк и др., 1996; Авсюк, 1996; Зайцев, 2007; Адушкин Опарин 2012]. В работах [Турунтаев, Мельчаева, 2010; Турунтаев и др., 2012] с использованием методов нелинейной динамики было показано, что различного рода воздействия на среду (вибратор, источник электромагнитного поля, закачка и отбор жидкости на нефтяном и геотермальном месторождении) в различных регионах приводит к возрастанию “упорядоченности” сейсмического режима и формированию устойчивых состояний, характеризующихся конечным значением фрактальной размерности. Это отражает значимый рост неравновесности состояния среды при воздействии небольшой интенсивности. Для наших исследований важен факт высокой тензочувствительности нефтяной залежи и связь изменения сейсмического режима с активизацией глубинных гидродинамических процессов при отборе и закачки жидкости. Нефтяная залежь является ярко выраженной аномалией не только сейсмических, но и других различных видов физических полей – геохимических, температурных, барических, электрических и эманационных [Кудрявцев, 1973; Pirson, 1981; Makhous et al., 2009; Напреев, 2010; Валяев Б.М., 2011; Shaidurov et al., 2018; Кукуруза, 2019]. Это свидетельствует о большой активности разнообразных эндогенных процессов внутри залежи и в ее окрестностях, в том числе о возможности перекрестных процессов с перераспределением в сейсмическое волновое поле энергии других физических полей. В связи с этим можно предполагать, что по измерениям сейсмического фона на поверхности нефте(газо)насыщенный коллектор проявится как аномалия неравновесности состояния природного массива, как зона существенного увеличения упорядоченности сейсмических колебаний. Для количественной оценки степени упорядоченности фоновых колебаний мы использовали ранее предложенный метод диссипативной сейсмологии – термодинамический индикатор состояния геологической среды [Chebotareva, Volodin, 2010; 2011; Чеботарева, Дмитриевский, 2020]. Алгоритм расчета термодинамического индикатора по экспериментальным данным базируется на S -теореме Климонтовича [Климонтович, 1995].

ПРИМЕРЫ ПРАКТИЧЕСКОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОГО ИНДИКАТОРА

Термодинамический индикатор состояния геологической среды (TI) позволяет по записям сейсмического фона на поверхности оценивать локальную степень упорядоченности сейсмических колебаний. Экспериментально установлена его высокая чувствительность при оценке неравновесности среды. При этом контроль состояния

среды возможен как во времени, так и по пространственным координатам. В спокойном состоянии термодинамический индикатор флуктуирует около постоянного значения, которое можно назвать “нормой неравновесности” или “нормой упорядоченности/хаотичности” в соответствии с терминологией работы [Климонтович, 1998]. Эксперимент показывает, что норма упорядоченности сейсмического фона является локальной мерой и может существенно изменяться при смещении точки наблюдения по поверхности.

На рис. 1а показана эволюция термодинамического индикатора во времени при подготовке сильного иранского землетрясения магнитудой 6.3, которое произошло 07.05.1999 г. на расстоянии 100 км от точки непрерывной регистрации сейсмического фона [Chebotareva, Volodin, 2010]. Полоса частот регистрации 1–25 Гц. В течение 100 суток было зарегистрировано большое число землетрясений, что свидетельствует о высокой степени неравновесности среды. Время наиболее сильных событий с $M > 4$ помечено вдоль оси времени на рис. 1а. Уменьшение значений термодинамического индикатора на рис. 1 говорит об увеличении неравновесности состояния горных пород, о росте упорядоченности режима сейсмического фона. Легко заметить, что на времени сильных землетрясений в эволюции термодинамического индикатора выявляются интервалы существенного увеличения степени упорядоченности фоновых колебаний – окна упорядоченности длительностью 10–12 дней. На времени самого сильного землетрясения происходит резкий всплеск значений TI , свидетельствующий о лавинном росте упорядоченности колебаний. Согласно теории в работе [Климонтович, 1995] рост упорядоченности фоновых колебаний может быть связан с образованием структур, с процессом самоорганизации. При использовании термодинамического индикатора аналогичные окна упорядоченности наблюдались при разрушении пород на разных масштабных уровнях - при мониторинге гидроразрыва пласта на месторождении углеводородов и при проведении физического моделирования с трехосным нагружением образцов керна. С уменьшением энергии события уменьшается длительность окна упорядоченности [Chebotareva et al., 2017; Чеботарева, Дмитриевский, 2020]. То, что эффект наблюдается по записям сейсмического фона, сделанным на большом удалении от очагов землетрясений, можно объяснить появлением длинных пространственных корреляций, возникающих в сложных нелинейных системах при приближении к критическому состоянию. Подобная эволюция дефектной структуры с переходом на все более высокие масштабные уровни до состояния, когда материал исчерпывает все имеющиеся возможности сопротивления разрушению, экспериментально наблюдается, в частности, на образцах гранита [Гиляров, 2005; Гиляров и др., 2010]. Сравнение показанных на рис. 1а

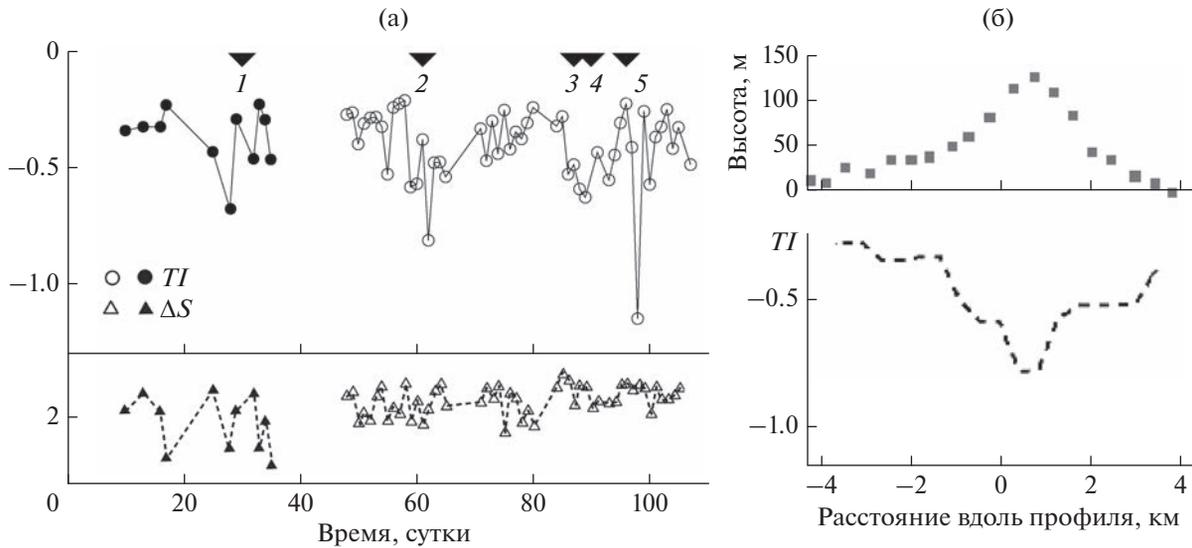


Рис. 1. Эволюция термодинамического индикатора TI и энтропии Больцмана ΔS : во времени при подготовке сильного землетрясения (а) и по площади при локализации грязевулканической камеры грязевого вулкана (б). Светлые и темные значки на рисунке (а) соответствуют измерениям в двух разных точках, находящихся на расстоянии 1 км. Треугольниками на верхней оси времени помечены моменты наиболее сильных землетрясений: 1 – 8 толчков $4.6 \leq M \leq 5.3$ с близкими эпицентрами, расстояние 650 км; 2 – $M = 4.0$, расстояние 120 км; 3 – $M = 4.7$, расстояние 280 км; 4 – $M = 4.9$, расстояние 280 км; 5 – 5 толчков $4.5 \leq M \leq 6.3$, расстояние 100 км. На рисунке (б) вверху показан профиль высот регистрирующих приборов, внизу – кривая зависимости термодинамического индикатора от координат вдоль профиля

эволюционных кривых для термодинамического индикатора TI и энтропии Больцмана ΔS подтверждает, что именно TI является корректной мерой неравновесности состояния горных пород. Никаких особых аномалий по графику энтропии Больцмана не выявляется.

На рис. 1б показано изменение локальной “нормы упорядоченности” фоновых колебаний по профилю, проходящему через грязевой вулкан горы Карabetова, Тамань, Северный Кавказ [Chebotareva, Volodin, 2011]. Диапазон частот 0.4–10 Гц. Известно, что под вершиной вулкана на глубинах 0.8–1.5 и 4.5–9 км расположены грязевулканические камеры. Они имеют каналы выхода к поверхности. Как видно из формы кривой, термодинамический индикатор четко указывает положение грязевулканических камер. Грязевой вулканизм связан с притоком углеводородных газов, поднимающихся по глубинным разломам и зонам повышенной проницаемости. Его ареал коррелирует с положением крупных нефтегазовых бассейнов [Павлинова, Шахова, 2016]. В работе [Гулиев и др., 2020] с использованием геологических и 3D-сейсморазведочных данных обоснован вывод о том, что формирования грязевого вулканизма и нефтегазовых месторождений парагенетически связаны и синхронны во времени и пространстве. То, что термодинамический индикатор позволяет выявить наличие грязевой камеры и правильно ее локализовать, является серьезным основанием для попытки дистанционного выявления углеводородного насыщения

коллектора на территории месторождения и оценки его параметров.

МЕТОД

Известно, что энтропия является макроскопической функцией, которая описывает насколько близко динамическая система находится к полностью хаотическому, однородному состоянию, или, наоборот, к упорядоченному, структурированному состоянию. Важный вклад в понимании физического смысла энтропии принадлежит Больцману. Он доказал H -теорему, в которой сформулировано, что “в процессе эволюции в замкнутой системе к равновесному состоянию энтропия системы возрастает и остается неизменной при достижении равновесного состояния” [Климонтович, 1995]. Если $F_0(x)$ и $F(x, t)$ – функции распределения равновесного и неравновесного состояния, то мерой неравновесности состояния $F(x, t)$ (мерой относительной степени хаотичности/упорядоченности состояния) является разность энтропий Больцмана–Гиббса:

$$\begin{aligned} \Delta S &= S(t) - S_0 = \\ &= \int F_0 \ln F_0 dx - \int F \ln F dx \leq 0. \end{aligned} \quad (1)$$

При этом в замкнутой системе в процессе временной эволюции сохраняется средняя энергия системы. Для открытых систем ни энергия, ни средняя энергия не сохраняются. В таких системах возможны стационарные неравновесные со-

стояния. В зависимости от управляющего параметра в процессе эволюции может возрасти как степень упорядоченности, так и степень хаотизации состояния. По аналогии с H -теоремой Больцмана Ю.Л. Климонтович сформулировал свою S -теорему. Она сводится к следующему. Чтобы получить количественную оценку относительной степени упорядоченности двух выделенных состояний надо по описанному в теореме алгоритму сначала определить наиболее хаотичное из этих состояний. Затем перенормировать функцию распределения вероятности этого состояния так, чтобы выровнять средние значения эффективных энергий $\langle H_{eff} \rangle$ для двух сравниваемых состояний. Перенормировка производится за счет изменения эффективной температуры в функции распределения в форме канонического распределения Гиббса. Для открытых систем количественной мерой относительной степени хаотичности состояния является энтропия Климонтовича:

$$\begin{aligned} \Delta S^* &= S(t) - S_0^* = \\ &= \int F_0^* \ln F_0^* dx - \int F \ln F dx \leq 0, \end{aligned} \quad (2)$$

где F_0^* – перенормированная функция наиболее хаотичного из двух состояний. Подробно все детали S -теоремы Климонтовича и связанные с ней проблемы изложены в книге [Климонтович, 1995]. Там же приведены рекомендации автора по адаптации алгоритма теоремы к анализу временных рядов различной природы. Подробности использования в данной статье алгоритма обработки экспериментальных данных можно найти в работах [Chebotareva, Volodin, 2011; Чеботарева, Дмитриевский, 2020; Климонтович, 1989].

ДАнные

В данной работе были проанализированы полевые данные и геофизическая информация, предоставленные *Marmot Passive Monitoring Technologies SA*. Работы проводились на месторождении углеводородов в Объединенных Арабских Эмиратах с использованием высокочувствительных широкополосных сейсмометров *Marmot Signal Converter*. Частота опроса 100 *sps*, чувствительность сейсмометров 30000 В/с/м. В качестве оценки локальной продуктивности использовался параметр *NPZ (Net Pay Zone)*. Он оценивался следующим образом. По данным стандартного каротажа в выбранных скважинах выделялись продуктивные интервалы. Затем рассчитывался параметр *NPZ* как суммарная толщина продуктивных интервалов. Эти данные компания-оператор передавала для дальнейшего анализа геофизической группе, проводившей исследования.

Участок проведения работ находился в труднодоступной части пустыни Руб-Эль-Хали с мяг-

кими дюнами на поверхности высотой до 20 м. Продуктивный коллектор представлен пористыми карбонатными породами, глубина кровли нефтенасыщенного горизонта примерно 2.1 км. Так как удаленность от асфальтированных дорог составляла 220 км, цивилизационный шум был минимальным. При проведении измерений двигателя автомобилей и системы кондиционирования по возможности выключались. Избегалась любая активность, чтобы свести к минимуму влияние шума на сейсмические записи. Работы проводились на разных площадках, в несколько этапов, в разные годы. В данной работе анализировался набор из 8 записей сейсмического фона. Семь точек регистрации располагались непосредственно над продуктивными залежами, при испытании близ расположенные скважины дали притоки нефти. Одна точка регистрации располагалась вблизи “сухой” скважины. Схема расположения скважин показана на рис. 2в. Все скважины, кроме Qw-11, были пробурены до проведения сейсмических измерений, исследованы и заглушены после испытаний. Однако информация о продуктивности скважин предоставлялась оператором только после получения результатов геофизических работ.

В окрестностях профиля Qw-5–Qw-7 была проведена “слепая” съемка. Цель работ состояла в том, чтобы определить границу залежи углеводородов и оценить распределение толщин продуктивной зоны в виде распределения по площади значений акустического индикатора, рассчитанного по записям сейсмического фона (желтая заливка на рис. 1а). Измерения повторялись трижды со сдвигом во времени на несколько месяцев. Была обнаружена высокая стабильность результатов. Также анализ данных показал высокую степень совпадения результатов каротажа, предоставленных оператором, и полученных по данным пассивной сеймики. Была выявлена линейная зависимость между параметром продуктивности *NPZ* и значениями акустического индикатора, рассчитанного с использованием корреляционного фильтра [Rode et al., 2010]. О точности результатов можно судить по следующему факту. По просьбе компании-оператора были сделаны дополнительные измерения на части профиля между скважинами Qw-2 и Qw-7 для уточнения наиболее перспективной точки бурения для скважины Qw-11 и предварительной георетической оценки продуктивности *NPZ* для этой скважины. Различия в результатах каротажа после бурения и полученных по данным пассивной сеймики составили всего 4.5%. Это показывает степень точности соответствия реальных данных и результатов работ по пассивной сейсмике. Записи сейсмического фона вблизи скважины Qw-11 получены спустя 5 мес., после измерений около остальных скважин на профиле Qw-5–Qw-7. Для остальных скважин профиля даты измерений укладываются в двухнедельный интервал.

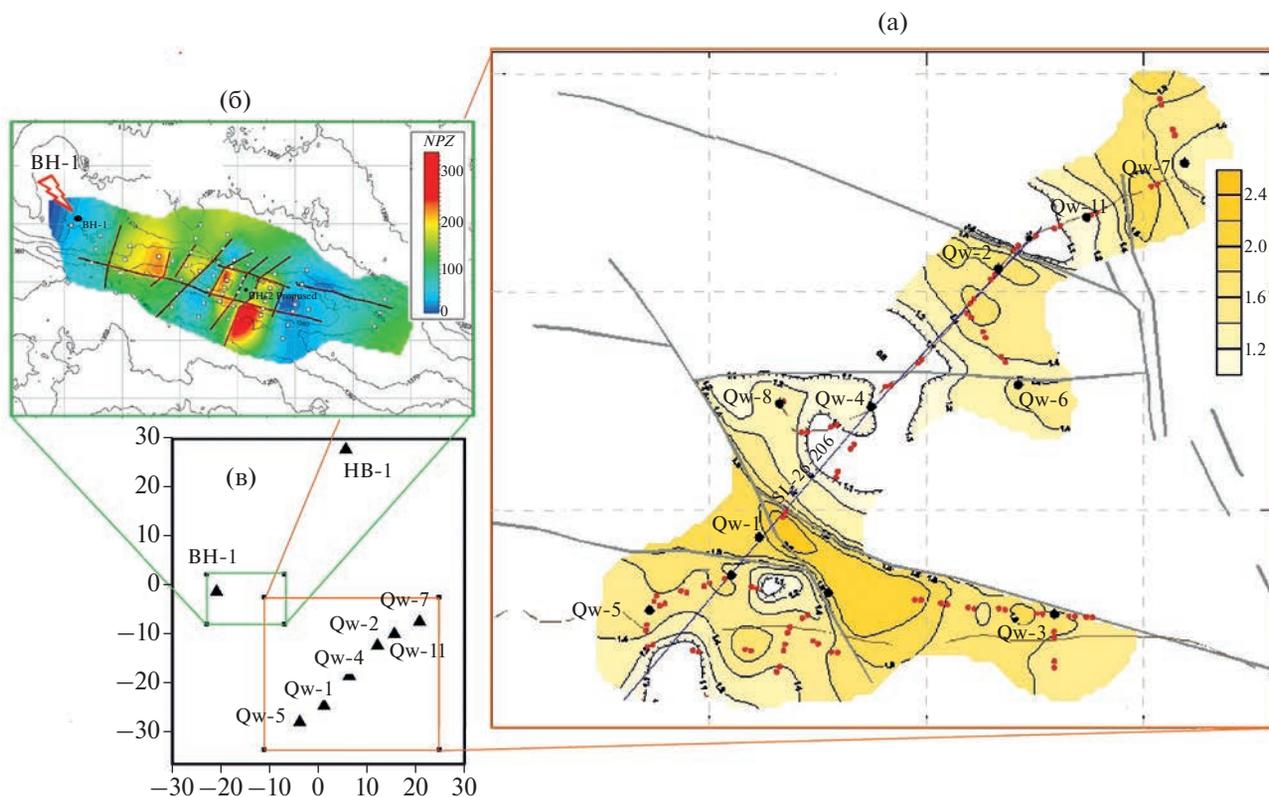


Рис. 2. Распределения продуктивности коллектора по площади залежи по данным пассивной сейсмоки (*Source Martot*): площадка (а) – желтая заливка показывает распределение значений акустического индикатора до бурения скважин, помеченных метками Qw, черные линии – тектонические разломы; площадка (б) – цветная заливка показывает распределение параметра продуктивности, пересчитанного по значениям акустического индикатора и регрессионным параметрам для площадки (а), темные линии – тектонические разломы; (в) – схема участка исследований с расположением скважин и границами площадок (а) и (б), расстояние по осям приведено в километрах.

“Сухая” скважина ВН1 расположена на соседней площадке, рис. 2б, где работы по пассивной сейсмоки проводились позднее. Разведочный объект представлен куполом с 4-х сторонним падением, разграниченным системой разломов, показанной на рисунке. Распределение параметра продуктивности NPZ на схеме рис. 2б рассчитано с использованием регрессионных параметров, полученных для площадки рис. 2а. Скважина ВН-1 расположена на значительном удалении от купола, на краю исследованной площадки.

Согласно цветовой шкале в точке расположения скважины ВН-1 значения суммарной толщины продуктивной зоны по углеводородам минимальны. При испытаниях в скважине не были выделены продуктивные интервалы и не был получен приток нефти. Это является основанием для предположения, что скважина ВН-1 находится за пределами границ залежи на площадке рис. 2б. Восьмая скважина НВ-1 расположена к северу от площадок рис. 2а и рис. 2б. Скважины НВ-1, ВН-1 и QW-7 примерно одинаково удалены друг от друга. Регистрации сейсмического фона около скважины НВ1 проводилась спустя 19 мес. после измерений около скважин на профиле QW-5–

QW-7. К моменту проведения измерений скважина НВ-1 не эксплуатировалась и была заглушена.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Регистрация сейсмического фона во всех точках проводилась в разные дни. Известно, что в сейсмическом фоне в диапазоне 0.4–0.06 Гц доминируют микросейсмь, связанные с штормовой активностью [Аки, Ричардс, 1983]. В зависимости от погодных условий амплитуда этой составляющей фона может быстро возрастать более чем на порядок. Для устранения влияния неконтролируемого фактора низкочастотная составляющая сейсмического фона ниже 1 Гц подавлялась с использованием фильтра Баттерворта. Функция распределения рассчитывалась по мгновенным амплитудам фоновых колебаний как оценка спектра мощности с помощью быстрого преобразования Фурье [Chebotareva, Volodin, 2011; Чеботарева, Дмитриевский, 2020]. Использование такой функции распределения при работе с экспериментальными данными мотивируется тем, что спектр мощности колебаний является оценкой

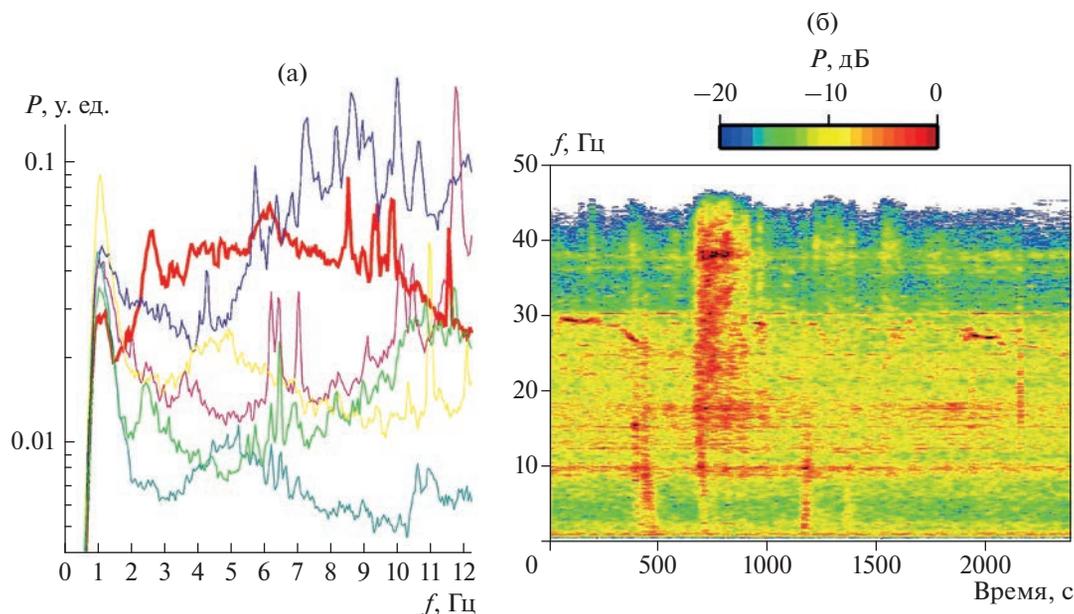


Рис. 3. Спектры мощности сейсмического фона: зависимости от частоты $P(f)$ для разных точек регистрации, спектру “сухой” скважины соответствует жирная красная линия (а); пример зависимости от частоты и времени $P(f, t)$ для одной из точек регистрации (б).

распределения полной энергии колебаний по частоте [Климонтович, 1995]. Для уменьшения статистического разброса при вычислении спектров применялось оконное взвешивание во временной области и усреднение по трем соседним окнам с перекрытием на половину окна [Марпл, 1990]. Усреднение спектров позволяет существенно уменьшить разброс оценки TI . На рис. 3 приведены примеры зависимости спектров от частоты для различных точек наблюдения и частотно-временное представление спектра для одной из точек наблюдения. Несмотря на большую удаленность территории проведения работ от центров цивилизации, пример спектра сейсмического фона на рис. 3б показывает, что на записях может появляться дополнительный природный или техногенный шум. Чтобы избежать влияния высокоамплитудного сейсмических помех на результат, на всех записях были выбраны участки с наименьшим шумом длительностью 800 с.

При расчете термодинамического индикатора для каждой i – точки регистрации рассчитывались в скользящем окне T спектры $P_i(f, t)$. Затем по алгоритму S -теоремы Климонтовича по записи в каждой точке наблюдения выбирался интервал с наиболее хаотичным спектром $P_i(f, t_i^*)$. После этого, аналогичным образом среди спектров $P_i(f, t_i^*)$ выбирался наиболее хаотичный спектр $P_0(f)$. Функция $F_0(f) = P_0(f)$ является функцией распределения наиболее хаотичного состояния, относительно которого производится расчет энтро-

пии $\Delta S_i^*(t)$ для всех остальных значений $P_i(f, t)$. Термодинамический индикатор в каждой точке регистрации рассчитывался как $TI_i = \text{median}(\Delta S_i^*(t))$. Статистический разброс определялся как средние абсолютные отклонения в большую и меньшую сторону от медианы.

Визуальный анализ спектров на рис. 3а не позволяет сформулировать простое правило, по которому на основании положения максимумов частотного спектра и их амплитуд можно отличить “сухую” скважину от продуктивных. Это, вероятно, объясняется тем, что связанный с нефтенасыщенностью пород глубинный инфразвуковой сигнал у поверхности сильно ослаблен и маскируется другими составляющими сейсмического фона. Однако использование термодинамического индикатора позволяет провести классификацию скважин по степени продуктивности. На рис. 4а показаны значения термодинамического индикатора при расчете в диапазоне частот 1–6 Гц для “сухой” скважины ВН1 и для пяти скважин с почти одновременной регистрацией. Значения TI монотонно изменяются с ростом параметра локальной продуктивности NPZ и зависимость близка к линейной. В то же время энтропия Больцмана ΔS показывает очень слабую и немонотонную зависимость от NPZ , рис. 4б. Графики $TI(NPZ)$ рассчитывались в различных частотных диапазонах. Оказалось, что при расширении диапазона линейная ассоциация TI и NPZ быстро разрушается. На рис. 4в показана зависимость $TI(NPZ)$, рассчитанная в диапазоне частот 1–15 Гц.

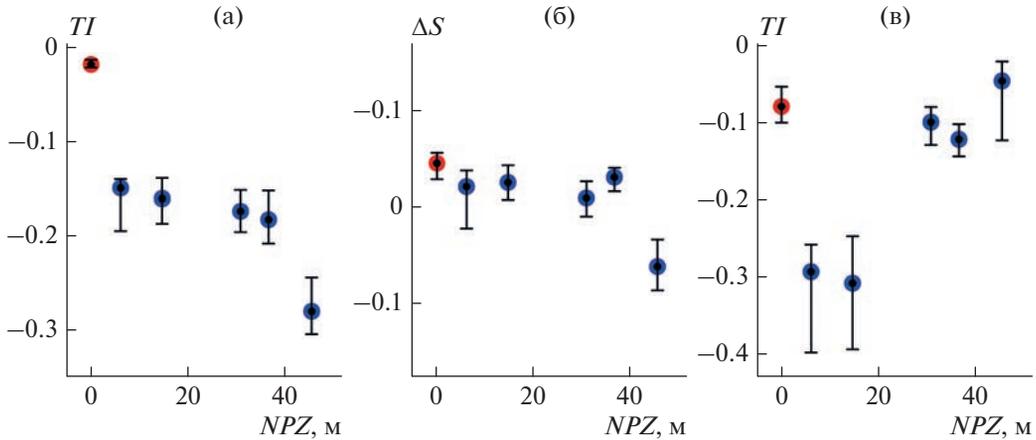


Рис. 4. Эволюция с ростом параметра продуктивности NPZ : термодинамического индикатора TI (а) и энтропии Больцмана ΔS (б) при расчете в диапазоне частот 1–6 Гц; термодинамического индикатора TI при расчете в диапазоне частот 1–15 Гц (в). Красным цветом помечены результаты для “сухой” скважины.

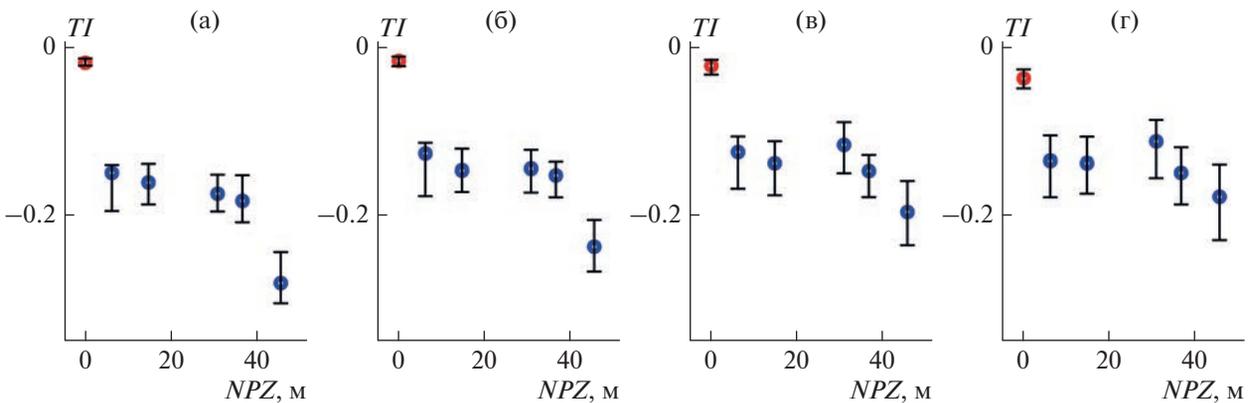


Рис. 5. Зависимости термодинамического индикатора TI от параметра продуктивности NPZ , рассчитанные в скользящем окне: (а) – $T = 40.96$ с; (б) – $T = 20.48$ с; (в) – $T = 10.24$ с; (г) – $T = 5.12$ с. Красным цветом помечены результаты для “сухой” скважины.

Из проведенных результатов следует, что в фоновом состоянии на данном месторождении углеводородов продуктивные зоны коллектора являются источниками эмиссионного излучения в диапазоне менее 6–8 Гц. Это не исключает того, что при дополнительном внешнем воздействии может возникать эмиссия и на более высоких частотах.

Была проанализирована устойчивость зависимости $TI(NPZ)$ от величины скользящего временного окна T . Результаты показаны на рис. 5. С одной стороны, уменьшение временного окна увеличивает длину выборки $\Delta S_i^*(t)$, что должно способствовать повышению точности оценки

$TI_i = \text{median}(\Delta S_i^*(t))$. С другой стороны, увеличение временного окна повышает детальность частотного спектра, то есть позволяет лучше различать близкие по степени упорядоченности состояния. Оказалось, что влияние второго фактора более существенно. При увеличении временного окна от 5.12 до 40.96 с монотонная зависимость

$TI(NPZ)$ стабилизируется только при $T = 20.48$ и $T = 40.96$ с.

Пример спектра мощности сейсмического фона на рис. 3б показывает, что, несмотря на предпринятые усилия по устранению источников поверхностного шума, иногда на записях может появляться высокоамплитудная помеха. Низкочастотное излучение нефтенасыщенных пород является лишь слабой составляющей сейсмического фона на поверхности. Но именно этот глубинный сигнал несет основную информацию о динамике процессов, связанных с нефтенасыщенностью коллектора. Сейсмический шум (помеха) в точке измерения нестационарен и по мощности, и по частотному составу. Отсюда возникает идея того, как увеличить отношение сигнал/помеха для слабого эндогенного полезного сигнала. Для этого надо сначала рассчитать в скользящем окне частотно-временное спектральное представление сейсмического фона $P_i(f, t)$, (рис. 3б). Затем для

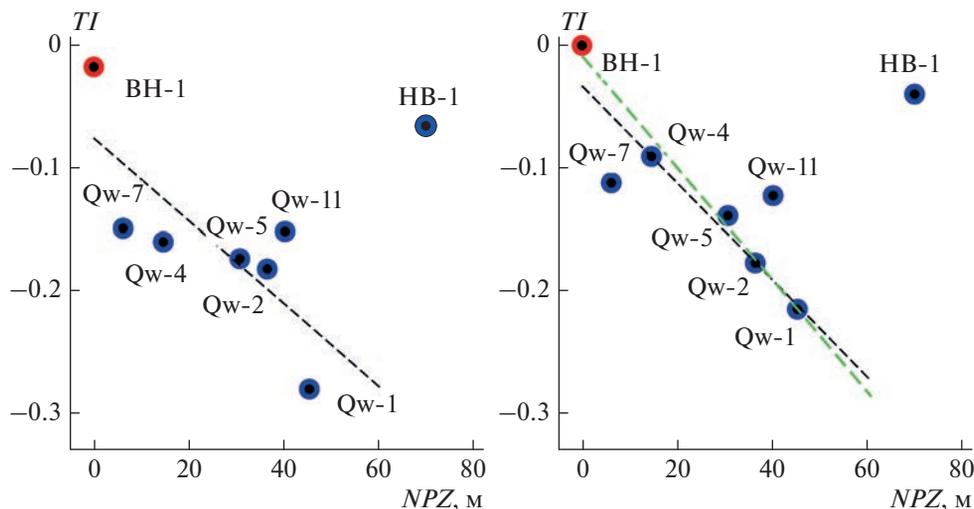


Рис. 6. Зависимости термодинамического индикатора TI от параметра продуктивности NPZ , рассчитанные в диапазоне частот 1–6 Гц для старого (слева) и нового (справа) алгоритмов. На рисунках показана линейная регрессионная зависимость, рассчитанная методом наименьших квадратов по 7 точкам (черная линия) и по пяти точкам BH-1, Qw-4, Qw-5, Qw-2, Qw-1 (зеленая линия).

каждой частоты выбрать минимальное значение мощности спектра и сформировать таким образом для каждой точки наблюдения минимальный спектр $\tilde{P}_i(f)$. Эту оценку спектра мощности можно использовать для расчета локальной неравновесности пород. На рис. 6 показаны зависимости термодинамического индикатора TI от параметра продуктивности NPZ для всех скважин, рассчитанные для старого и нового алгоритмов.

Хорошо видно, что для нового алгоритма отклонение экспериментальных точек от линейной зависимости $TI(NPZ)$ существенно уменьшилось для всех скважин, кроме HB-1. Для скважин BH-1, Qw-4, Qw-5, Qw-2, Qw-1 все значения ложатся практически на одну прямую. Значения для сква-

жин Qw-7 и Qw-11 слегка от этой прямой отклоняются в разные стороны примерно на одинаковую величину. Как видно из схемы на рис. 2а, скважина Qw-11 расположена между скважинами Qw-2 и Qw-7. Несмотря на небольшую удаленность, все скважины расположены в разных блоках, которые разделены разломами. В каждом блоке значение акустического индикатора на рис. 2а существенно различается. Оно максимально для блока со скважиной Qw-7 и минимально для блока со скважиной Qw-11. Этот результат очень хорошо коррелирует с поведением TI для нового алгоритма. Значение TI для скважины Qw-7 смещено относительно регрессионной прямой в сторону увеличения продуктивности, а для скважины Qw-11 оно смещено в сторону в сторону уменьшения продуктивности. Тектоническая обособленность различных блоков привела к появлению зависимости не только от суммарной толщины продуктивных горизонтов, но и от дополнительных факторов, возможно, от локальной нефтенасыщенности пласта в разных блоках.

Для скважины HB-1 наблюдается очень сильное отклонение TI от линейной регрессионной зависимости в сторону уменьшения продуктивности, рис. 6. Неравновесность горных пород в окрестности скважины гораздо меньше, чем должна быть при заявленной продуктивности NPZ . В то же время на рис. 7 оценка значений акустического индикатора, полученная с использованием нелинейного корреляционного фильтра, удовлетворяет для скважины HB-1 линейной регрессионной зависимости с теми же параметрами, что и для остальных скважин [Rode et al., 2010]. При получении показанных на рис. 6 и рис. 7 результатов были использованы алгоритмы, которые базируются на разных физических принци-

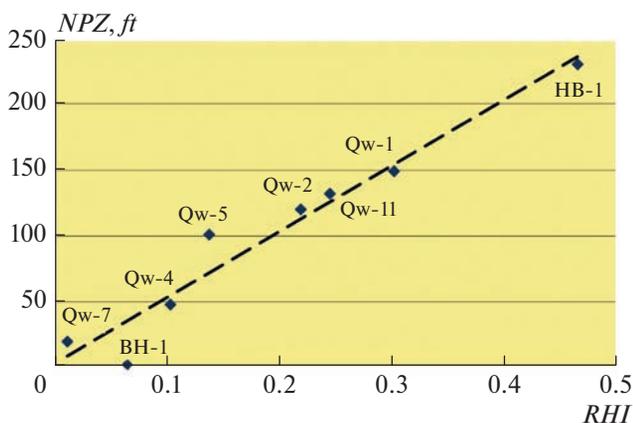


Рис. 7. Зависимости от параметра продуктивности NPZ акустического индикатора нефтенасыщенности горных пород RHI , рассчитанного с использованием корреляционного фильтра [Rode et al., 2010].

пах. При этом для большинства скважин в обоих случаях наблюдается монотонная зависимость от параметра продуктивности, близкая к линейной. Но для одной из скважин эти подходы дали совершенно разный результат. Имеются какие-то факторы, которые очень существенны при использовании одного метода и совершенно не существенны для другого. Этот вопрос требует дальнейшего исследования. Сейчас никаких обоснованных предположений о причинах расхождения результатов сделать невозможно, так как нет информации о геологическом разрезе в окрестностях скважины НВ-1 и ее истории. К моменту проведения работ скважина была заглушена.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Из результатов исследований следует, что:

- Термодинамический индикатор состояние горных пород позволяет выявить наличие насыщенных углеводородом пластов даже при очень слабом глубинном сигнале, когда при визуальном анализе спектров сейсмического фона невозможно различить “сухие” и продуктивные скважины.

- Термодинамический индикатор дает количественную оценку локальной продуктивности коллектора.

- Чувствительность термодинамического индикатора к нефтенасыщенности пород обеспечивает возможность оконтуривания границ залежи и выбора наиболее перспективных точек для бурения скважин по экстремумам в поле значений индикатора.

- Качество оценки зависит от величины скользящего временного окна, которое использовано для расчета TI по экспериментальным данным. Величину окна надо выбирать эмпирически. Критерием является стабилизация вида зависимости $TI(NPZ)$.

- Связь термодинамического индикатора и суммарной толщины продуктивных интервалов в пределах залежи хорошо описывается линейной зависимостью. Однако тектоническая раздробленность и другие факторы могут приводить к отклонению от линейности. Этот аспект требует дополнительных исследований.

- Полученные с использованием термодинамического индикатора и нелинейного корреляционного фильтра [Rode et al., 2010] результаты для подавляющего большинства скважин находятся в полном согласии. Однако для одной из скважин результаты сильно отличаются. Методы базируются на разных физических принципах. Для объяснения причин возникшего расхождения результатов и понимания влияния факторов, связанных с параметрами геологического разреза и историей работ на скважинах, необходимы дополнительные исследования.

Естественный сейсмический фон Земли в широком диапазоне частот и является одной из

форм диссипации энергии геодинамических процессов в земной коре. Методы исследования сейсмического фона как сигнала, порожденного открытой сложной нелинейной системой, могут быть объединены в одно направление – диссипативная сейсмика [Чеботарева, Дмитриевский, 2020]. К таким методам можно отнести сейсмическую эмиссионную томографию, термодинамический индикатор состояния горных пород и другие методы, разработанные на базе нелинейной динамики. При проведении работ на территории месторождения низкочастотная часть сейсмического фона ($f < 10$ Гц) с использованием термодинамического индикатора позволяет картировать границы залежи и оценивать суммарную толщину продуктивных интервалов. При этом высокочастотная часть фона (10–100 Гц) с использованием сейсмической эмиссионной томографии обеспечивает возможность 3D-изображения трещинных и пористых коллекторов, тектонических разломов, больших трещин, каналов фильтрации флюида [Чеботарева, 2018]. Алгоритмы диссипативной сейсмики могут быть адаптированы для анализа различных геофизических полей и для изучения объектов различной природы. Комплексное использование методов на одном объекте исследований, с привлечением анализа различных физических полей, существенно увеличивает объем извлекаемой информации, что чрезвычайно важно для построения адекватных математических моделей месторождений и при проведении фундаментальных геофизических исследований.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают свою благодарность академику РАН А.Н. Дмитриевскому за полезные обсуждения, замечания и рекомендации.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках Государственного задания Института проблем нефти и газа Российской академии наук (тема № 122022800270-0).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Авсюк Ю.Н. Приливные силы и природные процессы. М.: ОИФЗ РАН. 1996. 188 с.
- Адушкин В.В., Опарин В.Н. От явления знакопеременной реакции горных пород на динамические воздействия – к волнам маятникового типа в напряженных геосредах. Ч. I // ФТПРПИ. 2012. № 2. С. 3–27.
- Аки К., Ричардс П. Количественная сейсмология. М.: Мир. 1983. Т. 1. С. 468.
- Алексеев А.С., Цецохо В.А., Белоносова А.В., Сказка В.В. Вынужденные колебания трещиновато-блочных флюидонасыщенных слоев при вибросейсмических воздействиях // ФТПРПИ. 2001. № 6. С. 3–12.
- Алексеев А.С., Дедов В.П., Тригубович Г.М. Геофизики должны хорошо знать механику // Геофизика. 2007. № 3. 55–59.

- Арутюнов С.Л., Лошкарев Г.Л., Графов Б.М., Сиротинский Ю.В., Новицкий М.А., Немтарев В.И., Кузнецов О.Л., Шутов Г.Я., Резуненко В.И., Черненко А.М.* Способ виброрейсморазведки при поиске нефтегазовых месторождений. Патент РФ № 2045079. 1995.
- Бережной Д.В., Бирыльцев Е.В., Бирыльцева Т.Е.* Анализ спектральных характеристик микросейсм как метод изучения структуры геологической среды. Казань: изд-во Каз. гос. ун-та. 2008. С. 360–386.
- Валяев Б.М.* Угледородная дегазация Земли, геотектоника и происхождение нефти и газа. Дегазация Земли и генезис нефтегазовых месторождений. К 100-летию со дня рождения П.Н. Кротова / А.Н. Дмитриевский, Б.М. Валяев (ред.). 2011. М.: ГЕОС. С. 10–30.
- Ведерников Г.В., Жарков А.В., Максимов Л.А.* Опыты по регистрации геодинамических шумов от нефтегазовых залежей. Геофизика. Спец. выпуск “30 лет ОАО “Сибнефтегеофизика”. 2001. С. 96–98.
- Гиляров В.Л.* Кинетическая концепция прочности и самоорганизованная критичность в процессе разрушения материалов // Физика твердого тела. 2005. Т. 47. № 5. С. 808–811.
- Гиляров В.Л., Варкентин М.С., Корсуков В.Е., Корсукова М.М., Куксенко В.С.* Формирование степенных распределений дефектов по размерам в процессе разрушения материалов // Физика твердого тела. 2010. Т. 52. № 7. С. 1311–1315.
- Голошубин Г.М., Чабышова Э.А.* Обменные медленные волны в неоднородной проницаемой флюидонасыщенной среде // Технологии сейсморазведки. 2015. № 3. С. 10–15.
- Графов Б.М., Арутюнов С.Л., Казаринов В.Е., Кузнецов О.Л., Сиротинский Ю.В., Суцов А.Е.* Анализ геоакустического излучения нефтегазовой залежи при использовании технологии АНЧАР // Геофизика. 1998. № 5. С. 24–28.
- Гулиев И.С., Юсубов Н.П., Гусейнова Ш.М.* О механизме образования грязевых вулканов в южно-каспийской впадине по данным 2D- и 3D-сейсморазведки // Физика Земли. 2020. № 5. С. 131–138.
- Зайцев В.Ю.* О “неклассических” проявлениях микроструктурно обусловленной акустической нелинейности на примере контактодержащих сред. Нелинейные волны. Н. Новгород: ИПФ РАН. 2007. С. 170–190.
- Климонтович Ю.Л.* Проблемы статистической теории открытых систем: критерии относительной степени упорядоченности состояний в процессах самоорганизации // Успехи физических наук. 1989. Т. 5. Вып. 1. С. 59–91.
- Климонтович Ю.Л.* Статистическая теория открытых систем. Т. 1. М.: Янус. 1995. 622 с.
- Климонтович Ю.Л.* Введение в физику открытых систем. Атлас временных вариаций природных, антропогенных и социальных процессов. Т. 2. / Н.П. Лавров (ред.). М.: Научный мир. 1998. С. 37–50.
- Крауклис П.В., Крауклис Л.А.* Медленная волна в анизотропном слое жидкости, моделирующем коллектор // Зап. научн. сем. ПОМИ. 2001. Т. 275. С. 132–139.
- Кудрявцев Н.А.* Генезис нефти и газа. Л.: Недра. 1973. 216 с.
- Кукуруза В.Д., Кривошеев, Иванова Е.З., Пекельная Е.В.* Геоэлектрическая модель угледородной залежи // Геоинформатика. 2019. № 4. С. 50–55.
- Курленя М.В., Сердюков С.В.* Низкочастотные резонансы сейсмической люминесценции горных пород в виброрейсморазведочном поле малой энергии // ФТПРПИ. 1999. № 1. С. 3–7.
- Леонов М.Г., Кочарян Г.Г., Ревуженко А.Ф., Лавриков С.В.* Тектоника разрыхления: геологические данные и физика процесса // Геодинамика и тектонофизика. 2020. Т. 11. № 3. С. 491–521.
- Лукк А.А., Дещеревский А.В., Сидорин А.Я., Сидорин И.Я.* Вариации геофизических полей как проявление детерминированного хаоса во фрактальной среде. М.: ОИФЗ РАН. 1996. 210 с.
- Лукин А.Е.* Геофизические методы и проблема выявления нетрадиционных источников природного газа // Геологический журн. 2014. № 1(346). С. 7–22.
- Марпл-мл. С.Л.* Цифровой спектральный анализ и его приложения. М.: Мир. 1990. 584 с.
- Мухамедиев Ш.А.* О дискретном строении геосреды и континуальном подходе к моделированию ее движения // Геодинамика и тектонофизика. 2016. Т. 7. № 3. С. 347–381.
- Напреев Д.В., Оленченко В.В.* Комплексование геофизических и геохимических методов при поиске залежей углеводородов в Усть-Тымском нефтегазоносном районе // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2010. Т. 5. № 1. 8 с.
http://www.ngtp.ru/rub/4/6_2010.pdf
- Павлинова Н.В., Шахова А.Ю.* Роль грязевого вулканизма при формировании нефтегазовых залежей Южно-Пильгунского участка Пильгун-Астохского месторождения на шельфе острова Сахалин // Вестн. РУДН. Сер. Инж. исследования. 2016. № 2. С. 74–81.
- Перспективный метод поиска нефтегазовых залежей. Беседа с академиком А.Ю. Цивадзе // Вестник РАН. 2014. Т. 84. № 3. С. 249–252.
- Проблемы нелинейной сейсмики / Николаев А.В. (ред.) М.: Наука. 1987. 288 с.
- Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф.* Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. М.: Наука. 1987. 100 с.
- Суцов А.Е., Графов Б.М.* Капельно-пузырьковая модель излучающей залежи УВ в технологиях микросейсморазведки // Технологии сейсморазведки. 2010. № 1. С. 9–17.
- Терехов С.А., Воронцов А.М., Перих В.К.* Оценка вклада резонансной составляющей в энергию микросейсмического фона над и вне месторождения УВ // Технологии сейсморазведки. 2010. № 1. С. 41–43.
- Турунтаев С.Б., Мельчаева О.Ю.* Анализ триггерных сейсмических процессов при помощи методов нелинейной динамики. Триггерные эффекты в геосистемах. Материалы Всероссийского семинара-совещания / В.В. Адушкин, Г.Г. Кочарян (ред.). 2010. С. 124–136.
- Турунтаев С.Б., Ворохобина, Мельчаева О.Ю.* Выявление техногенных изменений сейсмического режима при помощи методов нелинейной динамики // Физика земли. 2012. № 3. С. 52–65.
- Чеботарева И.Я., Дмитриевский А.Н.* Диссипативная сейсмика // Физ. мезомеханика. 2020. Т. 23. № 1. С. 14–32.
- Чеботарева И.Я.* Эмиссионная сейсмическая томография – инструмент для изучения трещиноватости и флюидодинамики земной коры // Георесурсы. 2018. Т. 20. № 3. Ч. 2. С. 238–245.
<https://doi.org/10.18599/grs.2018.3.238-245>

- Юрова М.П., Исаева Г.Ю. Исторические аспекты и современные подходы к прогнозу неструктурных ловушек нефти и газа // Актуальные проблемы нефти и газа. 2019. Вып. 3(26). 10 с.
- Castagna J., Sun S., Siegfried R. Instantaneous spectral analysis: Detection of low-frequency shadows associated with hydrocarbons // *The Leading Edge*. 2003. V. 22. P. 120–127.
- Chebotareva I. Ya., Volodin I. A. Criterion of the order degree for self-oscillating regimes in the analysis of geophysical medium dynamics // *Doklady Earth Sciences*. 2010. V. 432. № 1. P. 618–621.
- Chebotareva I. Ya., Volodin I. A. A method for localizing seismic sources whose signals are separated by an order of difference from the background noise // *Doklady Earth Sciences*. 2011. V. 437. № 1. P. 428–431.
- Dimon P., Kushnick A., Stokes J. Resonance of a liquid-liquid interface // *J. Phys. France*. 1988. V. 49. P. 777–785.
- Fawad M., Hansen J.A., Mondol N.H. Seismic-fluid detection—a review // *Earth-Science Reviews*. 2020. V. 210. P. 103347.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103347>
- Goloshubin G., Korneev V., Vingalov V. Seismic low-frequency effects from oil-saturated reservoir zones // *Expanded Abstracts. 72th Ann. Internat. Mtg., Soc. Explor. Geophys.* 2002. P. 1813–1816.
- Goloshubin G., VanSchuyver C., Korneev V., Silin D., Vingalov V. Reservoir imaging using low frequencies of seismic reflections // *The Leading Edge*. 2006. V. 25. № 5. P. 527–531.
- Holzner R., Eschle P., Zucher H., Lambert M., Graf R., Dangel S., Meier P.F. Applying microtremor analysis to identify hydrocarbon reservoirs // *First break*. 2005. V. 23. № 5. P. 41–46.
- Korneev V., Goloshubin G., Daley T., Silin D. Seismic low frequency effects in monitoring of fluid-saturated reservoirs // *Geophysics*. 2004. V. 69. P. 522–532.
- Lambert M.-A., Schmalholz S.M., Saenger E.H., Steiner B. Low-frequency microtremor anomalies at an oil and gas field in Voitsdorf, Austria // *Geophysical Prospecting*. 2009. V. 57. P. 393–411.
- Makhous M., Rode E.D. (Paul), Kaya S. Application of the Infrasonic Passive Differential Spectroscopy (IPDS) for Hydrocarbon Direct Detection and Reservoir Monitoring in fields of the North-Caspian Basin: Achievements and Challenges. Abstracts. SPE 125385. Reservoir Characterization and Simulation Conf. Abu Dhabi, UAE, 19–21 October 2009.
- Pirson S.J. Significant Advances in Magneto-electric Exploration. Unconventional Methods in Exploration for Petroleum and Natural Gas. Proc. Symp. II-1979 / Gottlieb B.M. (Ed.). Dallas, Texas: Southern Methodist University Press. 1981. P. 169–196.
- Quintal B., Schmalholz S.M., Podladchikov Y.Y. Low-frequency reflections from a thin layer with high attenuation caused by interlayer flow // *Geophysics*. 2009. V. 74. № 1. P. 15–23.
- Rode E.D., Nasr H., Makhous M. Is the future of seismic passive? // *First break*. 2010. V. 28. № 7. P. 77–80.
- Saenger E.H., Schmalholz S.M., Lambert M.-A., Nguyen T.T., Torres A., Metzger S., Habiger R.M., Müller T., Rentsch S., Méndez-Hernández E. A passive seismic survey over a gas field: Analysis of low-frequency anomalies // *Geophysics*. 2009. V. 74. № 2. P. O29–O40.
- Shaidurov G. Ya., Kudinov D.S., Potylitsyn V.S., Shaidurov R.G. Observation of the seismoelectric effect in a gas condensate field in the Earth's natural electromagnetic and seismic // *Russian Geology and Geophysics*. 2018. V. 59 (№ 5). P. 566–570.

Dissipative Seismicity for Hydrocarbon Reservoir Parameter Evaluation

I. Ya. Chebotareva^{a, *} and E. D. Rode^b

^a*Oil and Gas Research Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, 119333 Russia*

^b*Marmot Passive Monitoring Technologies SA, Morges, Switzerland (VD)*

*e-mail: irinache@inbox.ru

The natural seismic background of the Earth and its deep emission component are a form of dissipation of energy of geodynamic processes. The methods of studying the seismic background as a signal generated by an open complex non-linear system (the Earth's crust) can be grouped under one branch—dissipative seismicity. In this paper, one of such methods, namely, the thermodynamic indicator of the state of rocks, is used for the remote evaluation of the local productivity of the reservoir on the hydrocarbon deposit site. The thermodynamic indicator was created using the Klimontovich entropy and yields quantitative estimates of the local disequilibrium of rocks associated with the activity of geophysical processes. We revealed monotonic, near-linear relationship between the thermodynamic indicator values calculated using the seismic background records and the cumulative thickness of productive layers in the wells in close proximity to recording points. The thermodynamic indicator is calculated assuming that there is a sliding time window threshold that must be taken empirically. The obtained results show that the thermodynamic indicator can be effectively used for outlining the deposit boundaries and choosing the potentially most productive well drilling points by extrema in the indicator value field.

Keywords: seismic background, rocks, oil, gas, seismic emission, Klimontovich entropy, thermodynamic indicator