

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ РФ ПО ВЫСШЕМУ ОБРАЗОВАНИЮ
РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

На правах рукописи

НГУЕН КИ ФУНГ
МОДЕЛИРОВАНИЕ СТРУКТУРЫ И ЦИРКУЛЯЦИИ
ЮЖНО-КИТАЙСКОГО МОРЯ НА ОСНОВЕ ГИДРОДИНАМИЧЕСКИХ
УРАВНЕНИИ СО СВОБОДНОЙ ПОВЕРХНОСТЬЮ

Специальность: II.00.08 - океанология

А В Т О Р Е Ф Е Р А Т
диссертации на соискание ученой степени
кандидата физико-математических наук

Санкт-Петербург

1993

Работа выполнена в Российском Государственном
гидрометеорологическом институте

Научный руководитель: доктор географических наук, профессор
А. В. Некрасов, доктор физ-математических
наук, профессор Д. В. Чаликов.

Официальные оппоненты: доктор физ-математических наук -
Г. В. Алексеев;
кандидат физ-математических наук -
В. И. Сычев.

Ведущая организация: Санкт-Петербургское отделение Государст-
венного гидрометеорологического института.

Защита состоя-
на заседании
при Российско
по адресу: 19

С диссертаци
Государствен

Автореферат

Ученый совет
Специализированного Совета

- 3 -

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАБОТЫ

Актуальность тем. Для развития экономики Вьетнама, осо-
бенно морского промысла и нефтедобывающей промышленности, все
большее значение приобретают исследования гидрологического режи-
ма Южно-Китайского моря, важнейшим элементом которого является
циркуляция вод. Проведение исследований, позволяющих получить
полную картину течений моря в зимний и летний периоды, является
поэтому весьма актуальным.

Цель и основные задачи работы. Целью настоящей работы явля-
ется изучение трехмерной циркуляции вод моря на основе исходных
уравнений гидротермодинамики океана со свободной поверхностью.
В соответствии с этой целью в диссертации решаются следующие
задачи:

- Создание базы данных для расчетов.
- Расчет полей температуры и солёности.
- Выполнение теоретических оценок эффектов, обусловленных
учетом верхнего квазиоднородного слоя (ВКС) при моделировании.
- Диагностический и адаптационный расчет циркуляции в
Южно-Китайском море.

Научная новизна. В работе впервые на основе гидрологичес-
ких данных проведены диагностический и адаптационный расчеты
морских течений, обеспечивающие более высокий уровень анализа
динамики вод Южно-Китайского моря.

Практическое значение. Результаты, полученные в работе,
могут быть использованы при решении ряда прикладных задач, в
частности, для составления новых атласов течений Южно-Китайско-
го моря, навигационных пособий, технического обоснования инже-
нерных сооружений в районах нефтепромыслов.

№ 1213
Библиотека

Апробация работы. Основные результаты диссертации докладывались на научных семинарах кафедры гидромеханики Политехнического института г. Хошимина и на кафедре динамики океана РГГМИ.

Структура и объем работы. Диссертация состоит из введения, пяти глав, заключения, описки литературы и приложения. Общий объем работы 151 страница, включая 104 страниц машинописного текста, 47 рисунок.

СОДЕРЖАНИЕ РАБОТЫ

Во введении обосновывается актуальность проблемы исследования циркуляции вод Южно-Китайского моря, формулируются цели и задачи диссертации.

В первой главе дается описание основных особенностей гидрометеорологического режима Южно-Китайского моря.

В первом разделе дана общая характеристика моря. Климат Южно-Китайского моря относится к муссонно-тропическому типу. Он характеризуется высокой температурой и выраженными двухсезонными аномалиями. Атмосферная циркуляция над морем в течение года характеризуется двумя системами ветров: северо-восточного и юго-западного направлений. Продолжительность существования каждой системы около 5 месяцев, первая наблюдается обычно с ноября по март, вторая - с мая по сентябрь. Апрель и октябрь - месяцы перестройки муссонов.

Во втором разделе первой главы рассматриваются основные черты гидрологических условий Южно-Китайского моря, приводятся данные о распределении температуры и солености по материалам ряда экспедиций и литературным источникам.

Во второй главе приводится обзор моделей циркуляции океана.

В разделе 2.1. рассмотрены диагностические модели морских течений. Среди них следует отметить модель А.С.Саркисяна (А.С.Саркисян, М., Наука, 1980), где используется информация об уровне поверхности океана ξ , а компоненты скорости u и v на поверхности и в толще моря рассчитываются с учетом касательных напряжений ветра и заданного поля плотности. Составляющие касательного напряжения ветра τ_x, τ_y вычисляются обычно с помощью квадратичной зависимости между τ и скоростью ветра.

Далее рассмотрена модель Холланда и Хиршмана (Холланд, Хиршман, 1970), которые также выполнили расчеты течений по заданному полю плотности. В различных экспериментах была рассчитана циркуляция в баротропном океане с переменным рельефом дна, в бароклинном океане с ровным дном и в бароклинном океане переменной глубины.

В разделе 2.2. рассмотрены некоторые прогностические модели гидрофизических полей, особенно представленные в работах, появившихся в последнее время.

В работе (Б.А.Каган, Океанология, 1975) предполагается, что вместо трехмерного поля температуры можно искать двумерное поле температуры на поверхности (температуру верхнего квазиоднородного слоя), а вглубь океана температура должна убывать по известному закону. Далее используются уравнения для функции тока и температуры. Эти уравнения дополняются выражениями для расчета касательных напряжений на поверхности и дне океана, а также потока тепла на поверхности раздела вода - воздух. При заданных значениях толщины верхнего квазиоднородного слоя и бароклинного слоя H система уравнений замкнута. Расчет продолжается до выхода решения на стационарный режим.

Более внимательно рассматривается модель Д. В. Чаликова и И. А. Неелова (Д. В. Чаликов, И. А. Неелов, Океанология, 1981). Эта модель основана на примитивных уравнениях динамики, учитывающих горизонтальный и вертикальный турбулентный обмен импульсом, и уравнениях переноса плотности. В основу модели положены динамические уравнения в гидростатическом и буссинесковском приближениях на ρ - плоскости. В выполненных экспериментах рассматривалась трехлодная по вертикали область с размерами 400×400 км с толщинами слоев 1400, 1000, и 200 м (считая от дна).

Третья глава посвящена описанию модели, использованной в настоящей диссертационной работе.

В разделе 3.1. представлена формулировка математической модели для расчета полей течений (u, v, w), температуры, солености, плотности и давления. Система уравнений состоит из уравнений движения вязко несжимаемой жидкости на сфере.

$$\frac{\partial u}{\partial t} + Z(u) - \frac{mn}{a} u \cdot v - 2\Omega n v = - \frac{mg}{a\beta_0} \frac{\partial \int \rho dz}{\partial \lambda} - \frac{mg}{a} \frac{\partial \xi}{\partial \lambda} + \frac{1}{\beta_0} \frac{\partial \tau_u}{\partial z} + \frac{A}{a^2} \left[\Delta u + (1 - m^2 n^2) u + 2m^2 u \frac{\partial v}{\partial \lambda} \right];$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + Z(v) + \frac{mn}{a} u^2 + 2\Omega n u = - \frac{mg}{\beta_0 a} \frac{\partial \int \rho dz}{\partial \theta} - \frac{mg}{a} \frac{\partial \xi}{\partial \theta} + \frac{1}{\beta_0} \frac{\partial \tau_v}{\partial z} + \frac{A}{a^2} \left[\Delta v + (1 - m^2 n^2) v + 2m^2 u \frac{\partial u}{\partial \lambda} \right];$$

$$\frac{\partial w}{\partial z} + \frac{m}{a} \left(\frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\frac{v}{m} \right) \right) = 0;$$

Уравнения переноса тепла и соли

$$\frac{\partial (T, S)}{\partial t} + Z(T, S) = K \frac{\partial^2 (T, S)}{\partial z^2} + A_{T, S} \Delta (T, S),$$

и уравнения состояния $\rho = f(T, S, P)$

где $m = \frac{1}{\sin \theta}$; $n = \cos \theta$

$$\Delta = m \left(m \frac{\partial^2}{\partial \lambda^2} + \frac{\partial}{\partial \theta} \frac{1}{m} \frac{\partial}{\partial \theta} \right)$$

$$Z(S) = \frac{m}{a} \left(\frac{\partial}{\partial \lambda} (u S) + \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\frac{1}{m} v S \right) \right) + \frac{\partial w S}{\partial z}$$

λ - долгота; θ - дополнение до широты; P - давление; ρ - плотность; a - радиус Земли; K и A - коэффициенты вертикального и горизонтального обмена; Ω - угловая скорость вращения Земли; ось λ направлена на восток; ось θ направлена на север; ось z направлена вверх; начало координат расположено на невозмущенной поверхности моря.

В разделе 3.2 рассмотрены граничные и начальные условия. На поверхности моря задавались составляющие касательного напряжения ветра, которые описываются по формуле

$$\tau_x = (0.00063 + 0.000066 V) \times u_s \cdot 12$$

$$\tau_y = (0.00063 + 0.000066 V) \times v_s \cdot 12$$

где u_s, v_s - компоненты скорости ветра; $V = \sqrt{u_s^2 + v_s^2}$; причем, требуется выполнение кинематического условия

$$w_s = \frac{d \xi}{d t}$$

Для уравнения переноса тепла и соли задаются температура и солёность на поверхности (T_s, S_s). На дне граничные условия задаются в следующей форме:

$$\rho_k \frac{\partial u}{\partial z} = \tau_u^n$$

$$\rho_k \frac{\partial v}{\partial z} = \tau_v^n$$

где

$$\tau_u^n = \rho_0 \xi U (v_n \sin \alpha + u_n \cos \alpha)$$

$$\tau_v^n = \rho_0 \xi U (v_n \cos \alpha - u_n \sin \alpha)$$

причем: $U = (u_n^2 + v_n^2)^{1/2}$

ξ - коэффициент трения, равный 0,0026; α - угол поворота вектора скорости $\alpha = 0,51 \omega \phi$

Для вертикальной скорости имеем:

$$w = \frac{m}{\alpha} \frac{\partial H}{\partial \lambda} u_n + \frac{1}{\alpha} v_n \frac{\partial H}{\partial \phi}$$

Для температуры и солёности у дна полагаем:

$$\frac{\partial T}{\partial z} = 0; \quad \frac{\partial S}{\partial z} = 0$$

На твердой и жидкой границе ставятся в общем стандартные условия.

В разделе 3.3. система уравнений приводится к безразмерному виду. Физический смысл введенных безразмерных критериев заключается в том, что они определяют порядок отношения различных членов уравнений термогидродинамики друг к другу, позволяют выявить относительную роль различных факторов в формировании течений и термохалинных процессов, а также выделить главные из них.

В разделе 3.4. приведена численная схема модели. Область интегрирования разбивается на N ($N = 10$) вертикальных слоев фиксированной толщины Δz_k (переменную толщину имеют верхний и придонный слой, ограниченные соответственно свободной поверхностью $\xi(\lambda, \phi, t)$ и дном $H(\lambda, \phi)$).

Уравнения интегрируются в пределах каждого из слоев с учетом граничных условий на поверхности и на дне. Для описания обмена между слоями используется выражение для коэффициента турбулентного обмена в виде

$$K = c \alpha \sqrt{\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z}\right)^2} - \frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial z}$$

где c - постоянная константа, равная

α - Экмановский слой трения

Для аппроксимации горизонтальных производных используются обычные центральные разности. Вертикальная компонента скорости относится к границе между слоями $K+1$ и K . Оператор Лапласа аппроксимируется традиционным образом.

Для нелинейных членов используются центральные разности в следующем виде

$$\frac{\partial u \xi}{\partial \lambda} \sim \frac{u_{i+1/2} \xi_{i+1/2} - u_{i-1/2} \xi_{i-1/2}}{\Delta \lambda}$$

где

$$\xi_{i+1/2} = (\xi_{i+1} + \xi_i) / 2$$

i - номер узла по координате λ .

Для нелинейных членов весьма надежной аппроксимацией являются разности "против потоков". Производные по времени аппроксимируются направленными разностями.

В разделе 3.5. производился численный алгоритм процесса

вычисления. В результате получено u , v , w , T , S , Z .

В четвертой главе излагается ход моделирования циркуляции океана с учетом верхнего квазиоднородного слоя (ВКС).

В разделе 4.1. рассмотрены теоретические основы моделирования циркуляции с учетом эффектов ВКС. Рассматривается интегральная модель ВКС, температура и солёность которого рассчитываются по формулам:

$$T_s = T_a + \frac{\bar{T} - T_a}{1 - \frac{11}{5} \left(1 - \frac{h}{H}\right)}$$

$$S_s = S_a + \frac{\bar{S} - S_a}{1 - \frac{11}{5} \left(1 - \frac{h}{H}\right)}$$

где H - толщина верхнего слоя; \bar{T} , \bar{S} - средние по слою солёность и температура; T_a , S_a - температура и солёность на нижней границе ВКС, совпадающие с температурой и солёностью во втором слое; h - толщина верхнего квазиоднородного слоя.

Толщина ВКС h определяется из эволюционного уравнения

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{M v_1 + \frac{W}{g h} v_2}{\alpha_1 (T_s - T_a) - \alpha_s (S_s - S_a)}$$

при $M > 0$ (режим конвекции),

где W - поток механической энергии из атмосферы в море;

ρ_a - плотность воздуха; кроме того, $v_1 = 1$, $v_2 = 10^{-2}$;

M - поток массы на поверхности океана, $M = \alpha_s S_0 \frac{E-P}{\rho_w} - \alpha_r \frac{Q}{c \rho_w}$

где $\alpha_s = 8 \cdot 10^{-4}$, $\alpha_r = 2 \cdot 10^{-4}$, $c = 4 \cdot 19 \cdot 10^3$ (Дж/кг·град), ρ_w - плотность воды, E и P - испарение и осадки, Q - поток тепла в океане.

При устойчивой стратификации ($M < 0$) h рассчитывается по формуле

$$h = \frac{c_2 w}{M c_1 g}$$

На следующем этапе производится расчет потоков тепла.

С методической точки зрения центральным моментом диссертации является подключение рассмотренного метода расчета ВКС к модели циркуляции, описанной в третьей главе. Детально описывается процедура такого подключения. Его смысл заключается в том, что после разбиения океана по вертикали на N слоев верхний из них отождествляется с ВКС, толщина которого принимается равной $\Delta z_N = H + Z - h$. В дальнейшем процесс интегрирования производится аналогично тому, как это делается в третьей главе.

В пятой главе приводится анализ результатов выполненных расчетов.

В первой части главы (параграфы 5.1., 5.2., 5.3.) представлены оценки влияния различных факторов на циркуляцию вод в пределах расчетной сеточной области. Рассматриваемый район ограничен параллелями 30° ю.ш. на юге, 25° с.ш. на севере и меридианом 121° в.д. на востоке, в то время как на западе море ограничено азиатским континентом. Построенная сеточная область хорошо отображает геометрические особенности береговой черты моря. Использована равномерная сетка с пространственным шагом, равным 0,5 градуса. Поскольку имеющиеся в нашем распоряжении данные относились только к одноградусной сетке, то для задания

их на полуградусной сетке приходилось прибегать к интерполированию.

Исходный массив включает данные о температуре, солености, радиационном балансе, глубине моря и т.д. Для контроля над процессом вычисления наиболее эффективным и очень простым оказался контроль выхода релечения на стационар по временному ходу кинетической энергии, которая вычисляется по формуле

$$KE = \frac{1}{2} (u_k + v_k)^2$$

где u_k , v_k - компоненты скорости течений по слоям (параграф 5.4.).

Процесс считается установившимся, если кинетическая энергия перестает изменяться.

В параграфе 5.5. представлены расчетные картины трехмерной циркуляции Южно-Китайского моря. По вертикали водная толща разбита на 10 слоев между горизонтами 0, 50, 100, 150, 200, 300, 500, 1000, 1500, 2000 м и дном.

Решение задачи производится в 2 этапа: на первом этапе считается диагностическая задача, т.е. поля температуры и солености заданы и расчет ведется до установления значений кинетической энергии. После этого диагностического этапа производится процесс адаптации и решение считается завершенным, когда содержание кинетической энергии на этом втором этапе также выходит на стационар.

В период юго-западного муссона (летом) в поверхностном слое четко фиксированы циклонический и антициклонический круговороты с центрами в точках с координатами 20° с.ш., 114° в.д. и 7° с.ш., 108° в.д. соответственно.

В восточной части моря движение вод на поверхности откло-

няется на угол примерно $40 + 45^{\circ}$ от направления ветра, что находится в согласии с теорией.

Движение на западной периферии циклонического круговорота происходит в обратном направлении, т.е. фактически против общего направления ветра.

В результате моделирования получен узкий струйный поток, текущий на юг около берега Вьетнама в центральной части. Этот результат полностью совпадает с данными измерений течений в шельфовой зоне. Между параллелями 10 и 13° с.ш. наблюдается интенсификация поверхностных течений. Это объясняется тем, что здесь имеет место сложение движения вод круговоротов с дрейфовыми течениями. Максимальная скорость на горизонте 25 м достигает 40 см/с в районе с координатами 110° с.ш., 11° в.д. Циркуляция вод в мелководных районах и заливах носит чисто дрейфовый характер. Течение здесь слабее, его средняя скорость составляет $5 + 10$ см/с.

Далее даются картины горизонтальной циркуляции в глубинном слое. В период юго-западного муссона на глубинных горизонтах отмечается крупный циклонический круговорот в центральной части моря. Скорость течения здесь небольшая, в среднем $0,6 + 0,8$ см/с, около берега $1,5 + 1,7$ см/с.

При установившейся циркуляции во всем море, за исключением его восточной части, возникает обширная область подъема вод. Интенсивное опускание вод происходит в южной и северо-восточной частях моря. На глубине 250 м в восточном районе моря образуется преимущественный подъем вод. Вдоль берегов Вьетнама и в центральной части моря подъем вод сохраняется. На глубине 400 м картина вертикальных движений в качественном отношении не изменяется.

В зимний сезон (февраль) для Южно-Китайского моря характерна крупномасштабная двухслойная циркуляция. В верхнем слое (0 + 200 м) развивается циклоническая циркуляция вод, а на глубинных горизонтах отмечается крупномасштабный антициклонический круговорот, который усложнен мезомасштабными вихрями топогенного происхождения.

В пределах верхних 40 м течения носят хорошо выраженный дрейфовый характер.

В пределах сравнительно узкой полосы, прилегающей к западному побережью, наблюдается перемещение поверхностных вод к югу. Однако ядро идущей к югу западной ветви круговорота располагается значительно глубже поверхностного слоя.

Заметим, что в циклонический круговорот в верхнем слое Южно-Китайского моря вовлекается теплая и соленая вода, поступающая из Тихого океана через пролив Баши. Расчет показывает, что ниже 300 м скорость течений мала и составляет лишь 10 + 20% от скорости в ядре.

Циркуляция глубинных вод происходит в обратном направлении по сравнению с циркуляцией в верхнем слое. В центре моря вместо циклонического образуется антициклонический круговорот. Этот антициклонический круговорот значительно усложнен мезомасштабными вихрями топогенного происхождения со слабой горизонтальной скоростью.

В Южно-Китайском море эффекты переменного рельефа дна доминируют над β - эффектом. Здесь отсутствует явление западной интенсификации.

Численные эксперименты показывают, что глубинная циркуляция определяется главным образом эффектами топогенного характера. Среди них ведущую роль играет СЭБИЕ и совместный

эффект касательного напряжения ветра и переменного рельефа дна.

В феврале вертикальная циркуляция в верхнем слое моря характеризуется:

- Систематическим опусканием вод в северной и центральной частях и вдоль побережья Вьетнама;

- Систематическим поднятием вод вдоль берегов Калимантана и Филиппинских островов, а также в пределах вытянутой полосы от берега Вьетнама до широты 13° с.ш.

Такая картина вертикальной циркуляции находится в согласии с циклоническим круговоротом в верхнем слое.

С глубиной указанных выше общий характер распределения вертикальной скорости на шельфе сохраняется, а полосы опускания вод протягиваются от северного берега Вьетнама до острова Калимантан. Это соответствует антициклоническому круговороту в глубинных слоях.

Термохалинные характеристики

При моделировании исследовалось влияние адвекции на распределение температуры и солености в Южно-Китайском море. Результаты вычисления показывают, что степень этого влияния неодинакова в различные сезоны года.

В период юго-западного муссона адвективные потоки мало влияют на поля температуры и солености. В этот период, когда поля температуры и солености более или менее однородны, картина распределения T и S с учетом или без учета адвекции практически одинаковы.

В летний сезон в поверхностном слое только в самой северо-восточной части моря изотермы направлены приблизительно вдоль меридианов, а на остальной части акватории моря они ориентиро-

ваны в зональном направлении. Температура постепенно увеличивается от берега Вьетнама в сторону моря. Ее горизонтальный градиент невелик и составляет $0,5 + 0,7^{\circ}\text{C}$ на $100 + 120$ км. В северо-восточной части моря на участке к северу от берегов Филиппинских островов существует теплая струя, температура которой достигает более $29,2^{\circ}\text{C}$.

С глубиной температура уменьшается и на нижних горизонтах сохраняется тенденция увеличения температуры от берега Вьетнама в сторону моря.

В зимний период температура монотонно увеличивается с севера на юг. Наиболее низкая температура в северо-западной части моря ($22,2^{\circ}\text{C}$) связана с поступлением охлажденного воздуха, расположенного к северу материка. На юге моря температура достигает максимального значения 27°C .

Известно, что изменение солености вызывается процессами, которые определяют его водный баланс. Здесь основным фактором является материковый сток, действие которого приводит к повышению солености с удалением берегов в поверхностном слое. Водообмен с Тихим океаном и соседними морями не создает особенностей в распределении солености моря.

В период северо-восточного муссона соленость поверхностного слоя незначительно изменяется по сравнению с летним периодом. Она повышается по мере удаления от берегов в сторону моря.

Пониженная соленость у берегов обусловлена значительным речным стоком, связанным с сильными дождями на суше и вдоль берегов в этот период года.

Ниже глубины ВКС до горизонта 500 м соленость быстро увеличивается, а далее, с горизонта 500 м и до дна, она почти не меняется как зимой так и летом.

Заключение

Основные результаты исследования можно сформулировать следующим образом.

1. Разработана математическая модель трехмерной циркуляции, учитывающая взаимосвязанность полей скорости течения, температуры и солености воды.

2. Путем реализации указанной модели с использованием исходных природных гидрометеорологических данных получена целостная картина крупномасштабной трехмерной циркуляции вод Южно-Китайского моря в зимний и летний сезоны.

3. Проведенное моделирование позволило выявить новые черты циркуляции, важнейшими из которых являются:

а) В летний сезон

- циклоническое образование в северной части моря, фрагменты которого были известны раньше;
- течение южного направления вдоль берегов Вьетнама;
- циркуляция в мелководных районах;
- антициклональное образование в южной части моря;
- адвеклинг в районе, прилегающим к берегам Южного Вьетнама.

б) В зимний сезон:

- крупномасштабный циклонический круговорот в южном районе;
- полная картина трехмерной циркуляции Южно-Китайского моря.

в) Установлено круглогодичное существование направленного на юг течения вдоль берегов центрального Вьетнама.

4. Показано, что картина составляющих скоростей течения на поверхностном слое определяется в основном влиянием ветра

и очертаниями берегов, а роль бароклинности и рельефа дна становится важной для течений глубинных слоев.

5. Получена трехмерная картина распределения температуры и солености в море для летнего и зимнего сезонов, проанализировано влияние течения на их распределение.

Результаты расчетов могут использоваться для решения различных океанологических задач, в частности, для составления новых атласов течений Южно-Китайского моря, навигационных пособий, технического обоснования инженерных сооружений в районах нефтепромыслов.

По теме диссертации подготовлена статья, находящаяся в печати.

НГУЕН КИ ФУНГ

АВТОРЕФЕРАТ

Подписано в печать 23.11.93. Формат 60x84 1/16.
Б.тип. № 2. Печ.л. 1,0. Б.л. 0,5. Тираж 100.
Заказ 695. РПН изд-ва СПбУЭФ. Бесплатно.

Издательство Санкт-Петербургского университета
экономики и финансов

191023, Санкт-Петербург, Садовая ул., д.21.