

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 5, 2021

Методы и средства обработки и интерпретации космической информации

Методы радарной интерферометрии и обработки оптических спутниковых изображений для исследования негативных воздействий на окружающую среду (на примере Байкальского ЦБК)

В. Г. Бондур, Т. Н. Чимитдоржиев, А. В. Дмитриев, П. Н. Дагуров 3

Оценка эффективности использования земель сельскохозяйственного назначения с применением ГИС-технологий

Е. В. Денисова 15

Методика фотограмметрической оценки альбедо снежно-ледовых поверхностей

Д. М. Журавский, Б. В. Иванов 25

Использование космической информации о Земле

Долгопериодные тенденции изменения интенсивности восточных пограничных апвеллинговых систем по различным спутниковым данным.

Ч. 1: Атлантические апвеллинги

А. Б. Полонский, А. Н. Серебренников 31

Мезомасштабные вихри в Беринговом море по данным спутниковой альтиметрии

И. А. Жабин, Е. В. Дмитриева, С. Н. Таранова 46

Подъем дна кратера вулкана Пик Сарычева (остров Матуа, Курилы) в 2017–2019 гг., выявленный по спутниковым изображениям, как предвестник нового сильного извержения

С. Ю. Гришин 66

Возможности таксации лесов на основе данных радиолокационной спутниковой съемки

В. М. Сидоренков, О. В. Кушнырь, Л. В. Бадак, Д. О. Астапов, А. В. Букась 72

Влияние суммарного значения температуры воды на размерно-массовые характеристики тихоокеанской устрицы *Crassostrea gigas* (Thunberg, 1793) в заливе Анива (о. Сахалин) по спутниковым данным

А. Ч. Ким, Д. М. Ложкин 85

Краткие сообщения

Первые космические исследования Мирового океана и атмосферы Земли (к 60-летию начала научных экспериментов на ИСЗ серии “Космос” и “Интеркосмос”)

Л. А. Ведешин 94

Contents

No 5, 2021

Methods and Means of Space Data Processing and Interpretation

- The Methods of Radar Interferometry and Optical Satellite Imagery Processing to Study Negative Environmental Impacts (Baikal Pulp-And-Paper Plant Case Study)
V. G. Bondur, T. N. Chimitdorzhiev, A. V. Dmitriev, P. N. Dagurov 3
- Assessment of the Efficiency of Agricultural Land Use Using GIS Technologies
E. V. Denisova 15
- Technique for Photogrammetric Estimation of Albedo of Snow-Ice Surfaces
D. M. Zhuravsky, B. V. Ivanov 25
-

Utilization of the Earth Space Data

- Long-Term Tendencies of Intensity of Eastern Coastal Upwelling Systems Assessed Using Different Satellite Data on Surface Winds. Part 1: Atlantic Ocean
A. B. Polonsky, A. N. Serebrennikov 31
- Mesoscale Eddies in the Bering Sea from Satellite Altimetry Data
I. A. Zhabin, E. V. Dmitrieva, S. N. Taranova 46
- The Rise of the Bottom of the Crater of the Sarychev Peak Volcano (Matua Island, Kuriles) in 2017–2019, Revealed by Satellite Images, as a Precursor of a New Strong Eruption
S. Yu. Grishin 66
- Radar Satellite Survey Data Based Forest Inventory
V. M. Sidorenkov, O. V. Kusnir, L. V. Badak, D. O. Astapov, A. V. Bukas 72
- Influence of the Total Water Temperature Value on Size and Mass Characteristics of the Pacific Oyster *Crassostrea Gigas* (Thunberg, 1793) in Aniva Bay (Sakhalin Island) According to Satellite Data
A. Ch. Kim, D. M. Lozhkin 85
-

Short Communications

- The First Space Researches of the World Ocean and the Earth's Atmosphere (To the 60th Anniversary of the Beginning of Scientific Experiments on the "Kosmos" and "Interkosmos" Series AES)
L. A. Vedeshin 94
-
-

**МЕТОДЫ И СРЕДСТВА ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ
КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ**

**МЕТОДЫ РАДАРНОЙ ИНТЕРФЕРОМЕТРИИ И ОБРАБОТКИ
ОПТИЧЕСКИХ СПУТНИКОВЫХ ИЗОБРАЖЕНИЙ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ
НЕГАТИВНЫХ ВОЗДЕЙСТВИЙ НА ОКРУЖАЮЩУЮ СРЕДУ
(НА ПРИМЕРЕ БАЙКАЛЬСКОГО ЦБК)**

© 2021 г. В. Г. Бондур^{a, *}, Т. Н. Чимитдоржиев^{a, b}, А. В. Дмитриев^b, П. Н. Дагуров^b

^aНаучно-исследовательский институт аэрокосмического мониторинга “АЭРОКОСМОС”, Москва, Россия

^bИнститут физического материаловедения СО РАН, Улан-Удэ, Россия

*E-mail: vgbondur@aerocosmos.info

Поступила в редакцию 16.02.2021 г.

Приведены результаты исследования состояния территории и районов размещения хранилищ отходов Байкальского ЦБК с использованием радарных и оптических спутниковых данных. С применением метода дифференциальной радарной интерферометрии к спутниковым данным радара L-диапазона ALOS-2 PALSAR-2 продемонстрирована возможность анализа деформаций земной поверхности в районе хранилищ отходов. На основании применения метода мультитременных интерферометрических измерений SBAS к данным спутникового радара C-диапазона Sentinel-1B выявлено наличие на исследуемой территории двух блоков, из которых один испытывает поднятие, а другой опускание. Разность деформаций за период с 2017 по 2020 гг. достигла 17–19 мм. Установлена существенная корреляция в определении обводненности отходов между радарными измерениями интенсивности обратного рассеяния (спутник Sentinel-1B) и оптическими данными (спутники Sentinel-2A/B), использующими водный индекс NDWI.

Ключевые слова: метод радарной интерферометрии, спутниковые данные

DOI: 10.31857/S020596142105002X

ВВЕДЕНИЕ

Природные катастрофы и техногенные аварии оказывают значительное негативное воздействие на жизнедеятельность человека и окружающую среду. Для предупреждения и снижения последствий опасных процессов и явлений эффективно использование методов дистанционного зондирования из космоса. Спутниковые данные используются, например, для мониторинга тайфунов (Бондур и др., 2008), оползневых процессов (Бондур и др., 2019), выявления предвестников землетрясений путем регистрации изменений систем линеаментов (Бондур, Зверев, 2005; Бондур В.Г., Гапонова Е.В., 2021), выявления аномалий ионосферных параметров по сигналам спутниковых навигационных систем (Бондур, Смирнов, 2005; Бондур и др., 2007), анализа динамики блоково-разломных структур методами спутниковой радиоинтерферометрии (Бондур и др., 2021) и др. При этом эффективность спутниковых методов для мониторинга сейсмоопасных территорий повышается при их комплексировании с методами, основанными на применении геомеханических моделей (Бондур и др., 2010, 2016) или

методов сейсмической энтропии (Акопян и др., 2017).

Спутниковые изображения необходимы, как источники оперативных данных для предупреждения, оценки и смягчения последствий опасных процессов. Космические оптические изображения обеспечивают получение высокого пространственного разрешения и визуальную наглядность при мониторинге изменений земного покрова. Другим эффективным методом для решения задач мониторинга опасных процессов являются спутниковые радиолокационные методы (Бондур и др., 2019, 2021; Chimitdorzhiev et al., 2016; Dagurov et al., 2020; Ge et al., 2020; Tay et al., 2020). Вследствие своей независимости от погоды и освещенности земной поверхности они в ряде случаев являются незаменимым способом дистанционного зондирования.

Следует отметить, что опасные природные явления, такие, например, как землетрясения, наводнения, оползни, сели и др., могут являться причиной техногенных аварий. Особую опасность для окружающей среды представляют крупные промышленные предприятия с резервуарами-хранилищами топлива или токсичных от-

ходов, которые расположены в сейсмически активных областях. Однако число исследований, результаты которых предупреждают о возможности экологических аварий на крупных объектах инфраструктуры и предназначены для мониторинга состояния и негативных изменений объектов с целью предотвращения чрезвычайных ситуаций (D'Aranno et al., 2021; Liu et al., 2015; Milillo et al., 2018; Sousa et al., 2013), до сих пор невелико.

В настоящей работе исследуется возможность спутникового мониторинга состояния поверхности промышленной площадки и промышленных отходов, накопленных за время работы Байкальского целлюлозно-бумажного комбината (БЦБК) (Иркутская область, Россия) с помощью использования радарных и оптических данных. Для этого были использованы методы радарной интерферометрии и метод совместного анализа амплитудных изображений в радио и оптическом диапазонах с помощью сервиса Google Earth Engine.

Целью работы является разработка технологии анализа состояния и деформаций поверхности в месте расположения распределенной инфраструктуры крупного промышленного объекта, который является потенциальным источником негативных изменений окружающей среды, на основе совместного применения методов радиолокационной интерферометрии и результатов анализа больших объемов оптико-микроволновых данных на облачной платформе Google Earth Engine. Исследование выполнено на примере БЦБК, который выбран в качестве объекта исследования, поскольку он находится в сейсмически опасной области, а отходы, накопленные за период деятельности комбината, представляют потенциальный источник негативных изменений окружающей среды и несут угрозу оз. Байкал – участку Всемирного природного наследия ЮНЕСКО.

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ И ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ

Байкальский целлюлозно-бумажный комбинат расположен на юго-западном побережье оз. Байкал. Он был введен в эксплуатацию в 1966 г. и прекратил свою деятельность в 2013 г. В так называемых картах-накопителях БЦБК, расположенных на берегу озера, за годы работы комбината накопилось порядка 6,5 млн т твердых и жидких отходов. Основной объем составляет шлам-лигнин. Отходы расположены в 14 картах-накопителях Солзанского и Бабхинского полигонов, общей площадью 180 га, а также в 6 бассейнах-отстойниках очистных сооружений. Карта-схема исследуемой территории показана на рис. 1 (<https://docplayer.ru/43237855-Sostav-proekta-tomanaimenovanie-ispolnitel-1-razdel-ocenka-vozdeystviya-na-okruzhayushchuyu-sredu-ooo-pela.html>). Отходы, хранящиеся в картах-накопителях, имеют

различный морфологический и физико-химический состав. Формирование и анализ состава отходов в картах-накопителях и предлагаемые мероприятия по утилизации отходов приведены в работах (Богданов и др., 2017; Лапердин, 2018; Объект, 2021; Чебыкин и др., 2018). Хранилища отходов представляют большую потенциальную опасность для оз. Байкал. В работе (Лапердин, 2018) на основе многолетних наблюдений и полевых исследований указывается на возможность развития катастрофы. Угроза катастрофического загрязнения Байкала может возникнуть в случаях переполнения карт-накопителей отходов БЦБК в результате наводнений и селей и опускания Утуликско-Солзанской депрессии и погружения высокотоксичного материала в озеро при сильном землетрясении. Вероятность землетрясений обусловлена расположением рассматриваемой территории в сейсмически активной области (Бондур В.Г., Гапонова Е.В., 2021; Бондур и др., 2021).

Для обработки и анализа использовались радарные и оптические спутниковые изображения. Радарные изображения были получены в L- и C-диапазонах. В L-диапазоне использовались данные, полученные радаром ALOS PALSAR, а в C-диапазоне радаром Sentinel-1B. Радарные амплитудные (некогерентные) данные Sentinel-1B в C-диапазоне и оптические данные сенсора Sentinel-2 были получены на платформе облачных вычислений Google Earth Engine. Данный сервис в последние годы получает широкое распространение в практике исследований по дистанционному зондированию (Amani et al., 2020; DeVriesa et al., 2020; Gorelick et al., 2017), обеспечивая обработку больших объемов данных.

Интерферометрическая обработка радарных когерентных данных ALOS PALSAR и Sentinel-1B проводилась с помощью программного пакета SARscape.

ИССЛЕДОВАНИЕ ДЕФОРМАЦИЙ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ МЕТОДАМИ РАДИОЛОКАЦИОННОЙ ИНТЕРФЕРОМЕТРИИ

Выбор метода проведения исследований

Спутниковая радарная интерферометрия (InSAR) является эффективным методом дистанционного зондирования, позволяющим определять деформации объектов и выявлять подвижки земной поверхности с субсантиметровой точностью. Радиointерферометрия используется для оценки космических подвижек геологических структур (Бондур и др., 2019, 2021; Grandin et al., 2017; Huang et al., 2019; Ji et al., 2020), деформаций территорий в районах интенсивной подземной добычи полезных ископаемых и водных ресурсов (Cigna, Tapete, 2021; Pawluszek-Filipiak et al., 2020),

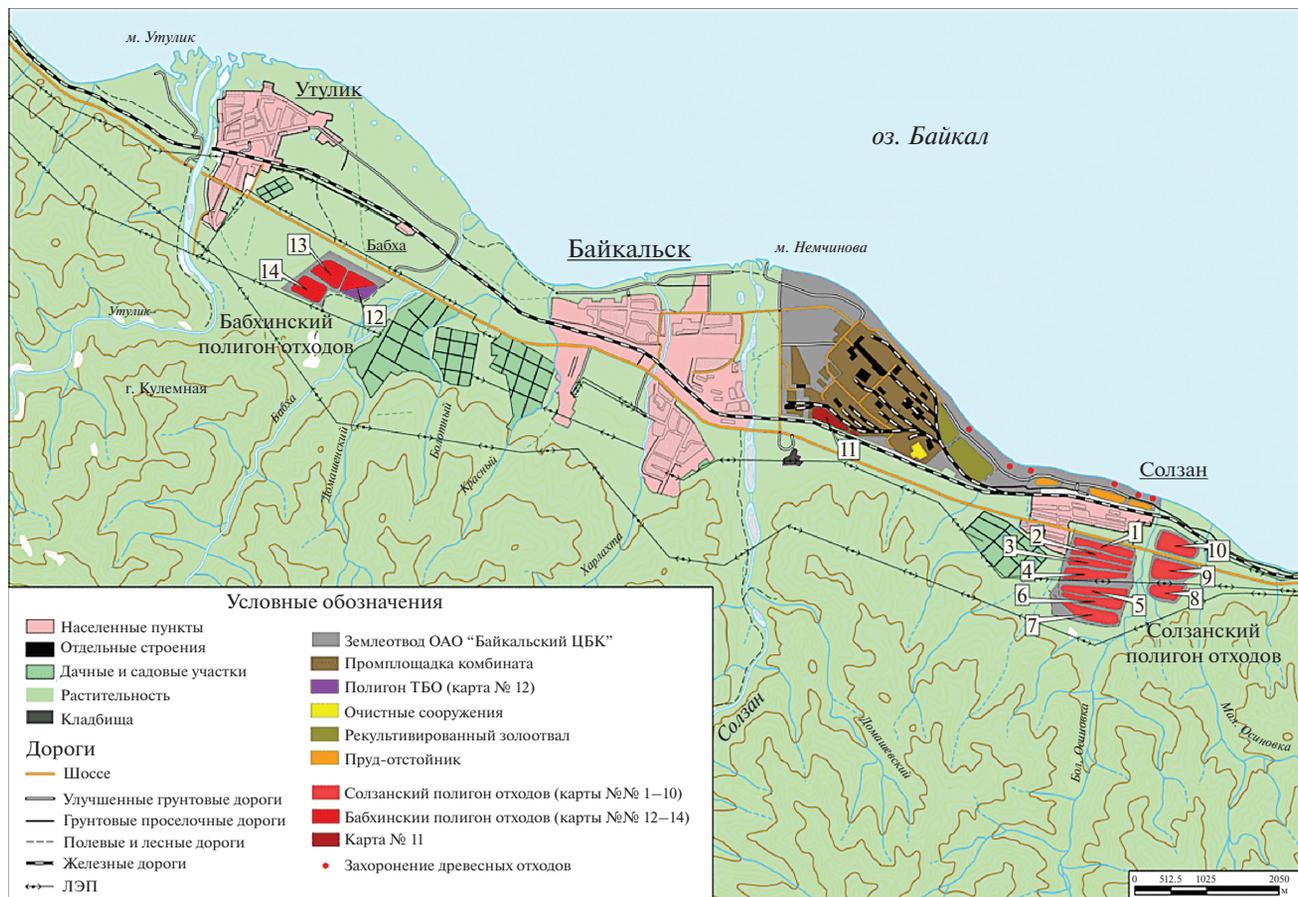


Рис. 1. Схема размещения отходов производства Байкальского ЦБК.

сезонной динамики обводненных грунтов (Chimtdorzhiev et al., 2016), оценки водного эквивалента снега (Dagurov et al., 2020) и т.д.

Мониторинг деформаций земной поверхности методами радарной интерферометрии предполагает регулярную съемку объектов исследования, которая в настоящее время для большей части территории России может быть реализована с использованием данных, полученных с помощью радара С-диапазона (длина волны 5.6 см) спутников Sentinel-1A/B.

При этом следует отметить, что в областях с лесным покровом когерентность мала и это затрудняет получение непрерывных площадных интерферограмм (Бондур и др., 2021). Несколько лучших интерферометрических временных когерентностей позволяют получить радиолокационные данные спутников ALOS-1/2 PALSAR-1/2 (L-диапазон, длина волны 23.5 см). Большая проникающая способность радиолокационного эхосигнала L-диапазона под лесной полог позволяет выполнить оценки смещений для лесистой местности (Бондур и др., 2021).

Классическая дифференциальная радарная интерферометрия (ДРИ – DInSAR) основана на измерениях разности расстояний от спутника до земной поверхности с близких точек двух орбит последовательных пролетов спутникового радара (Gabriel et al., 1989). Основное ограничение метода DInSAR – отсутствие когерентности радиолокационных эхо-сигналов, полученных при зондировании со значительно разнесенных орбит (пространственная декорреляция), или в случае значительных изменений за время между съемками (временная декорреляция).

Развитием метода DInSAR являются метод постоянных рассеивателей (Ferretti et al., 2001) и метод малых базовых линий (Berardino et al., 2002), именуемые в зарубежной литературе MT-InSAR (от англ. Multi Time), основанные на анализе многовременных последовательных серий изображений. Метод постоянных рассеивателей (англ. Persistent Scatterers, PS) позволяет рассчитать поведение во времени точечных постоянных рассеивателей с достаточно сильным и устойчивым во времени отраженным сигналом. Для этих дискретных рассеивателей рассчитывается множество интерферометрических фазовых соотношений отно-

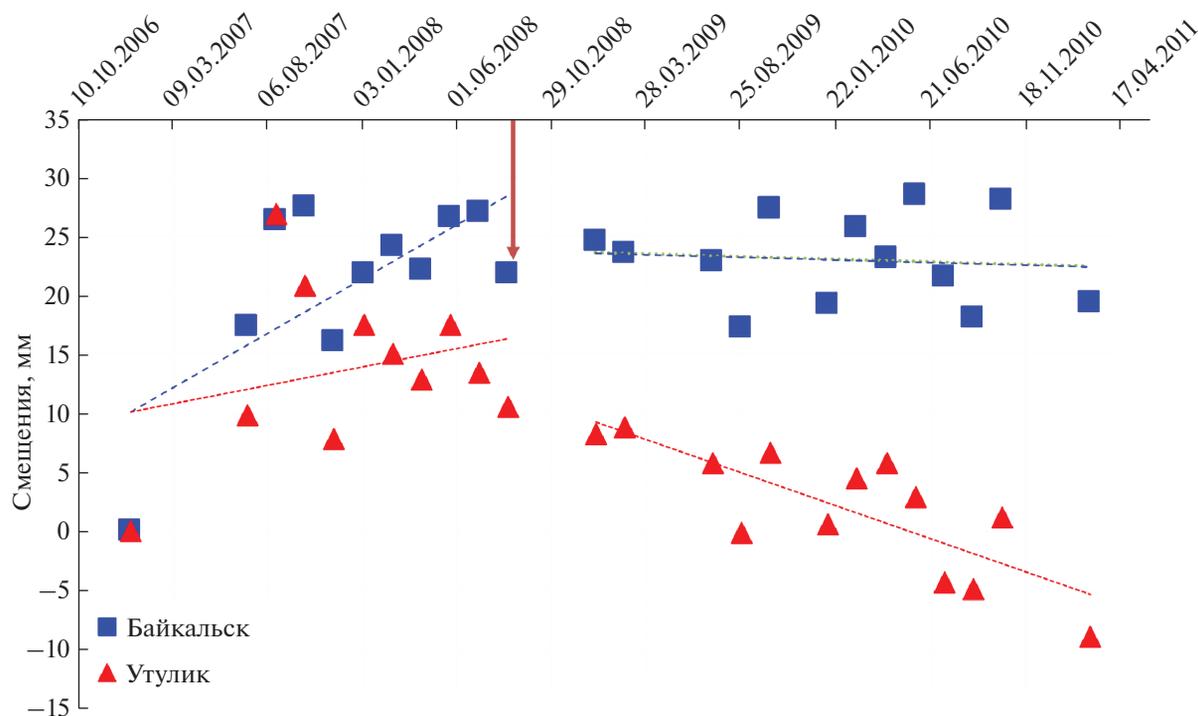


Рис. 2. Динамика блоков в 2006–2011 гг.

сительно одного опорного изображения, которые позволяют оценить величину и скорость деформаций на определенных временных отрезках. Подход на основе малых базовых линий (англ. Small Baseline Subset, SBAS) предполагает использование серий данных с малыми пространственными интерферометрическими (менее порогового значения) базовыми линиями, в моменты съемки, и малыми временными промежутками между съемками. Динамика процесса для протяженных объектов (множества элементов разрешения) может оцениваться с минимальной декорреляцией.

Использование временных серий радарных данных для создания множества последовательных фазовых соотношений позволяет более точно (по сравнению с DInSAR) оценить величину деформаций, дискретно расположенных постоянных рассеивателей (в случае PS) или небольших площадных структур (SBAS). Обработка и анализ десятков интерферограмм позволяет существенно уменьшить влияние атмосферы, неточностей опорной цифровой модели рельефа (ЦМР) и орбитальных ошибок.

*Результаты исследований
радиоинтерферометрическими методами
и их анализ*

В работе (Бондур и др., 2021) с использованием радиоинтерферометрического метода на основе

данных спутникового радара ALOS PALSAR, систематизированных за период времени 2006–2011 гг., были измерены сдвиги земной поверхности в районе БЦБК (см. рис. 2) до и после наиболее сильного за современную историю наблюдений в этом районе Култукского землетрясения, состоявшегося 27 августа 2008 г. (магнитуда $M = 6.3$). В прибрежной части оз. Байкал были выявлены подвижные блоки — две своеобразные террасы в районе п. Утулик и г. Байкальск с промозной БЦБК, граница между которыми проходит восточнее Бабхинского полигона по р. Бабха (см. рис. 1).

Как видно из рис. 2, перед рассматриваемым Култукским сейсмическим событием с магнитудой $M = 6.3$ (обозначено стрелкой) наблюдался общий подъем блоков с разной скоростью. При этом различие величин деформаций перед землетрясением достигало примерно 12 мм. После Култукского землетрясения наблюдалась относительная стабильность блока “Байкальск” и опускание блока “Утулик”.

Рассмотрим динамику выявленных блоков за период времени с 2017 по 2020 гг. по результатам применения методов MT-InSAR в C-диапазоне и DInSAR в L-диапазоне. Анализ, проведенный с помощью метода PS интерферометрии показал недостаточную для корректной обработки плотность постоянных рассеивателей. Применение метода SBAS интерферометрии дало возможность выполнить анализ распределенных рассеи-

Таблица 1. Анализ интерферограмм, полученных из интерферометрических пар

Изображение 1	Изображение 2	Пространственная база, В (м)	Временная база, сутки
03.10.2015 г.	01.10.2016 г.	101	364
01.10.2016 г.	30.09.2017 г.	48	364
30.09.2017 г.	01.09.2018 г.	135	336
01.09.2018 г.	20.07.2019 г.	247	322
20.07.2019 г.	12.09.2020 г.	59	420

вателей. Для исключения влияния сезонных деформаций мерзло-талых почв (Chimitdorzhiev, 2016) и влияния снежного покрова (Dagurov et al., 2020) на интерферометрическую фазу были использованы радиолокационные данные Sentinel-1В для бесснежных сезонов за период 11.06.2017 по 29.10.2020 гг. (всего 42 изображения на согласованной вертикальной поляризации). В качестве опорной цифровой модели рельефа (ЦМР) исследуемой территории для расчета методом SBAS интерферометрии использовалась ЦМР, построенная по данным спутникового радара TerraSAR-X/TanDEM-X за 28 октября 2016 г.

Результаты обработки данных Sentinel-1В методом SBAS интерферометрии, приведенные на рис. 3, демонстрируют наличие блоковой структуры на исследуемой территории. На рис. 3 показано расположение кластеров SBAS (а) и представлен временной ход деформаций земной поверхности в районе населенных пунктов Байкальск и Утулик и в районе Солзанского полигона отходов производства БЦБК (б). Из анализа приведенных временных серий усредненных деформаций блоков следует, что условный блок “Байкальск–Утулик” опускается относительно положения 11 июня 2017 г., а условный блок “Солзанский полигон” поднимается. При этом различие между значениями подвижек блоков в октябре 2020 г. составило около 20 мм.

Указанная величина смещений превышает значение 12 мм (см. рис. 2), после которого произошло сейсмособытие в 2008 г. Однако эта величина была измерена на двухлетнем интервале (2006–2008 гг.), в то время как на рис. 3 представлены результаты за трехлетний период. В целом, можно предположить, что происходит возрастание напряженного состояния блоковой структуры в непосредственной близости к хранилищу токсичных отходов.

Применение методов MT-InSAR к временным рядам данных Sentinel-1В для анализа деформаций поверхностей карт-накопителей показало, что на этих поверхностях отсутствуют точечные и

распределенные когерентные рассеиватели, необходимые для использования методов PS и SBAS. Поэтому для анализа был использован метод DInSAR для радарных изображений, полученных с борта спутников ALOS-2 PALSAR-2 на согласованной горизонтальной поляризации (передача и прием на горизонтальной поляризации) с малыми пространственными базами. В табл. 1 приведены использованные интерферометрические пары.

На рис. 4 для примера представлены интерферограммы – изображения интерферометрической фазы земной поверхности в районе г. Байкальск с цветовой шкалой в радианах; синим цветом показаны реки и оз. Байкал, красной стрелкой указано местоположение Бабхинского полигона, синей стрелкой – Солзанского полигона.

При анализе подвижек поверхности особый интерес представляют сдвиги фаз относительно первой даты съемки в районе карт-накопителей. Уменьшение интерферометрической фазы свидетельствует об уменьшении расстояния от точки измерения до радара, т.е. поверхность поднимается и, наоборот, увеличение фазы соответствует опусканию поверхности. Неоднозначность 2π для оценки деформаций соответствует величине 12 см.

Анализ интерферограмм, полученных из интерферометрических пар (табл. 1), показывает, что поверхность карт-накопителей 12 Бабхинского полигона опустилась за период 30.09.2017–01.09.2018 гг. на 5 см. За период с 20.07.2019 по 12.09.2020 гг. отмечено поднятие на 3 см, а за двухлетний период 01.09.2018–12.09.2020 гг. наблюдается поднятие примерно на 4 см. Таким образом, суммарная деформация поверхности Бабхинского полигона составила 1 см. Для части 2, 3, и 4-й карт-накопителей Солзанского полигона на годичном интервале (2018–2019 гг.) отмечается опускание поверхности до 7 см. Отмечена стабильность поверхности карт-накопителей № 6 и 7 на годичном интервале (с 20.07.2019 по 12.09.2020 гг. (поднятие

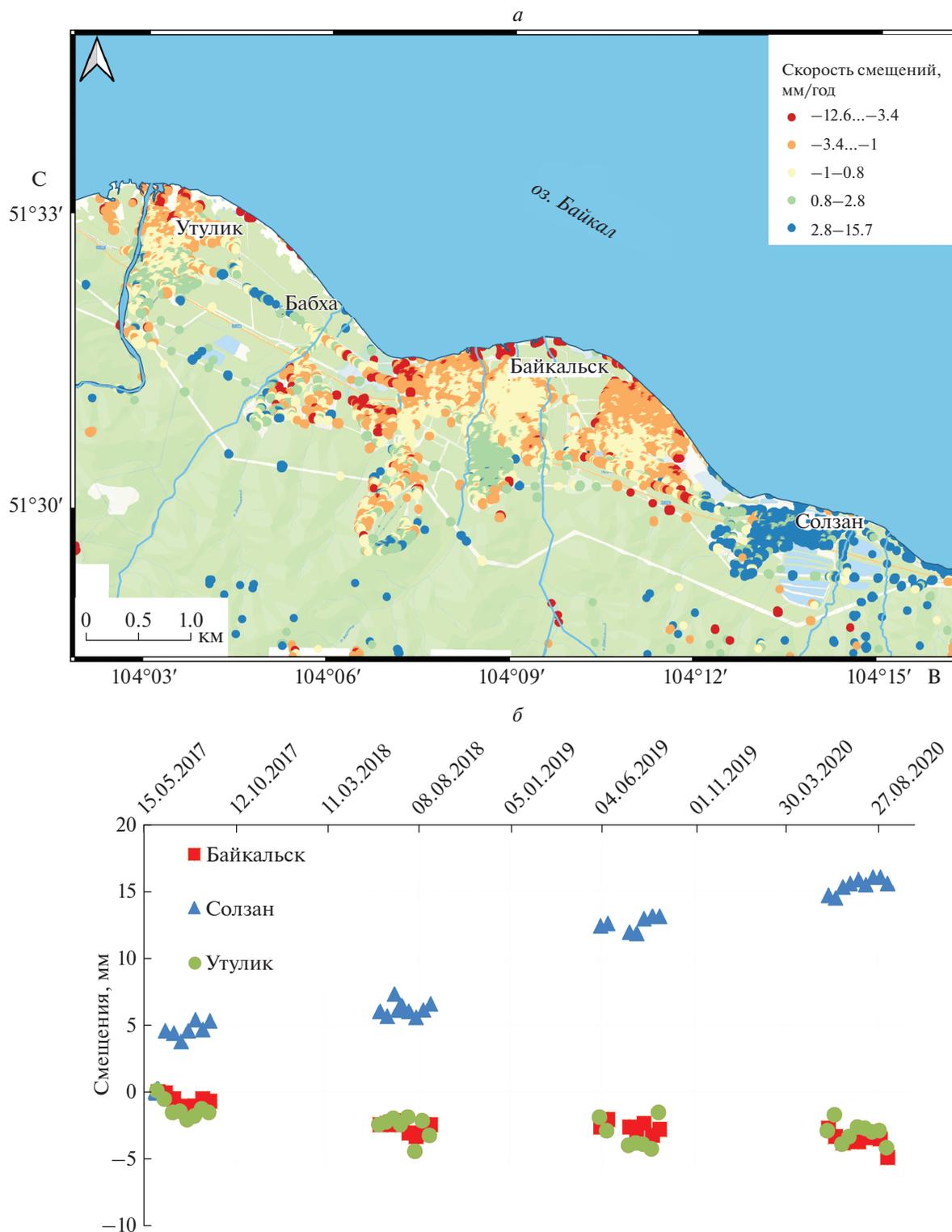


Рис. 3. Расположение кластеров SBAS (*a*) и временные серии усредненных деформаций блоков (*b*).

поверхности было менее 1 см). Однако данные карт-накопителей № 6 и 7 Солзанского полигона и участки SBAS интерферометрии в районе Сол-

зана (темно-синий цвет на рис. 3) расположены на одном блоке, поэтому следует учитывать суммарную величину.

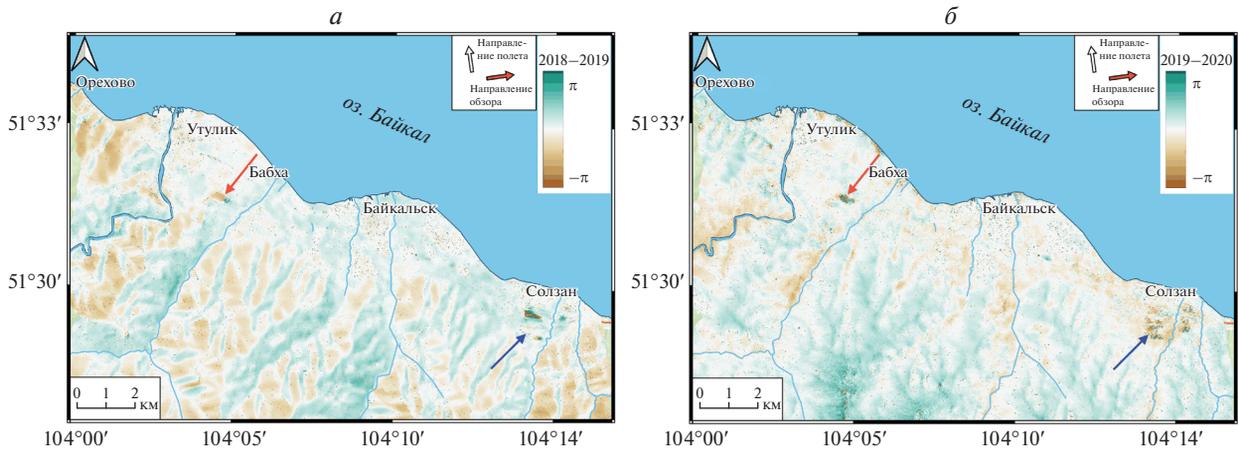


Рис. 4. Интерферограммы земной поверхности в районе г. Байкальск: а – интерферометрическая пара 01.09.2018–20.07.2019 гг., б – интерферометрическая пара 20.07.2019–12.09.2020 гг.

В целом, результаты DInSAR по данным ALOS-2 PALSAR-2 показали, что диапазон деформаций поверхности Бабхинского полигона отходов не превышает 5 см, а деформации поверхности Солзанского полигона – 7 см.

МОНИТОРИНГ КАРТ-НАКОПИТЕЛЕЙ ПРИ ПОМОЩИ РАДАРНЫХ И ОПТИЧЕСКИХ ДАННЫХ ОБЛАЧНОЙ ПЛАТФОРМЫ GOOGLE EARTH ENGINE

В этом разделе приведем результаты, полученные из временных рядов усредненной интенсивности (амплитуды) обратного радарного рассеяния, на основании данных спутника Sentinel-1В. Эти результаты получены с использованием ресурсов облачной платформы Google Earth Engine. В левой части рис. 5 представлены величины суммарного обратного радиолокационного рассеяния (σ_{span}) для согласованной и кросс-поляризации, выраженной в децибелах $\sigma_{\text{span}} = 10 \lg \left(\langle |S_{VH}|^2 \rangle + \langle |S_{VV}|^2 \rangle \right)$. Данные получены усреднением временных рядов за бесснежные периоды с 2016 по 2020 гг. (с начала мая по конец октября). Всего было использовано 55 изображений Sentinel-1В.

В правой части рис. 5 приведены карты распределений усредненного водного индекса NDWI (McFeeters S.K., 1996), характеризующего наличие воды. Водный индекс NDWI был рассчитан по каналам В3 (зеленый, 559 нм) и В8А (ближний инфракрасный, 864 нм) оптических изображений, полученных с борта спутников Sentinel-2А/В для бесснежных периодов времени 2016–2020 гг. Всего было использовано 82 оптических снимка. Изображения расположены попарно по годам.

Синим цветом на радарных изображениях отображаются водные поверхности. Для удобства

цветовая палитра на изображениях NDWI выбрана так, чтобы участки, покрытые водой, имели сходные с радиолокационными оттенки цвета. Анализ рис. 5 показывает, что отмечается значительная попарная схожесть данных, полученных на основе радарных и оптических спутниковых изображений.

Для исследования состояния хранилищ отходов рассмотрим 5, 6 и 7 карты-накопители Солзанского полигона отходов (см. рис. 1), которые согласно рис. 5 характеризуются различным водным режимом. Для тестовых участков в виде окружностей радиусом 40 м (площадью 0.5 Га), указанных на рис. 6, а красным, зеленым и синим цветами были построены графики (рис. 6, б) изменения величины обратного радарного рассеяния в период времени без снежного покрова и отсутствия сезонного протаяния обводненных грунтов. Цвета на графике соответствуют цветам тестовых участков на рис. 6, а. Черным цветом для сравнения представлены данные для интенсивности радарного обратного рассеяния от водной поверхности оз. Байкал. Измерения выполнены на согласованной вертикальной поляризации.

Анализ результатов, приведенных на рис. 5 и на рис. 6, б, показывает, что тестовые участки и значительная часть 5 и 6 хранилища существенно не изменяли состояние водности. По графику можно полагать о существенной обводненности поверхности карты 7 (синий цвет), что согласуется с данными рис. 5. Для этого хранилища дополнительно выбраны другие точки, которые судя по данным рис. 5 расположены на водной и осушенной частях хранилища (соответственно фиолетовый и оранжевый цвета на рис. 6, в). Соответствующие временные ряды представлены на рис. 6, г, цвета на котором соответствуют цветам тестовых

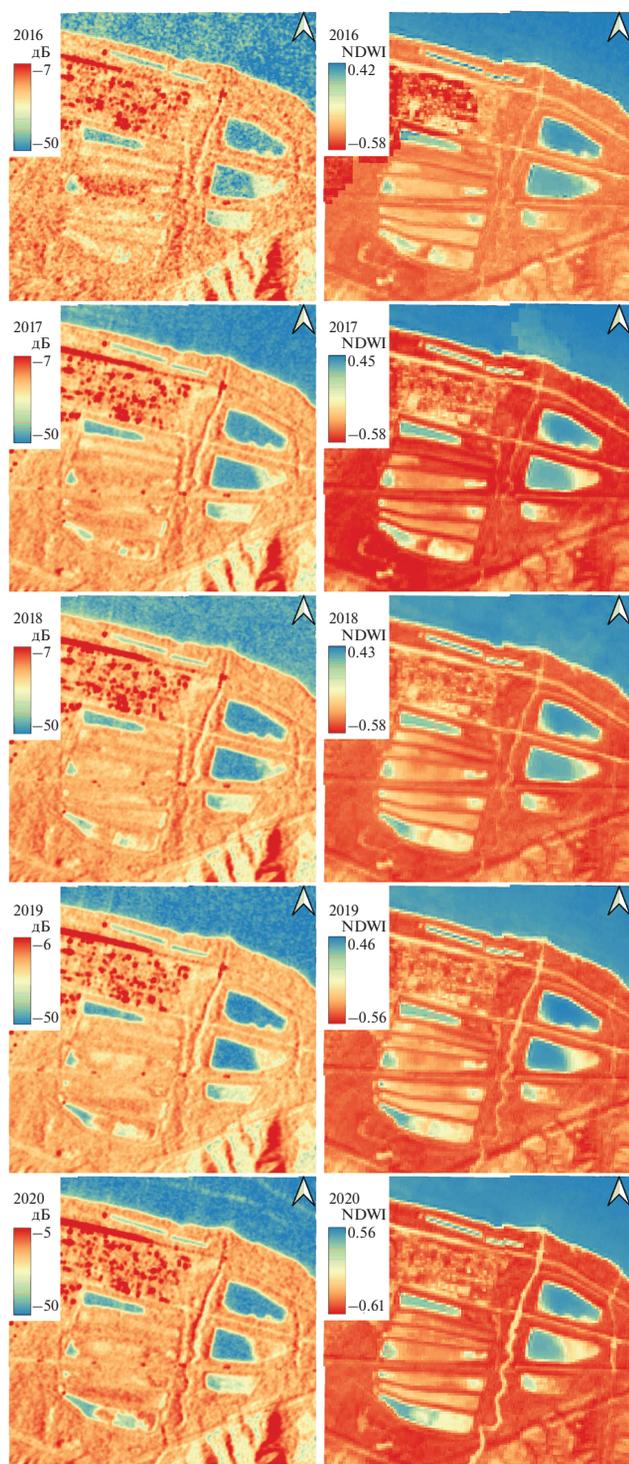


Рис. 5. Радарные изображения, полученные со спутника Sentinel-1B (слева), и карты NDWI, полученные по оптическим данным спутника Sentinel-2A/B (справа) за 2016–2020 гг.

участков на рис. 6, в. Черным цветом для сравнения показаны данные для поверхности оз. Байкал.

Анализ мультивременных данных, полученных с использованием данных облачной плат-

формы Google Earth Engine и характеризующих состояние обводненности карт-накопителей, показывает достаточно стабильный режим обводненности на 5 и 6 картах-накопителях Солзанского полигона (см. тренды зеленого и красного цвета на рис. 6, б).

Однако на 7-м хранилище отходов БЦБК, которое расположено выше других по рельефу, отмечается увеличение обводненности (см. тренды синего цвета на рис. 6, б и фиолетового и оранжевого цвета на рис. 6, г). Последнее может быть связано с поступлением воды или жидких отходов извне.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

С использованием комплексного подхода к дистанционному зондированию территории Байкальского целлюлозно-бумажного комбината проанализированы участки территории с хранилищами отходов на основе методов классической дифференциальной интерферометрии и мультивременных серий радарных изображений, а также радарных и оптических изображений, представленных на облачной платформе Google Earth Engine.

В результате применения интерферометрического метода SBAS и анализа временных рядов данных спутникового радара Sentinel-1B обнаружены два подвижных блока с границей между промзоной БЦБК и Солзанским полигоном отходов, причем один из блоков испытывает подъем, а другой опускается. За период с июня 2017 г. по октябрь 2020 г. разность деформаций достигла 17–19 мм, что может свидетельствовать о возрастании напряженно деформированного состояния на данном участке Байкальского рифта.

С помощью дифференциальной радарной интерферометрии DInSAR с использованием данных спутникового радара ALOS-2 PALSAR-2 выделены фрагменты осушенных (не покрытых надшламовыми водами) карт-накопителей с разнонаправленными деформациями поверхности (опускание/поднятие) в среднем порядка 2–3 см и максимальными величинами около 7 см в 2017–2020 гг. относительно окружающей территории.

В результате анализа мультивременных радарных данных Sentinel-1B и оптических данных спутника Sentinel-2, представленных на облачной платформе Google Earth Engine, выявлено увеличение поверхности, покрытой надшламовой водой, для случая 7-й карты-накопителя.

Полученные результаты свидетельствуют о перспективности комплексирования радарных и оптических данных для анализа состояния хранилищ отходов.

Радиолокационные данные ALOS-1/2 PALSAR-1/2 получены в рамках международного сотрудниче-

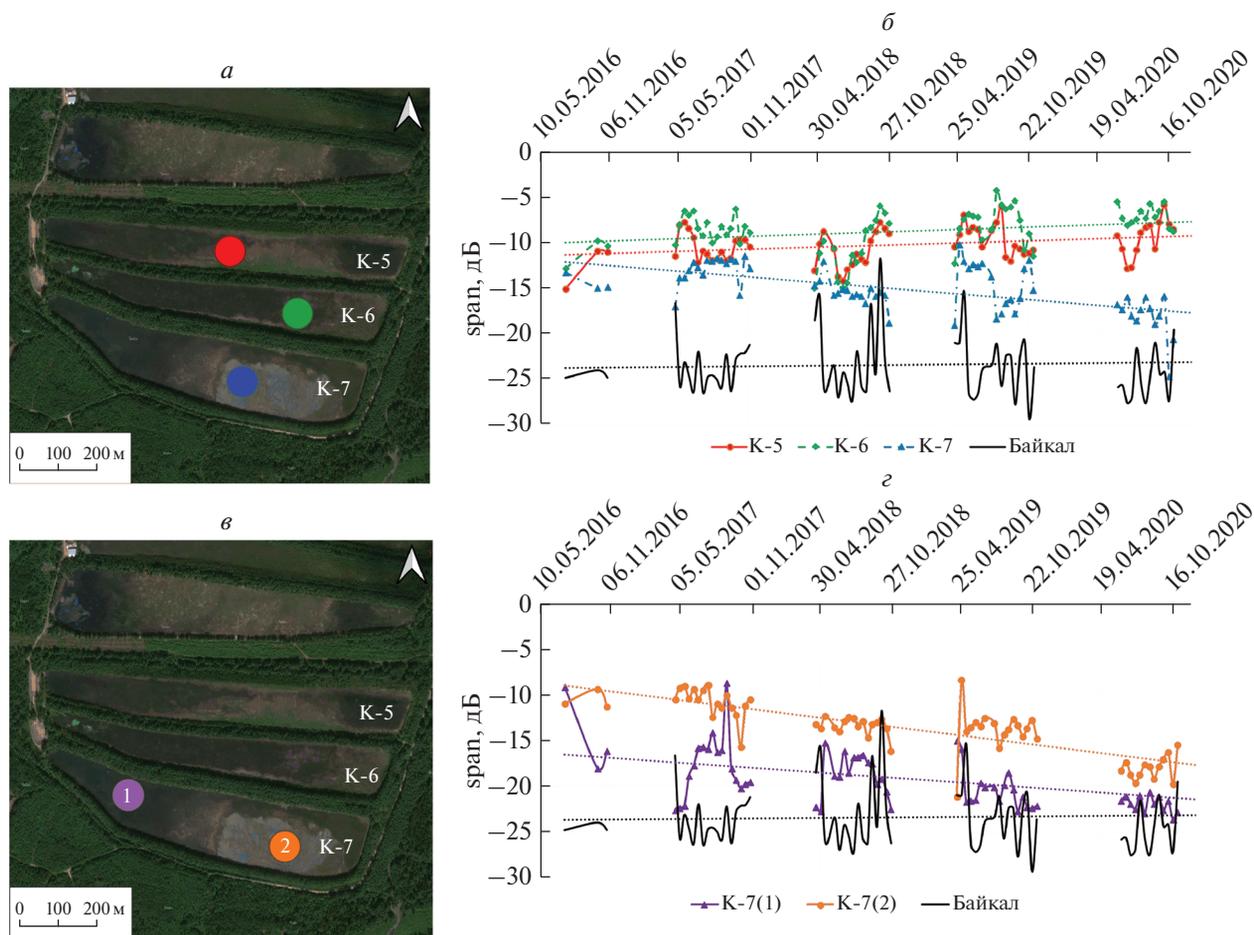


Рис. 6. Расположение тестовых участков на 5, 6 и 7 картах-накопителях отходов (а) и временные ряды коэффициента обратного радиолокационного рассеяния (б).

ства по проекту японского аэрокосмического агентства JAXA (PI 3402). Данные спутниковой радиолокационной интерферометрической системы TerraSAR-X/TanDEM-X предоставлены немецким аэрокосмическим центром DLR в рамках проекта ХТИ_HYDR0485 “The study of cryogenic processes in Siberia by interferometry TanDEM-X”.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке Минобрнауки России в рамках соглашения № 075-15-2020-776.

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>

Богданов А.В., Шатрова А.С., Качор О.Л. Разработка экологически безопасной технологии утилизации отходов ОАО “Байкальский ЦБК” / А.В. Богданов // Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геокриология. 2017. № 2. С. 47–53.

Бондур В.Г., Гапонова Е.В. Регистрация из космоса аномальных вариаций линейментных систем байкальской рифтовой зоны в период землетрясения с магнитудой $M = 5.6$, состоявшегося 21 сентября 2020 г. // Исслед. Земли из космоса. 2021. № 2. С. 3–14.
<https://doi.org/10.31857/S0205961421020020>

Бондур В.Г., Зверев А.Т. Космический метод прогноза землетрясений на основе анализа динамики систем линейментов // Исслед. Земли из космоса. 2005. № 3. С. 37–52.

Бондур В.Г., Смирнов В.М. Метод мониторинга сейсмически опасных территорий по ионосферным вариациям, регистрируемым спутниковыми навигационными системами // Докл. АН. 2005. Т. 402. № 5. С. 675–679.

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 градиен-

- тов атмосферного давления // Докл. АН. 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. АН. 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., Захарова Л.Н., Захаров А.И., Чимитдоржиев Т.Н., Дмитриев А.В., Дагуров П.Н.* Мониторинг оползневых процессов с помощью космических интерферометрических радаров I-диапазона на примере обрушения склона берега реки Буряя // Исслед. Земли из космоса. 2019. № 5. С. 3–14.
- Бондур В.Г., Пулинец С.А., Ким Г.А.* О роли вариаций галактических космических лучей в тропическом циклогенезе на примере урагана Катрина // Докл. АН. 2008. Т. 422. № 2. С. 244–249.
- Бондур В.Г., Чимитдоржиев Т.Н., Тубанов Ц.А., Дмитриев А.В., Дагуров П.Н.* Анализ динамики блоково-разломной структуры в районе землетрясений 2008 и 2020 гг. на южном Байкале методами спутниковой радиointерферометрии // Докл. РАН. Науки о Земле. 2021. В печати.
- Лапердин В.К.* Мероприятия по утилизации и хранению лигнин-содержащих промышленных и жидких бытовых отходов в бассейне оз. Байкал // Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геокриология. 2018. № 3. С. 77–85. <https://doi.org/10.7868/S0869780318030092>
- Объект накопленного экологического вреда (Байкальский ЦБК), 2021 (https://network.bellona.org/content/uploads/sites/4/2021/04/2021_BCBK.pdf)
- Чебыкин Е.П., Дамбинов Ю.А., Сутурин А.Н.* Многоэлементный анализ надшламмовых вод карт-накопителей Байкальского целлюлозно-бумажного комбината для выбора стратегии ремедиации территории // Вода и экология: проблемы и решения. 2020. № 4(84). С. 67–80. <https://doi.org/10.23968/2305-3488.2020.25.4.67-80>
- Amani M., Ghorbanian A., Ahmadi S.A., Kakooei M., Moghimi A., Mirmazloumi S.M., Moghaddam S.H.A., Mahdavi S., Ghahremanloo M., Parsian S., Wu Q., Brisco B.* Google Earth Engine Cloud Computing Platform for Remote Sensing Big Data Applications: A Comprehensive Review // IEEE J. Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing. 2020. V. 13. P. 5326–5350. <https://doi.org/10.1109/JSTARS.2020.3021052>
- Berardino P., Fornaro G., Lanari R., Sansosti E.* A new algorithm for surface deformation monitoring based on small baseline differential SAR interferograms // IEEE Transactions on geoscience and remote sensing. 2002. V. 40. № 11. P. 2375–2383. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2002.803792>
- Chimitdorzhiev T.N., Dagurov P.N., Bykov M.E., Dmitriev A.V., Kirbizhekova I.I.* Comparison of ALOS PALSAR interferometry and field geodetic leveling for marshy soil thaw/freeze monitoring, case study from the Baikal lake region, Russia // J. Applied Remote Sensing. 2016. T. 10. № 1. С. 016006.
- Cigna F., Tapete D.* Satellite InSAR survey of structurally-controlled land subsidence due to groundwater exploitation in the Aguascalientes Valley, Mexico // Remote Sensing of Environment. V. 254. 2021. P. 112254. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2020.112254>
- Dagurov P.N., Chimitdorzhiev T.N., Dmitriev A.V., Dobrynin S.I.* Estimation of snow water equivalent from L-band radar interferometry: simulation and experiment // International J. Remote Sensing. 2020. V. 41. № 24. P. 9328–9359.
- D'Aranno P.J.V., Di Benedetto A., Fiani M., Marsella M., Moriero I., Palenzuela Baena J.A.* An Application of Persistent Scatterer Interferometry (PSI) Technique for Infrastructure Monitoring. Remote Sens. 2021. V. 13. № 6. P. 1052. <https://doi.org/10.3390/rs13061052>
- DeVriesa B., Huang C., Armston J., Huang W., Jones J.W., Lang M.W.* Rapid and robust monitoring of flood events using Sentinel-1 and Landsat data on the Google Earth Engine // Remote Sensing of Environment. 2020. 240. 111664
- Ferretti A., Prati C., Rocca F.* Permanent scatterers in SAR interferometry // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 2001. V. 39. № 1. P. 8–20. <https://doi.org/10.1109/36.898661>
- Huang Z., Zhang G., Shan X., Gong W., Zhang Y., Li Y.* Co-Seismic Deformation and Fault Slip Model of the 2017 Mw 7.3 Darbandikhan, Iran–Iraq Earthquake Inferred from D-InSAR Measurements // Remote Sens. 2019. V. 11. № 21. P. 2521. <https://doi.org/10.3390/rs11212521>
- Gabriel A., Goldstein R., Zebker H.A.* Mapping small elevation changes over large areas: Differential radar interferometry // J. Geophys. Res. 1989. V. 94. № B7. P. 9183–9191.
- Rosen P.A., Henseley S., Joughin I. R., Li F.K., Madsen S.N., Rodriguez E., Goldstein R.* Synthetic aperture radar interferometry // Proc. IEEE. 2000. V. 88. № 3. P. 333–382.
- Ge P., Gokonb H., Meguroc K.* A review on synthetic aperture radar-based building damage assessment in disasters // Remote Sensing of Environment. 2020. V. 240. 111693. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2020.111693>
- Gorelick N., Hancher M., Dixon M., Ilyushchenko S., Thau D., Moore R.* Google earth engine: Planetary-scale geospatial analysis for everyone // Remote Sens. Environ. 2017. V. 202. P. 18–27. <https://doi.org/10.1109/JSTARS.2020.3021052>
- Grandin R., Vallée M., Lacassin R.* Rupture Process of the Mw 5.8 Pawnee, Oklahoma, Earthquake from Sentinel-1 InSAR and Seismological Data // Seismol. Res. Lett. 2017. V. 88. № 4. P. 994–1004. <https://doi.org/10.1785/s10712-020-09586-5>
- Ji L., Zhang W., Liu C., Zhu L., Xu J., Xu X.* Characterizing interseismic deformation of the Xianshuihe fault, eastern Tibetan Plateau, using Sentinel-1 SAR images // Adv. Space Res. 2020. V. 66. № 2. P. 378–394. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2020.03.043>
- Le Cozannet G., Kervyn M., Russo S., Ifejika Speranza C., Ferrier P., Foumelis M., Lopez T., Modaresi H.* Space-Based Earth Observations for Disaster Risk Management // Surveys in Geophysics. 2020. V. 41. P. 1209–1235. <https://doi.org/10.1007/s10712-020-09586-5>
- Liu X., Tong X., Ding K., Zhao X., Zhu L., Zhang X.D.* Measurement of Long-Term Periodic and Dynamic Deflection of the Long-Span Railway Bridge Using Microwave Inter-

ferometry // IEEE J. Sel. Top. Appl. Earth Observ. Remote Sens. 2015. V. 8. P. 4531–4538.

McFeeters S.K. The use of the Normalized Difference Water Index (NDWI) in the delineation of open water features // International J. Remote Sensing. 1996. V. 17. № 7. P. 1425–1432.

Milillo P., Giardina G., DeJong M.J., Perissin D., Milillo G. Multi-Temporal InSAR Structural Damage Assessment: The London Crossrail Case Study // Remote Sens. 2018. V. 10. P. 287.

Pawluszek-Filipiak K., Borkowski A. Integration of DInSAR and SBAS Techniques to determine mining-related defor-

mations using sentinel-1 data: The case study of Rydułtowy mine in Poland // Remote Sens. 2020. V. 12. № 2. P. 242. <https://doi.org/10.3390/rs12020242>

Sousa J.J., Bastos L. Multi-temporal SAR interferometry reveals acceleration of bridge sinking before collapse // Nat. Hazard. Earth Syst. 2013. V. 13. P. 659–667.

Tay C.W.J., Sang-HoYun, Shi Tong Chin, Alok Bhardwaj, Jungkyo Jung, Hill E.M. Rapid food and damage mapping using synthetic aperture radar in response to Typhoon Hagibis, Japan // Scientific Data. 2020. 7:100. <https://doi.org/10.1038/s41597-020-0443-5>

The Methods of Radar Interferometry and Optical Satellite Imagery Processing to Study Negative Environmental Impacts (Baikal Pulp-And-Paper Plant Case Study)

V. G. Bondur¹, T. N. Chimitdorzhiev^{1, 2}, A. V. Dmitriev², and P. N. Dagurov²

¹AEROCOSMOS Research Institute for Aerospace Monitoring, Moscow, Russia

²Institute of Physical Materials Science SB RAS, Ulan-Ude, Russia

Here we present the results of the study of the state of the territory and the Baikal Pulp-and-Paper Plant waste deposits using radar and optical satellite data. The capability to analyze the Earth's crust deformations in the vicinity of waste deposits has been demonstrated through the application of the differential radar interferometry method to L-band ALOS-2 PALSAR-2 radar satellite data. The presence of two blocks in the study area has been revealed, one of which is experiencing an upheaval and the other a foundering, on the base of application of the SBAS multitemporal interferometric measurement method to the Sentinel-1B C-band satellite radar data. The difference between deformations over the period from 2017 to 2020 reached 17–19 mm. A notable correlation has been found in determining water cut of wastes between radar measurements of the back-scattering intensity (Sentinel-1B) and optical data (Sentinel-2A/B) using the NDWI water index.

Keywords: radar interferometry method, satellite data

REFERENCES

Akopian S.Ts., Bondur V.G., Rogozhin E.A. Technology for monitoring and forecasting strong earthquakes in Russia with the use of the seismic entropy method // Izvestiya, Physics of the Solid Earth. 2017. V. 53. № 1. P. 32–51. DOI: 10.1134/S10693513170100

Bogdanov A.V., Shatrova A.S., Kachor O.L. Razrabotka ekologicheskoi bezopasnoy tekhnologii utilizatsii otkhodov OAO “Baykal’skiy TSBK” (Development of an environmentally friendly waste disposal technology at the Baikal PPM) // Geoekologiya. Inzhenernaya geologiya, gidrogeologiya. 2017. № 2. P. 47–53 (In Russian).

Bondur V.G., Gaponova Ye.V. Registratsiya iz kosmosa anomalnykh variatsiy lineamentnykh sistem Baykalskoy riftovoy zony v period zemletryaseniya s magnitudoy M = 5.6, sostoyavshegosya 21 sentyabrya 2020 goda (Registering from Space Anomalous Variations of Baikal Rift Zone Lineament Systems during the M = 5.6 Earthquake Occurred on September 21, 2020) // Issledovanie Zemli iz Kosmosa. 2021. № 2. P. 3–14. DOI: 10.31857/S0205961421020020 (In Russian).

Bondur V.G., Zverev A.T. A method of earthquake forecast based on the lineament analysis of satellite images // Doklady Earth Sciences. 2005. V. 402. № 4. P. 561–567.

Bondur V.G., Smirnov V.M. Method for monitoring seismically hazardous territories by ionospheric variations record-

ed by satellite navigation systems // Doklady Earth Sciences. 2005. V. 403. № 5. P. 736–740.

Bondur V.G., Garagash I.A., Gokhberg M.B., Lapshin V.M., Nechaev Yu.V., Steblov G.M., Shalimov S.L. Geomechanical models and ionospheric variations related to strongest earthquakes and weak influence of atmospheric pressure gradients // Doklady Earth Sciences. 2007. V. 414. № 4. P. 666–669. DOI: 10.1134/S1028334X07040381

Bondur V.G., Garagash I.A., Gokhberg M.B., Lapshin V.M., Nechaev Yu.V. Connection between variations of the stress–strain state of the Earth's crust and seismic activity: the example of Southern California // Doklady Earth Sciences. 2010. V. 430. Part 1. P. 147–150. DOI: 10.1134/S1028334X10010320

Bondur V.G., Garagash I.A., Gokhberg M.B., Rodkin M.V. The Evolution of the Stress State in Southern California Based on the Geomechanical Model and Current Seismicity // Izvestiya, Physics of the Solid Earth, 2016. V. 52. № 1. P. 117–128. DOI: 10.1134/S1069351316010043

Bondur V.G., Zakharova L.N., Zakharov A.I., Chimitdorzhiev T.N., Dmitriev A.V., Dagurov P.N. Monitoring Landslide Processes by Means of L-Band Radar Interferometric Observations: Using the Example of the Bureya River Bank Caving // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. 2020. V. 56. № 9. P. 1053–1061. DOI: 10.1134/S0001433820090078

Bondur V.G., Pulinets S.A., Kim G.A. Role of variations in galactic cosmic rays in tropical cyclogenesis: evidence of

- Hurricane Katrina // *Doklady Earth Sciences*. 2008. V. 422. № 7. P. 1124–1128. DOI: 10.1134/S1028334X08070283
- Bondur V.G., Chimitdorzhiev T.N., Tubanov Ts.A., Dmitriev A.V., Dagurov P.N. Analysis of the Block-fault Structure Dynamics in the Area of Earthquakes in 2008 and 2020 on the Southern Lake Baikal by the Methods of Satellite Radiointerferometry // *Doklady Earth Sciences*. 2020. V. 495. Part 2. P. 921–924
- Laperdin V.K. Meropriyatya po utilizatsii i khraneniyu lignin-soderzhashchikh promyshlennykh i zhidkikh bytovykh otkhodov v bassejne oz. Baykal (Measures for the disposal and storage of lignin-containing industrial and liquid household waste in the lake Baikal) // *Geoekologiya. Inzhenernaya geologiya, gidrogeologiya*. 2018. № 3. P. 77–85. DOI: 10.7868/S0869780318030092 (In Russian).
- Ob'yekt nakoplennogo ekologicheskogo vreda (Baykalskiy TSBK) (Accumulated environmental damage object (Baikal PPM)), 2021 (https://network.bellona.org/content/uploads/sites/4/2021/04/2021_BCBK.pdf)
- Chebykin E.P., Dambinov YU. A., Suturen A.N. Multi-element analysis of above-sludge waters in the accumulation cells of Baykalsk Pulp and Paper Mill for territory remediation strategy choosing // *Water and Ecology*. 2020. № 4(84). P. 67–80. DOI: 10.23968/2305-3488.2020.25.4.67-80
- Amani M., Ghorbanian A., Ahmadi S.A., Kakooei M., Moghimi A., Mirmazloumi S.M., Moghaddam S.H.A., Mahdavi S., Ghahremanloo M., Parsian S., Wu Q., Brisco B. Google Earth Engine Cloud Computing Platform for Remote Sensing Big Data Applications: A Comprehensive Review // *IEEE J. Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*. 2020. V. 13. P. 5326–5350. DOI: 10.1109/JSTARS.2020.3021052.
- Berardino P., Fornaro G., Lanari R., Sansosti E. A new algorithm for surface deformation monitoring based on small baseline differential SAR interferograms // *IEEE Transactions on geoscience and remote sensing*. 2002. V. 40. № 11. P. 2375–2383. doi: 10.1109/TGRS.2002.803792
- Chimitdorzhiev T.N., Dagurov P.N., Bykov M.E., Dmitriev A.V., Kirbizhekova I.I. Comparison of ALOS PALSAR interferometry and field geodetic leveling for marshy soil thaw/freeze monitoring, case study from the Baikal Lake region, Russia // *J. Applied Remote Sensing*. 2016. T. 10. № 1. C. 016006.
- Cigna F., Tapete D. Satellite InSAR survey of structurally-controlled land subsidence due to groundwater exploitation in the Aguascalientes Valley, Mexico // *Remote Sensing of Environment*. V. 254. 2021. P. 112254. DOI: 10.1016/j.rse.2020.112254
- Dagurov P.N., Chimitdorzhiev T.N., Dmitriev A.V., Dobrynin S.I. Estimation of snow water equivalent from L-band radar interferometry: simulation and experiment // *International J. Remote Sensing*. 2020. T. 41. № 24. C. 9328–9359.
- D'Aranno P.J.V., Di Benedetto A., Fiani M., Marsella M., Moriero I., Palenzuela Baena J.A. An Application of Persistent Scatterer Interferometry (PSI) Technique for Infrastructure Monitoring // *Remote Sens*. 2021. V. 13. № 6. P. 1052. DOI: 10.3390/rs13061052
- DeVriesa B., Huang C., Armston J., Huang W., Jones J.W., Lang M.W. Rapid and robust monitoring of flood events using Sentinel-1 and Landsat data on the Google Earth Engine // *Remote Sensing of Environment*. 2020. 240. 111664
- Ferretti A., Prati C., Rocca F. Permanent scatterers in SAR interferometry // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 2001. V. 39. № 1. P. 8–20. DOI: 10.1109/36.898661
- Huang Z., Zhang G., Shan X., Gong W., Zhang Y., Li Y. Co-Seismic Deformation and Fault Slip Model of the 2017 Mw 7.3 Darbandikhan, Iran–Iraq Earthquake Inferred from D-InSAR Measurements // *Remote Sens*. 2019. V. 11. № 21. P. 2521. DOI: 10.3390/rs11212521
- Gabriel A., Goldstein R., Zebker H.A. Mapping small elevation changes over large areas: Differential radar interferometry // *J. Geophys. Res*. 1989. V. 94. № B7. P. 9183–9191.
- Rosen P.A., Henseley S., Joughin I.R., Li F.K., Madsen S.N., Rodriguez E., Goldstein R. Synthetic aperture radar interferometry // *Proc. IEEE*. 2000. V. 88. № 3. P. 333–382.
- Ge P., Gokonb H., Meguroc K. A review on synthetic aperture radar-based building damage assessment in disasters // *Remote Sensing of Environment*. 2020. V. 240. 111693. DOI: 10.1016/j.rse.2020.111693
- Gorelick N., Hancher M., Dixon M., Ilyushchenko S., Thau D., Moore R. Google earth engine: Planetary-scale geospatial analysis for everyone // *Remote Sens. Environ*. 2017. V. 202. P. 18–27. DOI: 10.1109/JSTARS.2020.3021052
- Grandin R., Vallée M., Lacassin R. Rupture Process of the Mw 5.8 Pawnee, Oklahoma, Earthquake from Sentinel-1 InSAR and Seismological Data // *Seismol. Res. Lett*. 2017. V. 88. № 4. P. 994–1004. DOI: 10.1785/0220160226
- Ji L., Zhang W., Liu C., Zhu L., Xu J., Xu X. Characterizing interseismic deformation of the Xianshuihe fault, eastern Tibetan Plateau, using Sentinel-1 SAR images // *Adv. Space Res*. 2020. V. 66. № 2. P. 378–394. DOI: 10.1016/j.asr.2020.03.043
- Le Cozannet G., Kervyn M., Russo S., Ifejika Speranza C., Ferrier P., Fomelis M., Lopez T., Modaresi H. Space-Based Earth Observations for Disaster Risk Management // *Surveys in Geophysics*. 2020. V. 41. P. 1209–1235. <https://doi.org/10.1007/s10712-020-09586-5>
- Liu X., Tong X., Ding K., Zhao X., Zhu L., Zhang X.D. Measurement of Long-Term Periodic and Dynamic Deflection of the Long-Span Railway Bridge Using Microwave Interferometry // *IEEE J. Sel. Top. Appl. Earth Observ. Remote Sens*. 2015V. 8. P. 4531–4538.
- McFeeters S.K. The use of the Normalized Difference Water Index (NDWI) in the delineation of open water features // *International J. Remote Sensing*. 1996. V. 17. № 7. P. 1425–1432.
- Milillo P., Giardina G., DeJong M.J., Perissin D., Milillo G. Multi-Temporal InSAR Structural Damage Assessment: The London Crossrail Case Study // *Remote Sens*. 2018. V. 10. P. 287.
- Pawluszek-Filipiak K., Borkowski A. Integration of DInSAR and SBAS Techniques to determine mining-related deformations using sentinel-1 data: The case study of Rydułtowy mine in Poland // *Remote Sensing*. 2020. V. 12. № 2. P. 242. DOI: 10.3390/rs12020242
- Sousa J.J., Bastos L. Multi-temporal SAR interferometry reveals acceleration of bridge sinking before collapse. *Nat. Hazard. Earth Syst*. 2013. V. 13. P. 659–667.
- Tay C.W.J., Sang-HoYun, Shi Tong Chin, Alok Bhardwaj, Jungkyo Jung, Hill E.M. Rapid food and damage mapping using synthetic aperture radar in response to Typhoon Hagibis, Japan // *Scientific Data*. 2020. 7: 100. DOI: 10.1038/s41597-020-0443

МЕТОДЫ И СРЕДСТВА ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

ОЦЕНКА ЭФФЕКТИВНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ЗЕМЕЛЬ СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННОГО НАЗНАЧЕНИЯ С ПРИМЕНЕНИЕМ ГИС-ТЕХНОЛОГИЙ

© 2021 г. Е. В. Денисова*

Федеральное государственное бюджетное научное учреждение “Федеральный научный центр агроэкологии, комплексных мелиораций и защитного лесоразведения Российской академии наук”, Волгоград, Россия

**E-mail: denisov.00@mail.ru*

Поступила в редакцию 21.04.2021 г.

Геоинформационные технологии направлены на получение достоверной и качественной информации в очень сжатые сроки на территориях разного пространственного уровня от локального до глобального, при этом выбор будет обусловлен задачами исследований. Использование пространственных данных для анализа состояния земель обуславливает применение геоинформационных систем, является актуальным и востребованным в условиях интенсивного ведения сельскохозяйственного производства. Целью работы является оценка применимости ГИС-технологий для эффективного использования орошаемых и богарных земель сельскохозяйственного назначения. Применение ГИС-технологий позволило обследовать и уточнить границы пяти основных типов почв и 18 почвенных комплексов на площади 1208.5 тыс. га. 48.9% территории района засолено, а на 80% распространены солонцеватые комплексы. Уточнение наличия и использования богарной и орошаемой пашни необходимо для выявления распространения процессов деградации и пригодности угодий для дальнейшего ведения сельскохозяйственного производства. Площадь орошаемой пашни в районе исследования сократилась на 39.9% и находится в неудовлетворительном состоянии. Орошаемые пахотные угодья расположены на наиболее пригодных почвах – каштановых с солонцами каштановыми 25–50% и незначительная часть орошаемой пашни – на каштановых солонцеватых с солонцами каштановыми 25–50%. Этот аспект предполагает ведение непрерывного мониторинга за их качественным и количественным состоянием, обеспечить который могут современные геоинформационные технологии. Точность геопозиционирования космоснимков определяется характеристиками съемочной аппаратуры спутников и составляет 0.5 разрешения изображения. Сельскохозяйственные угодья обследованы на площади 62284.5 га, из которых 77.7% – богарная пашня, а 22.3% – орошаемая, определены индивидуальные характеристики каждого (угол склона, экспозиция, перепад высот и др.), что позволяет отслеживать режим использования каждого конкретного земельного участка. Новизна исследования заключается в создании локальной геоинформационной системы региональных особенностей распределения и использования орошаемых земель, выявления приоритетных направлений для ведения сельскохозяйственного производства.

Ключевые слова: ГИС, деградация, дистанционные исследования, земли сельскохозяйственного назначения, космоснимки, мониторинг, почвы, продуктивность угодий

DOI: 10.31857/S0205961421050031

ВВЕДЕНИЕ

Проблема сохранения качества земельных ресурсов, повышения устойчивости землепользования, рационального использования земель в аграрной отрасли остается наиболее острой и востребованной на современном этапе земельных преобразований. Специфические природные и социальные условия формирования земельных ресурсов на территории Волгоградской области нуждаются в детальной проработке и определении стратегии развития землепользования и землеустройства конкретной территории (Ханбабаев и др., 2015). Наличие точных и актуальных дан-

ных дистанционного зондирования дает возможность периодического обновления информации о состоянии почвенных ресурсов, плодородия, их динамики и площадей. Современные геоинформационные технологии позволяют провести количественную оценку уровня использования земель сельскохозяйственного назначения.

В настоящее время оценка природного и антропогенного воздействия, приводящего к деградации и истощению почв, количественный и качественный учет, установление режима и способа использования, является приоритетной социаль-

но-экономической и экологической задачей всего общества (Хитров и др., 2007).

Для рационального использования земель на разных территориальных уровнях необходима актуальная картографическая база данных, позволяющая проводить анализ состояния качества сельскохозяйственных угодий, дифференциацию оценки плодородия почв, выявлять зоны деградации по данным дистанционного зондирования. Дистанционные способы и геоинформационные технологии позволяют выполнить тематическое картографирование на основе мероприятий по сохранению и воспроизводству плодородия при проведении землеустройства, оценивать применяемые способы получения продукции, а также устанавливать ценность основного средства производства.

Задачами исследования являются: разработка методических особенностей применения дистанционных данных для анализа использования земель, создание локальной ГИС региональных особенностей распределения сельскохозяйственных угодий, контуров типов почв, по данным дистанционного зондирования, подготовка рекомендаций по приоритетному использованию земель сельскохозяйственного назначения.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Главными достоинствами аэроснимков, космических снимков и цифровых данных, получаемых в ходе дистанционного зондирования, является то, что они покрывают обширные и труднодоступные территории в единый момент времени, обладают разрешающей способностью соответствующей характеристикам применяемой аппаратуры, дают интегрированное изображение всех элементов земной поверхности, что позволяет определить их структуру и связи, позволяют проводить любой сезонный космический мониторинг агросистем, т.е. зафиксировать состояние объектов в разные моменты времени и проследить динамику их изменений (Ермолаев, 2017; Капралов и др., 2005; Смирнов, 2005).

Для мониторинга земельных ресурсов огромное значение имеют дистанционные методы исследований. В землеустройстве достаточно популярным является картографический мониторинг, который предназначен для слежения за процессами деградации и выбытия сельскохозяйственных угодий, а также их мелиорации (Папаскири, 2013, 2014).

Картографический мониторинг предполагает создание базовой инвентаризационной картографической документации, отражающей современное состояние и оценку сельскохозяйственных угодий, а также систематическое картографическое слежение за процессами деградации и их изменениями, обусловленными хозяйственной де-

ятельностью человека, на основе которого создаются тематические карты динамики и прогноза этих модификаций. Применение ГИС-технологий в комплексе с использованием аэрокосмических данных обеспечивает возможность выполнения анализа деградации сельскохозяйственных угодий. По результатам анализа разновременных снимков составляются картографо-математические модели процессов деградации и восстановления, которые дают возможность осуществлять ландшафтное планирование территории с учетом ее особенностей.

Анализ изображения на космоснимках базируется на законах отражения излучения объектами и использует тон изображения в качестве признаков их состояния в соответствии с морфологическими характеристиками (Виноградов, Кондратьев, 1971; Виноградов, 1984). В связи с этим дешифровочные признаки, которые могут отражать состояние сельскохозяйственных земель, должны отличаться контрастным изображением, отличающимся от окружающих объектов (Капралов и др., 2005), и иметь непосредственное взаимодействие с их состоянием. Пашня легко дешифрируется по космоснимкам, так как имеет большую площадь. Пашня, как правило, разделена на поля, отделенные друг от друга технологическими проездами или полевыми дорогами, а также лесными насаждениями. Эти поля могут быть покрыты сельскохозяйственными культурами или нет. В период, соответствующий работам по вспашке, поля не покрыты растительностью. Разрешение космоснимка для исследований пашни выбирается от 1 до 15 м. Точность геопозиционирования космоснимков определяется характеристиками съемочной аппаратуры спутников и составляет 0.5 разрешения изображения.

Для геоинформационного анализа и реализации обработки пространственных данных используется программный комплекс QGIS 3.12, распространяемый свободно. Космоснимки в настоящее время являются основным источником объективной информации (Lidin, 2018; Rawat, Kumarh, 2015; Roy, 2014) об объектах изучения. Наиболее доступными для большинства исследователей являются космоснимки со спутников "Sentinel 2", "Landsat-8" или "Landsat-7", размещенные на ГИС – сервисах для свободного использования и позволяющие проводить весь комплекс исследований, связанных с получением информации о состоянии сельскохозяйственных угодий (Egol, 2005). Карты разрабатываются на основе цифровой топографической модели по космоснимкам, соответствующим объектам исследований, в среде ГИС в виде тематических растровых, векторных и атрибутивных слоев (Amin, Fazal, 2012).

Для обработки данных космической съемки используется определенный набор программных продуктов, а именно программы создания геоинформационных систем QGIS, программы анализа полученных данных Surfer, Excel, Statistica и др., при помощи которых создаются картографические модели, таблицы статистических данных и математическое описание выявленных закономерностей.

Почвенное картографирование осуществлялось с использованием программы QGIS 3.12 методом последовательного наложения нескольких картографических слоев и растров космоснимков высокого разрешения друг на друга (Li, 2014). Работа включала в себя несколько этапов. Первый этап заключался в нанесении на космоснимок горизонталей, полученных на основе цифровой модели рельефа (по данным SRTM). Далее на полученную картосхему накладывались границы административных районов. Последующая работа заключалась в нанесении на картографическую основу тематических слоев (сельскохозяйственные угодья, рельеф, почвенные контуры, контуры полей). Данный подход учета количества и качества земельных угодий, а именно, орошаемых и богарных в отдельности, является инновационным, так как исследования с применением ГИС-технологий на территории Волгоградской области не проводились.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Объект исследований – территория Палласовского района Волгоградской области неоднородна с точки зрения дешифрирования сельскохозяйственных угодий, ландшафт представляет собой молодую морскую равнину, здесь характерна засоленность и комплексность почв. Район представляет собой территорию с относительно дренированной северо-восточной частью, где расположены каштановые и светло-каштановые почвы, местами присутствуют комплексы с солонцами каштановыми, и обширную бессточную равнину, слабонаклонную к югу. Еще одной особенностью района является образованная полоса шириной 10–20 км вокруг оз. Эльтон, которая существенно отличается по природным особенностям от остальной территории. Это круглое тектоническое куполообразное поднятие с глубоким провалом посередине, где расположено оз. Эльтон, имеющее урез воды на 15 м ниже мирового океана. Берега оз. Эльтон изрезаны оврагами. Все эти характеристики сформировались в результате природных особенностей данного района.

При дешифрировании почвенного покрова пашни важны такие показатели как цельность и раздробленность ареалов пашни, форма и площадь полей. В качестве природной особенности главенствующую роль играет рельеф: уклон тер-

ритории, степень эрозионной расчлененности территории, форма речных бассейнов (узкие, вытянутые или широкие, округлые) (Романено, 2008; Савкин, Деулина, 2011).

Для выявления региональных особенностей почвы было выполнено дешифрирование пространства почвенных разновидностей Палласовского района по характеру распространения угодий на различных типах и подтипах почв. Для этого был произведен визуальный анализ мозаики космических снимков со спутника Landsat 5TM, покрывающей всю территорию района (Мельникова, 2010).

В результате анализа космоснимков было выделено пять основных типов почв Палласовского района и 18 почвенных комплексов (рис. 1, табл. 1).

К первому типу относятся территории с преобладанием каштановых почв с солонцами каштановыми 10–50%. Такие почвы сосредоточены в северо-восточной части района, в границах Савинского, Комсомольского и Венгеловского сельских поселений. Второй тип наиболее встречающихся почвенных разновидностей – каштановые солонцеватые с солонцами каштановыми распространены в Ромашковском, Заволжском и Савинском сельских поселениях. Пахотные угодья расположены на равнинной территории, слабо изрезанной балочной сетью. Форма полей – многоугольники, с изломанными границами.

Количество типов почв на территории исследований небольшое, поэтому подробно отследить по космическим снимкам пространственные границы контуров невозможно. Специфическими задачами дешифрирования почвенного покрова является выделение прямых и косвенных признаков для проведения границ каштановых, светло-каштановых и солонцов и выделение ареалов их подтипов.

Обследованию подлежала территория площадью 1208.6 тыс. га (табл. 2). Проведенное исследование Палласовского района позволило уточнить границы и площади следующих типов и почвенных комплексов, в составе района исследования, а именно:

- каштановые с солонцами каштановыми (25–50%) – 228610.0 га;
- каштановые солонцеватые с солонцами каштановыми (25–50%) – 117743.0 га;
- солонцы каштановые с каштановыми солонцеватыми (25–50%) – 92523.0 га.

Пашня Палласовского района имеет преимущественно тяжелосуглинистый состав 72.7% и в незначительном количестве среднесуглистый – 27.1%. Согласно проведенным исследованиям (на момент 2002 г.) почти половина территории района (48.9%) засолена а на 80% распространены

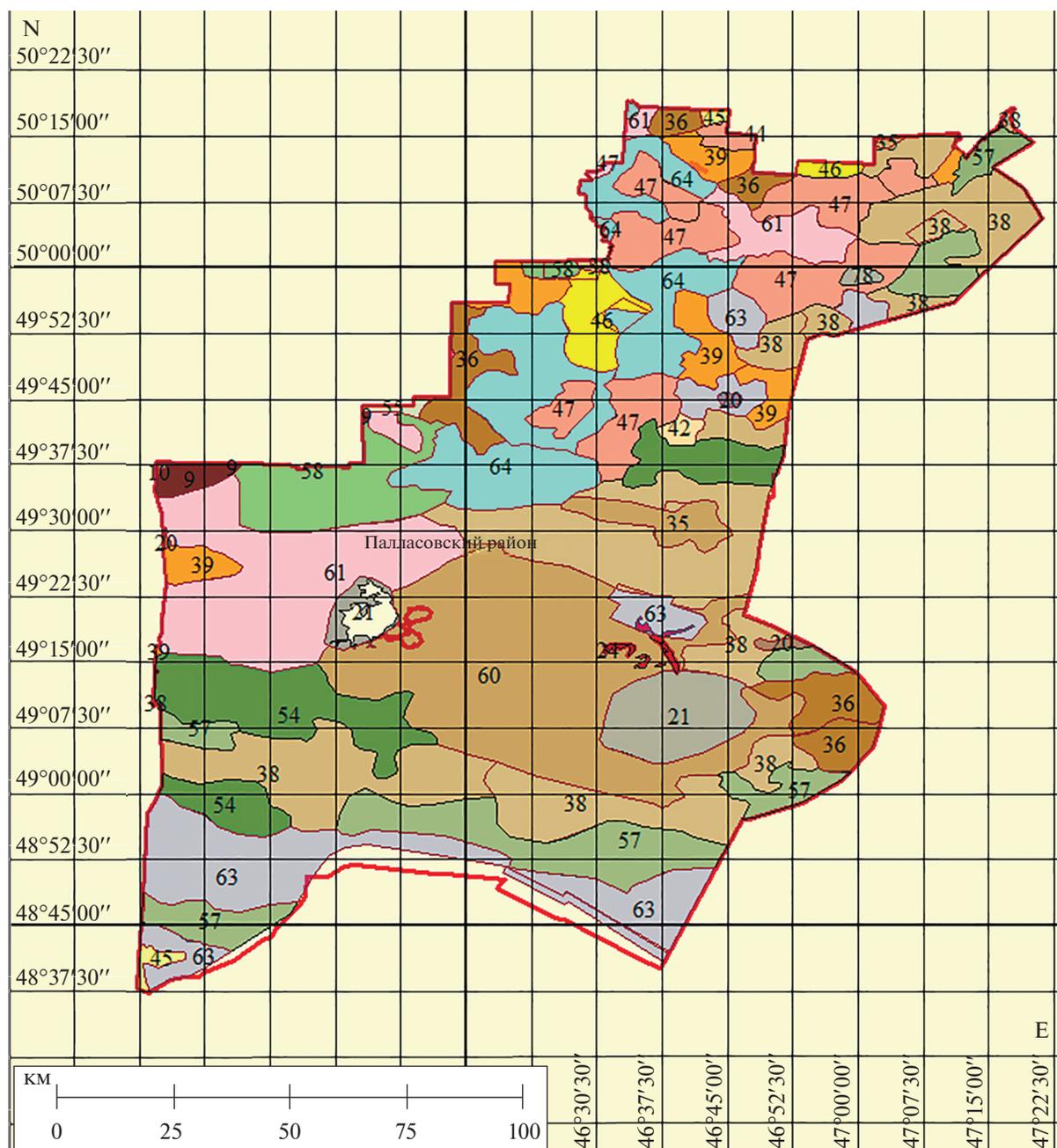


Рис. 1. Карта почвенных контуров Палласовского района.

солонцеватые комплексы. Площадь малопродуктивной пашни составляет 35.9%.

В орошаемую пашню вовлечены природно-засоленные, в т.ч. солонцеватые почвы. По данным «Волгоградмелиоводхоз» площадь орошаемой пашни в Палласовском районе с 1990 до 2014 гг. уменьшилась с 19.3 до 11.6 тыс. га. Поливные сельскохозяйственные угодья в структуре пашни сократились с 7.6 до 4.5%.

По данным Всероссийского НИИ орошаемого земледелия орошаемой пашни переведено в нео-

рошаемые земли 7.7 тыс. га или 39.9%. По степени засоления орошаемые земли распределились следующим образом – незасоленные 62%; слабозасоленные – 1.7%; средnezасоленные – 15.0%; сильнозасоленные – 4%. В целом, экологическое состояние орошаемых угодий исследуемого района можно охарактеризовать как неудовлетворительное – 41%.

Современные методы исследования территории основанные на использовании аэрокосмических методов исследований в сочетании с геоин-

Таблица 1. Легенда к космокарте почвенных разновидностей Палласовского района

№ на карте	Индекс	Название почв
9	K ₂	Каштановые
10	K ₂ ^{сн}	Каштановые солонцеватые
20	C _л ^л	Солоди луговые
21	C _к	Солончаки типичные
24	ОБ	Смытые и намывные почвы оврагов, балок и прилегающих склонов
Название комплекса почв		
35	K ₁ -C _н ^к *	Светлокаштановые с солонцами каштановыми 10–25%
36	K ₂ -C _н ^к *	Каштановые с солонцами каштановыми 10–25%
38	K ₁ -C _н ^к **	Каштановые с солонцами каштановыми 25–50%
39	K ₂ -C _н ^к **	Каштановые с солонцами каштановыми 25–50%
42	K _л -C _н ^{кл} **	Лугово-каштановые с солонцами лугово-каштановыми 25–50%
44	K ₁ ^{сн} -C _н ^к *	Светлокаштановые солонцеватые с солонцами каштановыми 10–25%
45	K ₁ ^{сн} -C _н ^к **	Светлокаштановые солонцеватые с солонцами каштановыми 25–50%
46	K ₂ ^{сн} -C _н ^к *	Каштановые солонцеватые с солонцами каштановыми 10–25%
47	K ₂ ^{сн} -C _н ^к **	Каштановые солонцеватые с солонцами каштановыми 25–50%
54	C _н ^к -K ₁ *	Солонцы каштановые с светлокаштановыми 10–25%
55	C _н ^к -K ₂ *	Солонцы каштановые с каштановыми 10–25%
57	C _н ^к -K ₁ **	Солонцы каштановые с светлокаштановыми 25–50%
58	C _н ^к -K ₂ **	Солонцы каштановые с каштановыми 25–50%
60	C _н ^к -K ₁ ^{сн} *	Солонцы каштановые с светлокаштановыми солонцеватыми 10–25%
61	C _н ^к -K ₂ ^{сн} *	Солонцы каштановые с каштановыми солонцеватыми 10–25%
63	C _н ^к -K ₁ ^{сн} **	Солонцы каштановые с светлокаштановыми солонцеватыми 25–50%
64	C _н ^к -K ₂ ^{сн} **	Солонцы каштановые с каштановыми солонцеватыми 25–50%
78	K _л ^{сн} -C _н ^{кл} *	Лугово-каштановые солонцеватые с солонцами лугово-каштановыми 10–25%

формационными технологиями и компьютерным моделированием, позволяют с высокой точностью определить характер угодья, его использование, присущие только ему характеристики (уклон, рельеф, тип почв и др.), распространение процессов эрозии, защищенность лесными полосам, а также четкие границы и площадь (Денисова, 2019).

Территория Савинского муниципального образования была выбрана для дальнейшего исследования не случайно. Поселение имеет наибольшую площадь по сравнению с другими поселениями, УПКСЗ выше среднерайонного, а балл бонитета – 48, свидетельствует о необходимости проведения мероприятий по повышению почвенного плодородия. Преобладающими видами

почв являются каштановые почвы с солонцами каштановыми 10–50% и каштановые солонцеватые с солонцами каштановыми (Воробьев, 2006).

На территории сельского поселения наиболее распространены земли сельскохозяйственного назначения – 96.2%, земли населенных пунктов, запаса и водного фонда занимают оставшиеся 3.8%.

Характер и интенсивность использования сельскохозяйственных угодий, а также их пригодность в границы Савинского сельского поселения были оценены с помощью геоинформационных методов исследования.

Таблица 2. Определение площадей почв и комплексов Палласовского района

Обозначение на карте	Название почв	Кол-во участков	Площадь, га
9	Каштановые	3	5683.6
10	Каштановые солонцеватые	1	527.5
20	Солоди луговые	3	2624.2
21	Солончаки типичные	2	36702.9
24	Смытые и намытые почвы оврагов, балок и прилегающих склонов	4	1979.4
35	Светлокаштановые с солонцами каштановыми 10–25%	2	13863.0
36	Каштановые с солонцами каштановыми 10–25%	5	45324.9
38	Каштановые с солонцами каштановыми 25–50%	20	229077.6
39	Каштановые с солонцами каштановыми 25–50%	12	39892.79
42	Лугово-каштановые с солонцами лугово-каштановыми 25–50%	1	2801.1
44	Светлокаштановые солонцеватые с солонцами каштановыми 10–25%	2	29.96
45	Светлокаштановые солонцеватые с солонцами каштановыми 25–50%	2	3548.6
46	Каштановые солонцеватые с солонцами каштановыми 10–25%	5	17584.1
47	Каштановые солонцеватые с солонцами каштановыми 25–50%	9	88937.2
54	Солонцы каштановые с светлокаштановыми 10–25%	3	78087.0
55	Солонцы каштановые с каштановыми 10–25%	1	1671.6
57	Солонцы каштановые с светлокаштановыми 25–50%	7	97459.5
58	Солонцы каштановые с каштановыми 25–50%	3	41341.7
60	Солонцы каштановые с светлокаштановыми солонцеватыми 10–25%	1	168646.0
61	Солонцы каштановые с каштановыми солонцеватыми 10–25%	6	111734.6
63	Солонцы каштановые с светлокаштановыми солонцеватыми 25–50%	7	111622.1
64	Солонцы каштановые с каштановыми солонцеватыми 25–50%	7	107743.5
78	Лугово-каштановые солонцеватые с солонцами лугово-каштановыми 10–25%	1	1679.2
	Итого	107	1208562

Необходимость применения геоинформационных технологий в области управления земельными ресурсами вызвана современными потребностями в точных землеустроительных работах, связанных с реорганизацией землевладений и землепользований, отводом земельных участков и активизацией земельного оборота. Такие технологии повышают значимость, качество и сроки проведения работ, позволяют формировать четкое представление о состоянии земельного фонда, его составе и отслеживать динамику, намечать комплекс мероприятий по предотвращению развития процессов деградации для каждой конкретной территории (Денисова, 2021; Малочкин, 2019).

Пахотные угодья расположены на равнинной территории, слабо изрезанной балочной сетью. Форма полей – многоугольники, с изломанными границами. Уточненная площадь муниципального образования составила 70383 га.

По результатам геоинформационной оценки территории с использованием космоснимков были уточнены границы и площади используемой пашни – богарной и орошаемой, а также определены индивидуальные характеристики каждого (угол склона, экспозиция, перепад высот и др.).

Общая площадь обследования составила 62284.5 га, из которых 48388.4 га – это богарная пашня, а 13896.1 га – орошаемая пашня. Количество богарных участков пашни – 277, средний размер контура – 195.5 га, минимальная площадь – 1.2 (П26), максимальная – 622.9 га (П222). Количество орошаемых участков пашни – 171, средний размер контура – 81.3 га, максимальная площадь орошаемой пашни – 391.0 га (ПО2), минимальная – 0.7 га (ПО79). Максимальный перепад высот всему полигону исследования – 19 м. Максимальный угол склона 4° уточнен в границах богарного участка пашни (П36), который имеет площадь 184.8 га, максимальную отметку высот – 52 м и перепад – 10 м (рис. 2).

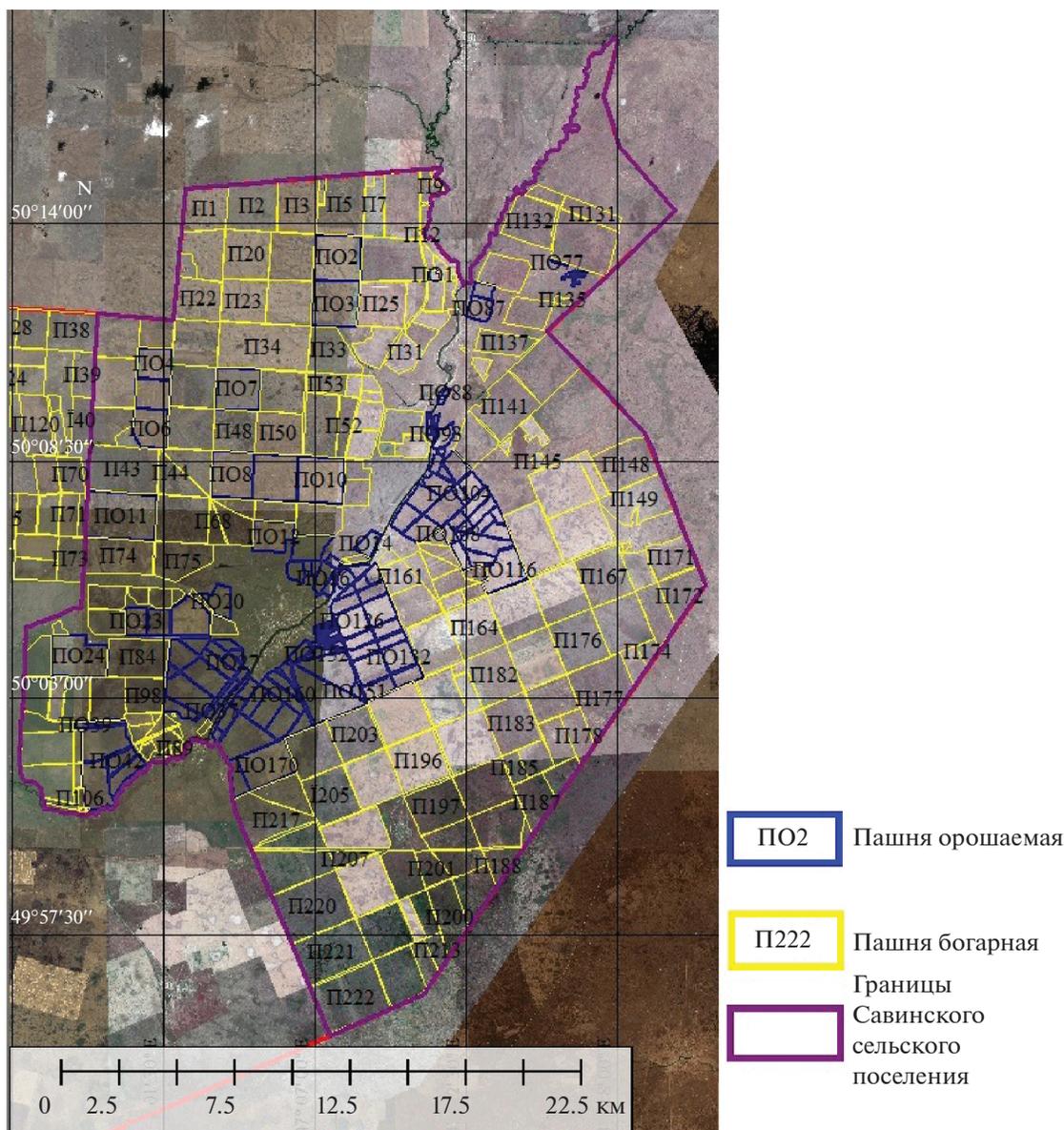


Рис. 2. Картограмма распределения земельных угодий Савинского сельского поселения.

Составленная почвенная карта Савинского сельского поселения показывает основные почвенные разновидности и отражает качественное состояние пахотных угодий, а также их пригодность к сельскохозяйственному использованию.

Орошаемые пахотные угодья расположены на наиболее пригодных почвах – каштановых с солонцами каштановыми 25–50% и незначительная часть орошаемой пашни – на каштановых солонцеватых с солонцами каштановыми 25–50%. Первый тип почв более благоприятен для орошения в данной природной зоне.

Богарная пашня получила распространение на всех почвенных разновидностях и некоторые участки пашни находятся в плачевном состоянии, что свидетельствует об их истощении, деградации и нерациональном использовании.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Дистанционные методы исследований сельскохозяйственных угодий в совокупности с геоинформационными технологиями дают возможность определить не только пространственное расположение участков, предназначенных для ведения сельскохозяйственного производства, но

и установить характер, уровень и особенности их использования.

Результаты исследования на примере Палласовского района подтверждают необходимость использования дистанционных данных для анализа состояния земель, выявления используемых и залежных земель, дифференциации орошаемых и богарных.

Создание локальной геоинформационной системы региональных особенностей распределения сельскохозяйственных угодий, базирующееся на земельно-оценочном, агроклиматическом, агроландшафтном районировании, направлено на актуализацию распространения, и течения процессов деградации, применения ресурсосберегающих технологий и разработки комплекса мероприятий по эффективному использованию сельскохозяйственного потенциала региона.

Эффективность использования сельскохозяйственных угодий является первостепенной задачей современного общества. Рациональное потребление, сохранение почвенного плодородия и повышение биологической продуктивности почв должно опираться на современные методы исследования, которые позволяют в максимально короткие сроки выявить происходящие изменения и предусмотреть комплекс мероприятий для предотвращения развития негативных процессов и восстановления угодий.

Определение качества угодий, их пригодность к сельскохозяйственному использованию является приоритетной задачей современного общества. Уточнение почвенных разновидностей является необходимым для составления экономических прогнозов, планирования природоохранных мероприятий, а также разработки схем использования сельскохозяйственных угодий. Использование геоинформационных технологий дает такую возможность и решает важнейшую оптимальную задачу сохранения и воспроизводства агроландшафтов (Denisova Silova, 2019).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Виноградов Б.В.* Аэрокосмический мониторинг экосистем. М.: Наука, 1984. 320 с.
- Виноградов Б.В., Кондратьев Б.Я.* Космические методы землеведения. Л.: Гидрометеиздат, 1971. 280 с.
- Воробьев А.В.* Земельные ресурсы Волгоградской области и их оценка. ООО “Издательство Волгоград”, 2006. 44 с.
- Денисова Е.В.* Применение геоинформационных технологий для анализа состояния земель сельскохозяйственного назначения // Астраханский вестник экологического образования. 2019. № 4. С. 33–39.
- Денисова Е.В.* Геоинформационный анализ компонентов агроландшафта для целей землеустройства, кадастра и мониторинга орошаемых земель. Геодезия и картография, 2021. № 1. С. 56–64. <https://doi.org/10.22389/0016-7126-2021-967-1-56-64>
- Ермолаев О.П.* Геоинформационное картографирование эрозии почв в регионе среднего Поволжья // Почвоведение. 2017. № 1. С. 130–144.
- Капралов Е.Г., Кошкарев А.В., Тикунов В.С.* Геоинформатика / под ред. В.С. Тиконова. М.: Издательский центр “Академия”, 2005. 480 с.
- Малочкин В.Ю.* Разработка методики проведения инвентаризации земель сельскохозяйственного назначения посредством ГИС // Международный сельскохозяйственный журнал, 2019. № 2(368). С. 17–21.
- Мельникова Е.Б.* Аэрокосмический мониторинг нарушенных сельскохозяйственных земель // Изв. вузов “Геодезия и аэрофотосъемка”. 2010. № 2. С. 75–78.
- Папаскири Т.В.* Информационное обеспечение землеустройства. М.: Изд-во ГУЗ, 2013. 160 с. ISBN 978-5-905742-56-9.
- Папаскири Т.В.* Разработка Федеральной Целевой Программы “По созданию системы автоматизированного землеустроительного проектирования (САЗПР) и пакета прикладных программ (ППП) на выполнение первоочередных видов землеустроительных и смежных работ на территорию Российской Федерации” // Землеустройство, кадастр и мониторинг земель. 2014. № 4. С. 14–25.
- Романенко Г.А.* Проблемы деградации и восстановления продуктивности земель сельскохозяйственного назначения в России / под ред. А.В. Гордеева, Г.А. Романенко. М.: Росинформагротех, 2008. 67 с.
- Савкин В.И., Деулина А.В.* Оценка эффективности использования земель сельскохозяйственного назначения // Вестник Орел ГАУ, 2011. № 5(32). С. 27–32.
- Смирнов Л.Е.* Аэрокосмические методы географических исследований. Санкт-Петербург: Изд-во С.-Петербургского ун-та, 2005. 348 с.
- Ханбабаев Т.Г., Догеев Г.Д., Велибекова Л.А.* Оценка эффективности использования земель сельскохозяйственного назначения // Международный научно-исследовательский журнал. 2015. № 9(40). С. 70–73.
- Хитров Н.Б., Иванов А.Л., Завалин А.А., Кузнецов М.С.* Проблемы деградации, охраны и пути восстановления продуктивности земель сельскохозяйственного назначения // Вестник ОрелГАУ. 2007. № 6. С. 29–32.
- Amin A., Fazal S.* Quantification of Land Transformation Using Remote Sensing and GIS Techniques // American J. Geographic Information System. 2012. V. 1. № 2. P. 17–28.
- Denisova E.V., Silova V.A.* The current state analysis of the agro-forest landscape components based on the geoinformational systems usage. IOP Conference Series: Earth and Environmental Science, 2019. С. 052062.
- Erol H., Akdeniz F. A.* Per-field classification method based on mixture distribution models and an application to Landsat Thematic Mapper data // Int. J. Remote Sens. 2005. № 26. P. 1229–1244.
- Lidin K.L., Meerovich M.G., Bulgakova E.A., Vershinin V.V., Papaskiri T.V.* Applying the theory of informational flows in urbanism for a practical experiment in architecture and land use // Espacios. 2018. V. 39. № 1. 12 p.
- Li X., Liu X., Yu L.* Aggregative model-based classifier ensemble for improving land-use/cover classification of

Landsat TM Images // *Int. J. Remote Sens.* 2014. № 35. P. 1481–1495.

Rawat J.S., Kumar Manish. Monitoring land use/cover change using remote sensing and GIS techniques: A case study of Hawalbagh block, district Almora, Uttarakhand,

India // *The Egyptian Journ. of Remote Sensing and Space Science.* 2015. V. 18. Is. 1. P. 77–84.

Roy D.P., Wulder M.A., Loveland T.R. Landsat-8: Science and product vision for terrestrial global change research // *Remote Sensing of Environment.* 2014. № 145. P. 154–172.

Assessment of the Efficiency of Agricultural Land Use Using GIS Technologies

E. V. Denisova

Federal State Budget Scientific Institution “Federal Scientific Centre of agroecology, complex melioration and protective afforestation of the Russian Academy of Sciences”, Volgograd, Russia

Geoinformation technologies are aimed at obtaining reliable and high-quality information in a short time in the territories of different spatial levels from the local to the global one, and the choice of the applied technology will be determined by the objectives of the research. The application of spatial data for land analysis leading to the use of geoinformation systems is relevant and in demand in the conditions of high farming. The purpose of the research is to assess the applicability of GIS technologies for the effective use of irrigated and non-irrigated agricultural land. The application of GIS technologies made it possible to examine and clarify the boundaries of five main soil types and 18 soil-cover complexes on an area of 1208.5 thousand hectares. 48.9% of the territory of the district is salted and 80% is salt complexes. Clarification of availability and use of irrigated and non-irrigated agricultural land is necessary to identify the spread of degradation processes and the suitability of land for further agricultural production. The area of irrigated land in the study area decreased by 39.9% and it is in a bad condition. Irrigated land is located on the most suitable soils – chestnut with chestnut-solonetz soils 25–50% and a small part of irrigated land is located on chestnut-solonetz soils with chestnut solonetz 25–50%. This research involves continuous monitoring of land quality and quantity, which can be provided by modern geoinformation technologies. The accuracy of space images geolocation is determined by the characteristics of satellite survey equipments and it amounts to 0.5 image resolution. The agricultural land is surveyed on an area of 62284.5 hectares, of which 77.7% is non-irrigated land, and 22.3% is irrigated one, individual characteristics of each plot are determined (slope angle, layout, height difference, etc.), which allow tracking the land use regime of each specific land plot. The study is novel in that it makes possible to create a local geographic information system for regional features of the distribution and use of irrigated land and the identification of priority areas for agricultural production.

Keywords: GIS, degradation, remote studies, agricultural land, satellite images, monitoring, soils, land productivity

REFERENCES

Amin A., Fazal S. Quantification of Land Transformation Using Remote Sensing and GIS Techniques // *American Journ of Geographic Information System.* 2012. V. 1. № 2. P. 17–28.

Denisova E.V. Geoinformacionnyj analiz komponentov agrolandshafta dlya celej zemleustrojstva, kadastra i monitoringa oroshaemyh zemel' [Geoinformation analysis of agricultural landscape components for land management, cadastre and monitoring of irrigated land] // *Geodesy and cartography.* 2021. № 1. P. 56–64. DOI: 10.22389/0016-7126-2021-967-1-56-64 (In Russian).

Denisova E.V. Primenenie geoinformacionnyh tekhnologij dlya analiza sostoyaniya zemel' sel'skohozyajstvennogo naznacheniya [Application of geoinformation technologies for the analysis of the state of agricultural land] // *Astrakhan Bulletin of Environmental Education.* 2019. № 4. P. 33–39 (In Russian).

Denisova E.V., Silova V.A. The current state analysis of the agro-forest landscape components based on the geoinformational systems usage // *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science.* 2019. P. 052062.

Ermolaev O.P. Geoinformacionnoe kartografirovaniye erozii pochv v regione srednego Povolzh'ya [Geoinformation

mapping of soil erosion in the Middle Volga region] // *Soil Science.* 2017. № 1. P. 130–144 (In Russian).

Erol H., Akdeniz F.A. Per-field classification method based on mixture distribution models and an application to Landsat Thematic Mapper data // *Int. J. Remote Sens.* 2005. № 26. P. 1229–1244.

Hanbabaev T.G., Dogeev G.D., Velibekova L.A. Ocenka effektivnosti ispol'zovaniya zemel' sel'skohozyajstvennogo naznacheniya [Evaluation of the efficiency of agricultural land use] // *International Research J.* 2015. V. 40. № 9. P. 70–73 (In Russian).

Hitrov N.B., Ivanov A.L., Zavalin A.A., Kuznecov M.S. Problemy degradacii, ohrany i puti vosstanovleniya produktivnosti zemel' sel'skohozyajstvennogo naznacheniya [Problems of degradation, protection and ways to restore the productivity of agricultural land] // *OrelGAU Bulletin.* 2007. № 6. P. 29–32 (In Russian).

Kapralov E.G., Koshkarev A.V., Tikunov V.S. Geoinformatika [Geoinformatics], Moscow: Publishing Center “Academy”, 2005, 480 p. (In Russian).

Lidin K.L., Meerovich M.G., Bulgakova E.A., Vershinin V.V., Papaskiri T.V. Applying the theory of informational flows in urbanism for a practical experiment in architecture and land use // *Espacios.* 2018. V. 39. № 1. 12 p.

- Li X., Liu X., Yu L.* Aggregative model-based classifier ensemble for improving land-use/cover classification of Landsat TM Images // *Int. J. Remote Sens.* 2014. № 35. P. 1481–1495.
- Malochkin V.Yu.* Razrabotka metodiki provedeniya inventarizacii zemel' sel'skohozyajstvennogo naznacheniya posredstvom GIS [Development of a methodology for conducting an inventory of agricultural land by means of GIS] // *International Agricultural Journal.* 2019. V. 368. № 2. P. 17–21 (In Russian).
- Mel'nikova E.B.* Aerokosmicheskij monitoring narushennyh sel'skohozyajstvennyh zemel' [Aerospace monitoring of disturbed agricultural land] // *Izv. vuzov "Geodesy and aerial photography".* 2010. V. 2. P. 75–78 (In Russian).
- Papaskiri T.V.* Informacionnoe obespechenie zemleustrojstva [Information support of land management], Moscow: GUZ Publishing House, 2013, 160 p. (In Russian).
- Papaskiri T.V.* Razrabotka Federal'noj Celevoj Programmy "Po sozdaniyu sistemy avtomatizirovannogo zemleustroitel'nogo proektirovaniya (SAZPR) i paketa prikladnyh programm (PPP) na vypolnenie pervoocherednyh vidov zemleustroitel'nyh i smezhnyh rabot na territoriyu Rossijskoj Federacii" [Development of the Federal Target Program "On creation of the system of the automated land management design (SAZPR) and the package of the applied programs (SPP) for performance of the priority types of land management and related works on the territory of the Russian Federation"] // *Land management, cadastre and land monitoring.* 2014. № 4. P. 14–25 (In Russian).
- Rawat J.S., Kumar Manish.* Monitoring land use/cover change using remote sensing and GIS techniques: A case study of Hawalbagh block, district Almorah, Uttarakhand, India // *The Egyptian Journ. of Remote Sensing and Space Science.* 2015. V. 18. Is. 1. P. 77–84.
- Romanenko G.A.* Problemy degradacii i vosstanovleniya produktivnosti zemel' sel'skohozyajstvennogo naznacheniya v Rossii [Problems of degradation and restoration of agricultural land productivity in Russia], Moscow: Rosinformagrotech, 2008, 67 p. (In Russian).
- Roy D.P., Wulder M.A., Loveland T.R.* Landsat-8: Science and product vision for terrestrial global change research // *Remote Sensing of Environment.* 2014. № 145. P. 154–172.
- Savkin V.I., Deulina A.V.* Ocenka effektivnosti ispol'zovaniya zemel' sel'skohozyajstvennogo naznacheniya [Evaluation of the efficiency of agricultural land use] // *Bulletin of the Eagle GAU.* 2011. V. 32. № 5. P. 27–32 (In Russian).
- Smirnov L.E.* Aerokosmicheskie metody geograficheskikh issledovanij [Aerospace methods of geographical research], St. Petersburg: Publishing House of the St. Petersburg University, 2005. 348 p. (In Russian).
- Vinogradov B.V.* Aerokosmicheskij monitoring ekosistem [Aerospace ecosystem monitoring]. Moscow: The science, 1984, 320 p. (In Russian).
- Vinogradov B.V., Kondrat'ev B.YA.* Kosmicheskie metody zemlevedeniya [Space methods of earth science]. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1971, 280 p. (In Russian).
- Vorob'ev A.V.* Zemel'nye resursy Volgogradskoj oblasti i ih ocenka [Land resources of the Volgograd region and their assessment]. Volgograd Publishing House, 2006, 44 p. (In Russian).

МЕТОДЫ И СРЕДСТВА ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

МЕТОДИКА ФОТОГРАММЕТРИЧЕСКОЙ ОЦЕНКИ АЛЬБЕДО СНЕЖНО-ЛЕДОВЫХ ПОВЕРХНОСТЕЙ

© 2021 г. Д. М. Журавский^а, Б. В. Иванов^{а, б, *}

^аГосударственный научный центр «Арктические и антарктический научно-исследовательский институт»,
Санкт-Петербург, Россия

^бСанкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

*E-mail: b_ivanov@aari.ru

Поступила в редакцию 05.05.2021 г.

В статье рассматриваются новые направления совершенствования оригинальной методики оценки альbedo снежно-ледовых поверхностей, использующей данные наземных измерений приходящей солнечной радиации, фотограмметрическую информацию и метаданные параметров съемки (Журавский и др., 2018). Первая версия методики была использована для оценки альbedo естественных и искусственных снежно-ледовых поверхностей (припай, зона ледниковых трещин, взлетно-посадочная полоса ледового аэродрома) в районе российской антарктической станции «Прогресс» (Журавский и др., 2019). Однако применение методики для оценки альbedo в условиях повышенной изменчивости условий освещенности поверхности и при ограниченности исходных данных не всегда возможно. Новая методика позволяет более корректно оценивать альbedo в экстремальных условиях.

Ключевые слова: дистанционные методы, альbedo, солнечная радиация, экспонометрия, фотограмметрия

DOI: 10.31857/S0205961421050110

ВВЕДЕНИЕ

Альbedo подстилающей поверхности – безразмерная величина, характеризующая ее диффузную отражательную способность (Российский Гидрометеорологический энциклопедический словарь, 2008). Эта величина необходима при вычислении энергетического баланса поверхности и моделировании процессов энергомассообмена в полярных широтах. На сегодняшний день, не смотря на усовершенствование актинометрических датчиков, сбор данных об этой величине выполняется в основном при помощи стандартных методов, описанных в соответствующих Руководствах и Наставлениях Росгидромета. Имеются в виду так называемые “ground true measurements” (стационарные наблюдения на метеорологических станциях, площадных и профильных маршрутах). Развитие методов дистанционного зондирования поверхности с помощью искусственных спутников Земли (ИСЗ) позволяет получать данные об этой величине, но сильно зависит от сочетания благоприятных погодных условий и местоположения ИСЗ, а также предоставляет данные ограниченного пространственного разрешения (Бондур, 2014; Бондур, Воробьев, 2015). По этой причине развитие оригинальных методик оценки альbedo, позволяющих быстро получать большое

количество данных с высоким пространственным разрешением, представляется важной задачей. В работе (Журавский и др., 2018) был предложен способ оценки фотограмметрических данных, позволивший получить значения альbedo поверхности льда Онежского озера, исходя из данных о приходящей солнечной радиации, характеристик фотооборудования, параметрической информации съемки и характеристик получаемого изображения. При этом было показано, что для получения оценок альbedo возможно применение даже простых фоторегистрирующих устройств. В 2018 г. в ГНЦ РФ «АНИИ» был изготовлен опытный образец портативного измерительного комплекса для проведения полевых измерений. Выполненные с помощью БПЛА натурные эксперименты в районе российской антарктической станции «Прогресс» (Журавский и др., 2019) позволили уточнить требования к технической составляющей методики. В первую очередь к проблеме, связанной с ограниченностью технических возможностей простых фоторегистрирующих устройств, и выявить возможные направления для ее усовершенствования. В первую очередь это относится к проблеме получения корректных оценок величин альbedo при ограниченном количестве исходных данных и нерегулярных изменениях условий

освещенности (изменчивость приходящей солнечной радиации) в широком диапазоне.

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ МЕТОДИКИ

Теоретические основы методики базируются на современных способах оценки экспонетрии и зависимости параметров съемки и яркости снимаемого объекта (снежно-ледовой поверхности) – или, обобщенно, снимаемой сцены (Ильинский, 1998; http://www.iso.org/iso/ru/home/store/catalogue_tc/catalogue_detail.htm?csnumber=37777; http://www.iso.org/iso/ru/home/store/catalogue_ics/catalogue_detail_ics.htm?csnumber=21020). Для расчета альbedo (A) мы используем уравнение множественной регрессии:

$$A = \alpha L + \beta Q + \gamma, \quad (1)$$

где L – исчисленная яркость снимаемой поверхности; Q – приходящая солнечная радиация; α , β , γ – эмпирические коэффициенты. Более подробное преобразование (вид) этого уравнения уже обсуждалось в работе (Журавский и др., 2018).

Предложенный нами подход (методика) связывает рассчитываемую зависимую переменную A с рядом независимых переменных, данные о которых известны из измерений или полученных путем вычислений. “Уязвимость” методики заключается в том, что величины Q и L (последняя косвенно характеризует отраженную радиацию), которые могут изменяться кратно, связаны простым математическим действием сложения (см. формулу 1) и это, как мы продемонстрируем ниже, может негативно сказываться на точности вычислений. Эта неопределенность может проявляться в условиях построения уравнения множественной регрессии на основании выборки с невысокой изменчивостью величин Q и A , при последующих наблюдениях в других условиях освещенности. Таким образом, исходные данные (параметры фоторегистрирующего оборудования и данные о приходящей и отраженной радиации), лежащие в основе вывода коэффициентов уравнения множественной регрессии, являются важнейшими составляющими предлагаемого нами решения. Смоделируем ситуацию, при которой условия освещенности изменяются существенно, а характеристики подстилающей поверхности остаются неизменными. Именно такие условия сопутствовали нашим экспериментам на льду Онежского озера в марте 2016 г. Подстилающая поверхность была представлена ровным льдом толщиной порядка 50 см. Снежный покров полностью стаял. Измерения Q и отраженной солнечной радиации (R), а также фотосъемка референтных участков подстилающей поверхности с помощью фотографического оборудования (камеры смартфона iPhone) и последующий расчет A согласно разработанной методике, были выпол-

нены с дискретностью равной 5 м на полигоне 30×30 м (49 точек). Указанная выборка данных была получена в течение короткого промежутка времени – менее одного часа. Естественно, столь короткий интервал получения исходных данных не позволяет выявить возможные ошибки методики расчетов, возникающие при существенных изменениях во времени условий освещенности. Таким образом небольшая длина выборки (49 членов ряда) и малая изменчивость Q делает полученный массив данных идеальной тестовой основой для оценки возможных ошибок методики.

Измерения Q и R производились малоинерционными пиранометрами LQ-192SA (США) в диапазоне фотосинтетической активной радиации (ФАР) равном 400–700 нм. Этот диапазон практически соответствовал видимому диапазону, в котором работало упомянутое выше фоторегистрирующее устройство. Наблюдения выполнялись в истинный полдень, при максимальной высоте Солнца над горизонтом (около 25°).

На основании полученных данных о Q и R были рассчитаны величины альbedo ($A = R/Q$) для контрольных точек (“*in situ*”). В совокупности с нормированными величинами исчисленной яркости это позволило рассчитать коэффициенты уравнения множественной регрессии (1). В нашем случае их величины составили: $\alpha = 0.0046$; $\beta = -0.0706$; $\gamma = 29.50$, а уравнение регрессии приобрело следующий вид:

$$A = 0.0046L - 0.0706Q + 29.50. \quad (2)$$

С помощью полученного уравнения, используя измеренные величины Q и параметры фотоснимков, были рассчитаны значения альbedo для всех точек полигона.

Для иллюстрации возможного влияния изменений условий освещенности рассмотрим два случая, когда Q изменяется в 0.75 и 1.25 раза. Помимо этого, будем оставаться в ситуации, когда отражательная способность подстилающей поверхности остается неизменной (условия эксперимента на льду Онежского озера). В этом случае величина A останется неизменной как для оригинального, так и искусственно измененных рядов данных. Это означает, что R изменяется пропорционально Q . Также примем, что изменение яркости L подстилающей поверхности эквивалентно изменению R . Результаты представлены на рис. 1.

Коэффициент корреляции между рядами величин A , полученных стандартным (“*in situ*”) и оригинальным (по формуле 3) методами, составляет 0.97 (стандартное отклонение оценки и коэффициент детерминации равны 1.03 и 0.94 соответственно). Среднее квадратическое отклонение (СКО) для рядов с освещенностью, измененной в 0.75 и 1.25 раз равно 3.2 и 3.1 соответственно. Из-

менение (увеличение) величин СКО указывает на существенное ухудшение точности расчетов при использовании уравнения (3) в условиях изменения условий освещения.

Проведенные расчеты дают наглядное представление о “слабом месте” методики, при этом ошибка расчетов будет тем больше, чем сильнее изменятся условия освещенности. Это является основанием для поиска усовершенствования разработанной методики.

УСОВЕРШЕНСТВОВАНИЕ МЕТОДИКИ

Очевидным усовершенствованием предложенной методики представляется приведение уравнения (1) для расчета альбедо (A) к виду, позволяющему учитывать изменение условий освещенности и соответствующее ему эквивалентное изменение яркости снимаемой сцены. Фактически эта идея присутствует в канонической формуле расчета альбедо поверхности:

$$A = \frac{R}{Q}. \quad (3)$$

Поскольку с помощью фотограмметрического оборудования мы определяем значение яркости снимаемой поверхности (L), попробуем рассчитать величину отраженной радиации R , связав ее с параметрами экспонометрии через независимую, в нашем случае, переменную L :

$$R = \varepsilon L + \zeta, \quad (4)$$

где ε, ζ – это эмпирические коэффициенты.

В этом случае уравнение (3) приобретает следующий вид:

$$A = \frac{R}{Q} = \frac{\varepsilon L + \zeta}{Q}. \quad (5)$$

Однако наличие свободного члена ζ , не изменяющегося кратно изменению освещенности в числителе уравнения (5) не позволяет учитывать ошибки расчетов, связанные с изменениями условий освещенности. Вклад этого коэффициента в расчет будет тем весомее, чем сильнее понижается освещенность. При изменении освещенности и пропорциональном изменении L , коэффициент ζ остается неизменным, а значит, при увеличении освещенности его влияние на величину числителя дроби сильнее, а при уменьшении освещенности – слабее. Для демонстрации этого факта произведем следующие расчеты. Используя имеющийся ряд данных (тестовый), мы оценили значения коэффициентов ε, ζ для условий эксперимента на льду Онежского озера в марте 2017 г. и получили уравнение линейной регрессии (4), описывающее зависимость R от L .

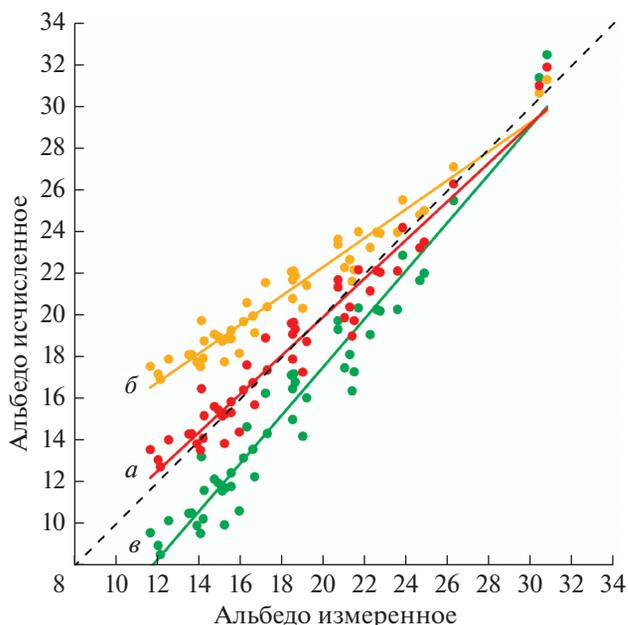


Рис. 1. Соотношение величин альбедо, измеренных “in situ” и исчисленных по разработанной методике (а), при уменьшении освещенности в 0.75 раза (б), при увеличении освещенности в 1.25 раза (в).

Подставив полученную зависимость в уравнение (5), имеем для расчета A следующее уравнение:

$$A = \frac{0.0123L + 28.09}{Q}. \quad (6)$$

При этом коэффициент корреляции для уравнения регрессии (6), описывающего зависимость A от L , составляет 0.97, коэффициент детерминации и стандартная ошибка равны 0.94 и 2.8 соответственно. Однако изменение условий освещенности по-прежнему оказывает существенное влияние на точность расчетов, и вклад ζ становится заметнее при ее уменьшении. Количественно это выражается в изменении СКО до величин 3.62 и 2.51 для рядов с изменением освещенности в 0.75 и 1.25 раза соответственно. Результаты представлены на рис. 2.

Другая очевидная возможность устранить влияние изменчивости условий освещенности на точность вычислений A заключается в построении такого регрессионного соотношения, в котором L и Q (величины, в действительности характеризующие яркость снимаемой сцены и освещенность) будут объединены дробным соотношением (являться числителем и знаменателем дроби). В этом случае при изменении освещенности (суммарной радиации Q), яркость снимаемой сцены (L) будет изменяться в кратном соотношении. В этом случае регрессионное соотношение, связывающее A с одной стороны с

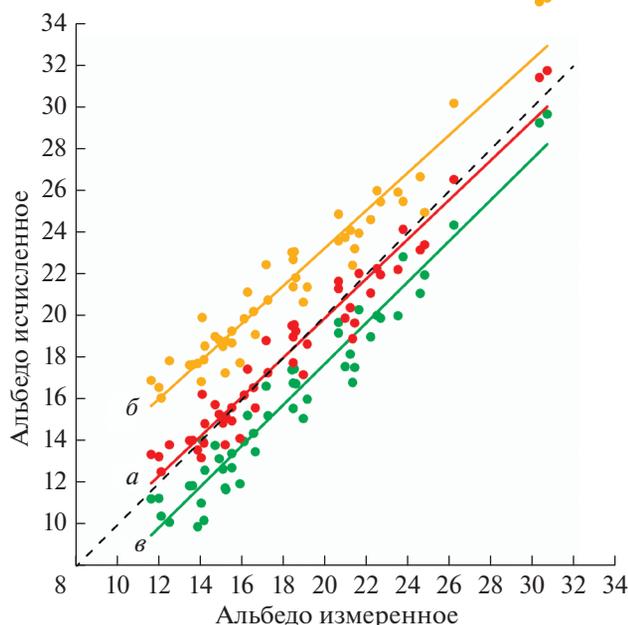


Рис. 2. Соотношение величин альbedo, измеренных “*in situ*” и рассчитанных по усовершенствованной методике (а), при уменьшении освещенности в 0.75 раза (б), при увеличении освещенности в 1.25 раза (в).

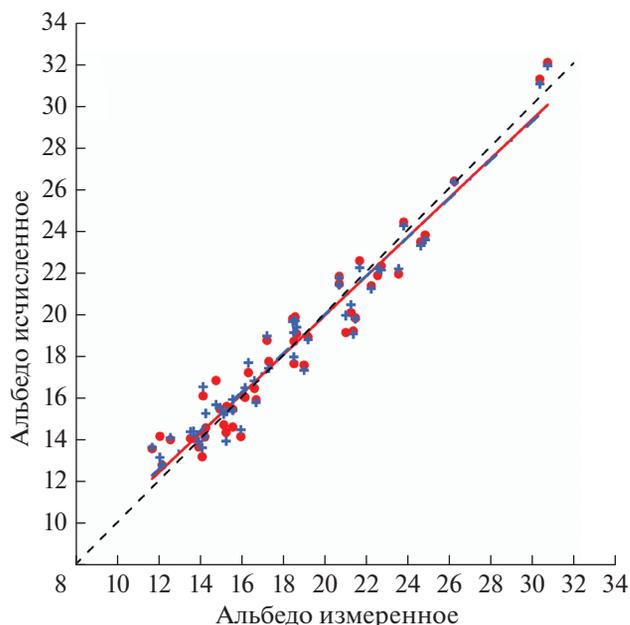


Рис. 3. Соотношения величин А, полученных по измерениям “*in situ*” и рассчитанных по разработанной методике – оригинальным (+) и усовершенствованным (●) способом.

величинами L и Q с другой, примет следующий вид:

$$A = \eta \frac{L}{Q} + \theta, \quad (7)$$

где η , θ – эмпирические коэффициенты.

Подобное упрощение, тем не менее, не приводит к ухудшениям точности расчета A . Для рассматриваемого массива тестовых данных предложенное уравнение регрессии (7) принимает следующий вид:

$$A = 1.22 \frac{L}{Q} + 10.76. \quad (8)$$

Коэффициент корреляции между рассчитанными величинами альbedo и наблюдаемыми (“*in situ*”) остался на прежнем уровне – 0.96, коэффициент детерминации составил величину равную 0.93, а СКО – 1.3. На рис. 3 представлены результаты, демонстрирующие соотношения величин A , полученных по измерениям “*in situ*” с рассчитанными по первоначально предложенной оригинальной методике и усовершенствованным способом.

ВЫВОДЫ

Представленные результаты демонстрирует принципиальную возможность усовершенство-

вания разработанной нами ранее методики (Журавский и др., 2018). Это позволило сохранить требуемую точность оценки альbedo и исключить влияние на результаты конечных расчетов изменчивости условий освещенности. Использование усовершенствованной методики позволяет не выполнять верификацию условий освещенности непосредственно при сборе натурных данных, используя какую-либо условную тестовую выборку. Как было показано выше, даже такие незначительные (в 1.25 и 0.75 раз) изменения условий освещенности могут оказывать серьезное влияние на точность первоначального подхода (Журавский и др., 2018). Предполагается, что с увеличением количества исходных данных (увеличение длины тестовой выборки на референтных участках в разных условиях освещенности), разница между результатами расчетов в условиях изменения условий освещенности по оригинальной методике и усовершенствованному варианту должна сократиться, но этот тезис нуждается в подтверждении и дополнительных натурных экспериментах.

Применение предложенной методики при использовании беспилотных летательных аппаратов, имеющих, как правило, собственное, конструктивно встроенное, фотографическое устройство (фотокамеру) с известными параметрами, позволит оценивать альbedo значительных

по площади участков снежно-ледовых покровов с требуемой точностью, за короткие промежутки времени, в местах, где проведение стандартных наземных измерений невозможно с точки зрения безопасности (дрейфующие льды, торосы, краевые зоны ледников).

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках раздела 5.1.4 “Мониторинг состояния и загрязнения природной среды, включая криосферу, в Арктическом бассейне и районах научно-исследовательского стационара “Ледовая база Мыс Баранова”, Гидрометеорологической обсерватории Тикси и Российского научного центра на архипелаге Шпицберген” (проект 24 НИТР/ОПР Росгидромета).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бондур В.Г. Современные подходы к обработке больших потоков гиперспектральной и мультиспектральной аэрокосмической информации // Исслед. Земли из космоса. 2014. № 1. С. 4–16.
<https://doi.org/10.7868/S0205961414010035>

Бондур В.Г., Воробьев В.Е. Космический мониторинг импактных районов Арктики // Исслед. Земли из космоса. 2015. № 4. С. 4–24.
<https://doi.org/10.7868/S0205961415040028>

Журавский Д.М., Иванов Б.В., Кашин С., Куприков Н.М. Способ дистанционной оценки альbedo при помощи фоторегистрирующего оборудования // Исслед. Земли из космоса, 2018. № 1. С. 52–59.
<https://doi.org/10.7868/S0205961418010050>

Журавский Д.М., Прохорова У.В., Иванов Б.В., Янжура А.С., Куприков Н.М., Курапов М.В. Полевые испытания методики фотограмметрической оценки альbedo снежно-ледниковых поверхностей // Исслед. Земли из космоса. 2019. № 4. С. 18–28.
<https://doi.org/10.31857/S0205-96142019418-28>

Ильинский И.В. Зонная система экспонирования // Изд. “Фотомагазин”. 1998. № 1–2. С. 94–98.

Российский Гидрометеорологический энциклопедический словарь / Под ред. А.И. Бедрицкого. СПб.: Изд. “Летний сад”, 2008.

ISO 12232:2006 Photography – Digital still cameras – Determination of exposure index, ISO speed ratings, standard output sensitivity, and recommended exposure index: http://www.iso.org/iso/ru/home/store/catalogue_tc/catalogue_detail.htm?csnumber=37777

ISO 12232:1998 Photography – Electronic still-picture cameras – Determination of ISO speed: http://www.iso.org/iso/ru/home/store/catalogue_ics/catalogue_detail_ics.htm?csnumber=21020

Technique for Photogrammetric Estimation of Albedo of Snow-Ice Surfaces

D. M. Zhuravsky¹ and B. V. Ivanov^{1, 2}

¹State science center “Arctic and Antarctic Research Institute, Saint Petersburg, Russia

²Saint Petersburg State University, Saint Petersburg, Russia

The article discusses new directions for improving the original technique for assessing the albedo of snow-ice surfaces, using data from ground measurements of incoming solar radiation, photogrammetric information and metadata of survey parameters (Zhuravsky et al., 2018). The first version of the technique was used to assess the albedo of natural and artificial snow-ice surfaces (fast ice, glacial cracks zone, ice airfield runway) in the area of the Russian Antarctic station Progress (Zhuravsky et al., 2019). However, it is not always possible to use the technique for assessing albedo under conditions of increased variability of surface illumination conditions and with limited initial data. The new technique makes it possible to more correctly estimate the albedo under extreme conditions.

Keywords: remote methods, albedo, solar radiation, exposure metering, photogrammetry

REFERENCES

Bondur V.G. Sovremennye podhodu k obrabotke bolshih potokov giperspectralnoi i mnospektralnoi informatsii (Modern Approaches to Processing Large Hyperspectral and Multispectral Aerospace Data Flows) // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. 2014. V. 50. № 9. P. 840–852. DOI: 10.1134/S0001433814090060

Bondur V.G., Vorobev V.E. Sputnikovy monitoring impactnuyh arcticheskikh regionov (Satellite Monitoring of Impact Arctic Regions) // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics, 2015. V. 51. № 9. P. 949–968. DOI: 10.1134/S0001433815090054

Zhuravskiy D.M., Ivanov B.V., Kaschin S.V., Kuprikov N.M. Distantionnaya otsenka albedo s ispolzovaniem fotoregistrirueshego oborudovania (Remote Evaluation of Albedo

Using Photorecording Equipment) // Atmosphere and Oceanic Physics, 2018. № 1. P. 52–59. DOI: <https://doi.org/10.7868/S0205961418010050>

Zhuravskiy D.M., Prokhorov U.V., Ivanov B.V., Janjura A.S., Kuprikov N.M., Kurapov M.V. Polevie isputaniya protseduri fotogrammetricheskoi otsenki albedo snejno-lednikovoi poverhnosti (Field Tests of the Procedure for a Photogrammetric Estimation of Snow-Glacial Surface Albedo) // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics, 2019. 56. № 4. P. 18–28. DOI: 10.31857/S0205-96142019418-28

Ilinsky I.V. Zonnaya sistema eksponirovaniya (Zone exposure system) // Publishing house “Photo shop” 1998. № 1–2. P. 94–98.

Rossiyskiy gidrometeorologicheskii entsiklopedicheskiy slovar (Russian Hydrometeorological Encyclopedic Dictionary) / Ed. A.I. Bedritsky. SPb.: Publishing house. “Summer Garden”, 2008.

ISO 12232:2006 Photography – Digital still cameras – Determination of exposure index, ISO speed ratings, standard output sensitivity, and recommended exposure index: http://www.iso.org/iso/ru/home/store/catalogue_tc/catalogue_detail.htm?csnumber=37777

ISO 12232:1998 Photography – Electronic still-picture cameras – Determination of ISO speed: http://www.iso.org/iso/ru/home/store/catalogue_ics/catalogue_detail_ics.htm?csnumber=21020

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

ДОЛГОПЕРИОДНЫЕ ТЕНДЕНЦИИ ИЗМЕНЕНИЯ ИНТЕНСИВНОСТИ ВОСТОЧНЫХ ПОГРАНИЧНЫХ АПВЕЛИНГОВЫХ СИСТЕМ ПО РАЗЛИЧНЫМ СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ. Ч. 1: АТЛАНТИЧЕСКИЕ АПВЕЛЛИНГИ

© 2021 г. А. Б. Полонский^а, *, А. Н. Серебренников^а

^аФГБНУ «Институт природно-технических систем», Севастополь, Россия

*E-mail: apolonsky5@mail.ru

Поступила в редакцию 26.03.2021 г.

В статье дана сравнительная оценка долгопериодных тенденций в изменении интенсивности крупнейших Атлантических апвеллингов (Канарского и Бенгельского) по данным о температуре поверхности океана и трем наборам данных о приповерхностном ветре, подготовленным разными научно-исследовательскими группами на основании спутниковой информации. Различия абсолютных вертикальных скоростей, рассчитанных по этим данным и обусловленных сгонным эффектом и горизонтальной неоднородностью поля ветра, достигают нескольких десятков процентов. При этом все временные ряды демонстрируют общую тенденцию усиления апвеллингов с 1980-х—начала 1990-х гг., что подтверждает опубликованные данные об интенсификации Канарского и Бенгельского апвеллингов в период глобального потепления. Однако с конца 1990-х гг. интенсификация апвеллингов практически прекратилась. Это свидетельствует о важнейшей роли естественных климатических вариаций междесятилетнего масштаба в формировании изменчивости интенсивности апвеллингов в период проведения регулярных спутниковых измерений.

Ключевые слова: апвеллинг, температура поверхности океана, термический индекс апвеллинга, экмановские транспорт и накачка, межгодовая изменчивость, тренды

DOI: 10.31857/S0205961421050079

ВВЕДЕНИЕ

Восточные пограничные апвеллинговые системы (ВПАС) Мирового океана характеризуются регулярным упорядоченным вертикальным переносом более холодных подповерхностных и промежуточных вод к поверхности, что приводит к выхолаживанию верхнего перемешанного слоя. С одной стороны, это важно с климатической точки зрения. С другой стороны, апвеллинги переносят богатые питательными веществами водные массы в верхний фотический слой. В результате этого в районах апвеллинга формируются зоны повышенного первичного продуцирования вод и интенсивного развития планктонных сообществ. Высокая первичная продуктивность прибрежных апвеллинговых систем (Herbland, Voituriez, 1974; Minas et al., 1982) поддерживает интенсивный промысел мелких пелагических видов, на который приходится непропорционально большая (по сравнению с относительным вкладом площади ВПАС в общую площадь акватории Мирового океана) доля мирового вылова рыбы (Cushing, 1971; Fréon et al., 2009). Таким образом, мониторинг крупнейших апвеллинговых систем

в условиях изменяющегося климата является актуальной задачей.

Интенсивность апвеллинга часто количественно оценивают с использованием так называемого экмановского индекса прибрежного апвеллинга (ЭИПА), который можно интерпретировать как характеристику полного потока в глубоком океане, направленного перпендикулярно береговой черте под действием вдольберегового ветра. Этот поток вызывает компенсирующие восходящие движения более холодных вод (Ekman, 1905; Vakun, 1973). Понятно, что такой упрощенный индекс, не учитывающий, в частности, батиметрию континентального шельфа и нестационарные эффекты, не может адекватно характеризовать сложный трехмерный характер пространственной структуры апвеллинга и его временную изменчивость. Некоторую роль в развитии апвеллинга может играть также завихренность в поле ветра, генерирующая дивергенцию экмановских течений и, соответственно, вызывающая подъем вод (Upwelling, 2013; Polonsky, Serebrennikov, 2019).

На поверхности океана можно выделить апвеллинг по косвенным признакам. В частности, в

качестве характеристики апвеллингов широко используется температура поверхности океана (ТПО), которая обычно понижается в зоне подъема вод. Но пространственно-временная изменчивость ТПО тоже не всегда однозначно характеризует процессы апвеллинга, поскольку ТПО в окрестности крупномасштабных апвеллингов определяется не только вертикальными движениями, но и горизонтальными адвективными переносами, а также интенсивностью процессов перемешивания вод (Upwelling, 2013; Polonsky, Serebrennikov, 2018; Полонский, Серебрянников, 2019). Кроме этого, апвеллинг не всегда достигает верхнего перемешанного слоя. В этом случае он практически не будет проявляться в ТПО. Таким образом, приводный ветер и прибрежная ТПО являются двумя взаимно дополняющими параметрами для количественной оценки пространственной протяженности и интенсивности подъема вод в районе апвеллинга и их полезно анализировать совместно (Polonsky, Serebrennikov, 2020).

Анализу крупнейших прибрежных ветровых апвеллингов посвящено множество опубликованных работ (Bakun, 1990; Bakun et al., 2015; Belmadani et al., 2014; García-Reyes et al., 2015; Varela et al., 2015; Tim et al., 2015; Полонский, Серебрянников, 2019; Polonsky, Serebrennikov, 2018, 2019, 2020). Тем не менее, до сих пор отсутствует единая точка зрения на долгопериодные тенденции в интенсивности ВПАС в условиях глобального потепления. Неспособность достичь консенсуса в этом вопросе связана с объективными причинами: недостаточной продолжительностью ветровых и температурных временных рядов в окрестности апвеллинговых систем; низкое разрешение данных по приповерхностному ветру; отсутствие качественных данных о ветре в непосредственной близости от берега (фактически, на расстоянии порядка радиуса деформации Россби); использование недостаточно надежной методики определения параметров апвеллингов (Полонский, Серебрянников, 2019, 2021).

В последние ~30 лет спутниковые измерения являются основным источником данных о ТПО и приповерхностном ветре (ПВ) в области ВПАС. Однако существует несколько нерешенных должным образом проблем при обработке этих данных. Особенно это касается данных о ПВ. Авторы работы (Bourassa et al., 2019) выделяют три наиболее серьезные проблемы современных спутниковых измерений ветровых характеристик. Во-первых, это помехи, вызванные дождем, который повышает шероховатость поверхности, что приводит к завышению скорости ветра по спутниковым данным. Во-вторых, это сложность калибровки радиолокационного сигнала при очень высоких скоростях ветра и, в-третьих, отсутствие инструментальных измерений вблизи кромки суши и льда, что также затрудняет калибровку спут-

никовых данных о прибрежном ветре. Поэтому различные массивы ветровых полей, восстановленных по спутниковым данным в окрестности ВПАС, характеризуются существенными различиями, обусловленными чисто методическими причинами. Это даже может приводить к принципиальным отличиям в оценках долгопериодных тенденций, выполненных с использованием спутниковых данных, подготовленных различными научно-исследовательскими группами. В связи с этим, в настоящей работе будет дана сравнительная оценка долгопериодных тенденций изменения интенсивности крупнейших Атлантических ВПАС (Канарской и Бенгельской) с использованием данных о ТПО и различных наборов данных о ПВ. Во второй части работы будут рассмотрены крупнейшие Тихоокеанские ВПАС (Калифорнийская, Перуанская и Чилийская).

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Для расчета тенденций интенсивности апвеллингов по пространственно-временной изменчивости ТПО использовались спутниковые данные о температуре с разрешением $0.05^\circ \times 0.05^\circ$ с 1982 по 2019 гг., подготовленные коллективом Group for High Resolution Sea Surface Temperature (GHRSST, <https://www.ghrsst.org>, версия v.2.0). Данные обработаны до четвертого уровня (processing level = "L4") с помощью аналитической системы OSTIA (Operational Sea surface Temperature and Ice Analysis). Этот уровень подразумевает, что произведен контроль качества измерений, удалены ошибочные или сомнительные данные, применена процедура оптимальной интерполяции в узлы регулярной сетки.

По этим данным рассчитывались величины термического индекса апвеллинга (ТИА), который определяется как разница ТПО между относительно холодным прибрежным апвеллинговым районом и более теплой, удаленной на некоторое расстояние от берега акваторией на одной и той же широте. В данной работе в качестве апвеллингового района рассматривалась прибрежная полоса акватории шириной 0.5° , а удаленной акваторией считалась полоса такой же ширины, удаленная от берега на 1.5° . Выбор более мористой удаленной (оффшорной) зоны приводит к большей средней величине ТИА, но тренд ТИА при этом изменяется незначительно.

В настоящей работе тренды межгодовой изменчивости ТИА оценивались по несколько модифицированной методике, подробно описанной в работе (Полонский, Серебрянников, 2021). Суть методики заключается в том, что в районе апвеллинга можно выделить участки с минимальными значениями ТИА, которые соответствуют областям с наиболее интенсивным подъемом вод, достигающим верхнего перемешанного слоя.

Средние минимальные значения ТИА в области апвеллинга для каждого года и каждого месяца вычислялись по “*n*” минимальным, отсортированным в возрастающем порядке значениям. Для изменяющихся в диапазоне от 100 до 10 значений “*n*” выбирались месяцы и величины “*n*”, для которых коэффициент детерминации линейного тренда оказывался максимальным. При выбранном значении “*n*” и для отобранных месяцев рассчитывалось среднее значение минимального (с учетом знака) ТИА для каждого года. По минимальным значениям ТИА для каждого апвеллинга строились линейная, кубическая и квантильная регрессии. Линейная и кубическая аппроксимации позволяют получить хорошие статистические результаты в предположении, что случайные ошибки распределены по нормальному закону. Метод квантильной регрессии более устойчив к выбросам в данных. За величину отклонения линейного тренда от кубической аппроксимации ряда был принят безразмерный коэффициент достоверности CF (confidence factor), основанный на расчете дисперсии кубической аппроксимации относительно линии тренда. Наряду с коэффициентом детерминации (R^2), коэффициент достоверности (CF) характеризует значимость линейного тренда ряда. CF изменяется от 0 до 1, где 0 присваивается линейному тренду, очень плохо описывающему долговременные тенденции изменений ТИА, а 1 – линейному тренду, практически идеально аппроксимирующему эти тенденции. Расчет минимальных значений ТИА выполнялся для каждой географической широты.

Интенсивность апвеллинга характеризуется не только величиной ТИА, отражающей контраст температуры поверхности океана между прибрежными апвеллинговыми водами и водами открытого океана, но и величиной экмановского переноса, которая зависит от касательного напряжения ветра, вида береговой линии и параметра Кориолиса. Эта характеристика (экмановский индекс прибрежного апвеллинга, см. выше) использовалась для оценки вертикальной скорости сгонного происхождения. ЭИПА вычисляется из экмановского транспорта (Q), который создается вдольбереговой составляющей касательного напряжения ветра τ (Storper et al., 2014). Зональная (τ_x) и меридиональная (τ_y) компоненты напряжения ветра вычисляются из компонентов приповерхностного ветра с использованием соотношений, следующих из полуэмпирической теории турбулентности для приводного слоя атмосферы:

$$\tau_x = \rho_a C_d (U^2 + V^2)^{1/2} U,$$

$$\tau_y = \rho_a C_d (U^2 + V^2)^{1/2} V,$$

где U и V зональная и меридиональная компоненты ветра на высоте 10 м соответственно; ρ_a – плот-

ность воздуха в нормальных условиях (1.22 кг м^{-3}); C_d – безразмерный эмпирический коэффициент, типичное значение которого равно 1.3×10^{-3} (Schwing et al., 1996). Использована система координат с положительными направлениями на восток (x) и на север (y). Затем рассчитываются зональная и меридиональная компоненты экмановского транспорта:

$$Q_x = \tau_y / (\rho_w f),$$

$$Q_y = -\tau_x / (\rho_w f),$$

где ρ_w – плотность морской воды; f – параметр Кориолиса, равный $2\Omega \sin(\theta)$. Здесь Ω – угловая скорость вращения Земли, θ – географическая широта места.

Индекс апвеллинга рассчитывается по формуле:

$$\text{ЭИПА} = -Q_x \sin(\varphi) + Q_y \cos(\varphi),$$

где Q_x и Q_y – зональная и меридиональная компоненты экмановского транспорта; φ – угол наклона береговой линии к параллели. Положительное значение ЭИПА создает благоприятные условия для апвеллинга. Дифференцируя ЭИПА от берега поперек апвеллинговой зоны до ее внешней границы (определяемой масштабом Россби), мы получаем величину вертикальной скорости сгонного происхождения или так называемый экмановский транспорт (*Weui*). При этом используется уравнение неразрывности для двумерного случая в предположении, что вдольбереговые градиенты равны нулю, выполняются условия “твердой крышки” на поверхности океана и равенства нулю нормальных полных потоков у линии берега (Polonsky, Serebrennikov, 2020). Бароклинный радиус деформации Россби вычисляется по фазовой скорости бароклинной моды планетарных волн и параметра Кориолиса (см., например, (Chelton et al., 1998 или https://ceos.oregonstate.edu/rossby_radius)). Типичная величина радиуса деформации Россби изменяется в районе анализируемых апвеллингов от 25 до 80 км, в целом увеличиваясь по направлению к экватору.

Помимо экмановского переноса, ветровой апвеллинг может развиваться и за счет генерации вертикальной скорости, связанной с завихренностью поля касательного напряжения ветра на поверхности океана. Соответствующую вертикальную скорость (назовем ее экмановской накачкой – *Wep*) можно вычислить из компонентов касательного напряжения ветра по следующей формуле (Stommel et al., 1958):

$$Wep = (\text{rot}_z \tau) / (\rho_w f) + (\beta \tau_x) / (\rho_w f^2),$$

где τ и τ_x – вектор касательного напряжения приповерхностного ветра и его зональная компонента соответственно; $\beta = df/dy$ (меридиональный градиент параметра Кориолиса). Изменение f с широтой известно, как “ β -эффект”. В сфериче-

ской системе координат $\beta = (2\Omega \cos(\theta))/Ra$ (где Ra – радиус Земли).

Применяя операцию rot_z к τ и заменяя компоненты напряжения ветра на компоненты экмановского транспорта, можно переписать выражение для Wep в следующем виде:

$$Wep = \partial Q_x / \partial x + \partial Q_y / \partial y - (\beta Q_y) / f.$$

В дальнейших расчетах будем использовать суммарную скорость подъема воды, полученную из экмановских транспорта и накачки ($Weui + Wep$).

Для расчета тенденций изменения интенсивности апвеллингов по суммарной экмановской скорости подъема воды, обусловленной экмановским сгоном (транспортом) и завихренностью дрейфовых течений, использовались три различных набора векторных данных с 6-часовым временным разрешением и пространственным разрешением $0.25^\circ \times 0.25^\circ$:

– данные о ПВ ССМР ОСВ (Cross-Calibrated Multi-Platform Ocean Surface Wind) за 31-летний период (с 1988 по 2018 гг.), версия v.2.0, полученные с сайта PO.DAAC (Physical Oceanography Distributed Active Archive Center), NASA (www.remss.com). В дальнейшем обозначим этот набор данных как “ССМР ПВ”;

– комбинированные данные о ПВ с различных спутников за 27-летний период (с 1992 по 2018 гг.), полученные с сайта СМЕМС (Copernicus Marine Environment Monitoring Service). Данные доступны по ссылке <https://marine.copernicus.eu>. Обозначим этот набор данных как “Copernicus ПВ”;

– комбинированные данные о скорости и направлении ПВ с различных спутников за 30-летний период (с 1988 по 2017 гг.), полученные с сайта NCEP (National Centers for Environmental Prediction). Обновление этих данных на сайте <ftp://eclipse.ncdc.noaa.gov/pub/seawinds/> прекратилось в 2018 г. Обозначим этот набор данных как “Eclipse ПВ”.

Каждый набор данных о ПВ обрабатывался по своим уникальным алгоритмам, которые обсуждаются ниже. Для всех наборов существуют физические ограничения, особенно при определении направления и скорости ветра в прибрежной зоне. Ветры в пределах ~25 км от побережья плохо определяются текущими спутниковыми миссиями. Ре-анализ также плохо работает в этой области, т.к. сетки большинства используемых метеорологических моделей слишком грубы для достаточного точного учета пространственных неоднородностей береговой зоны (Kara et al., 2008). При малых скоростях ветра пассивный сигнал, позволяющий определять направление ветра, мал во всех полярizations. Из-за этого результаты измерения направления ветра при этих скоростях ветра сильно зашумлены. Даже при скорости ветра 6 м/с неопределенность оценки направления вет-

ра WindSat составляет около 20° (Hilburn et al., 2016). При более слабых ветрах эта неопределенность возрастает. В процессе дальнейшей обработки направление ветра уточняется, например, с использованием данных ре-анализа. Это приводит к двум версиям набора данных ПВ: данные для публичного пользования, появляющиеся на сайтах компаний с минимальной задержкой (несколько суток, так называемые NRT – near real time), и выставляемые с большой задержкой (несколько месяцев) уточненные REP (reprocessed) данные. В настоящей работе используются уточненные REP данные.

Для учета влияния стратификации атмосферы на скорость приводного ветра, полученную со спутников, вначале рассчитывается так называемая “эквивалентная скорость нейтрального ветра”, то есть скорость ветра при нейтральной стратификации (Ross et al., 1985; Liu, Tang, 1996; Kara et al., 2008). Этот ветер при соответствующих условиях согласуется с рефлектиметрией (Bourassa et al., 2009). Затем учитывается характер стратификации приводного слоя атмосферы, которая определяется потоками тепла на поверхности раздела “вода–воздух” (Bourassa, Hughes, 2018). Скаттерометры и радиометры калибруются по эквивалентным скоростям нейтрального ветра на высоте 10 м (Meissner et al., 2001). Кроме этого, при калибровке спутниковых данных о приводном ветре учитываются океанические течения (Kara et al., 2007).

При расчете экмановских транспорта и накачки 6-часовые наборы данных ПВ были усреднены до 24-часовых. При этом использовались только такие ветра, скорости которых лежали в диапазоне 4–20 м/с. Экмановские параметры рассчитывались за каждый день и для каждой точки в области шириной 1.25° , вплотную прилегающей к берегу. Экмановский транспорт усреднялся на каждой широте по выбранной полосе. При этом проводилась фильтрация некачественных данных у берега по следующему алгоритму. Экмановский транспорт в ближайших к берегу трех точках заменялся их медианным значением, которое и входило в расчет среднего арифметического для каждой широты. При расчете экмановской накачки производные вычислялись и усреднялись в каждом боксе размером $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ и относились к его центру.

*Краткая характеристика методов
предварительной обработки
приповерхностных ветров*

Набор данных приповерхностного ветра “ССМР ПВ”. Методика расчета ПВ океана с использованием набора данных с перекрестной калибровкой на нескольких платформах (ССМР) была первоначально разработана группой авторов (Atlas

et al., 2010) для объединения спутниковых и натуральных данных, а также с учетом результатов анализа поля ветра, полученного на основе численного прогноза погоды. При объединении использовались вариационные методы. ССМР версии 2.0 в настоящее время рассчитывается компанией Remote Sensing Systems с использованием перекрестно откалиброванных спутниковых данных о ветре, натуральных данных с заякоренных буев и ветра из ре-анализа ERA-Interim, доступного, начиная с 1979 г. и по настоящее время (Dee et al., 2011; Simmons et al., 2011). Горизонтальное разрешение ERA-Interim в рассматриваемых районах составляет примерно 80 км, данные интерполируются на сетку с шагом 0.25 градуса с использованием билинейного метода (Mears et al., 2019). Поля ре-анализа доступны с задержкой в несколько месяцев, что делает невозможным создание ССМР в реальном времени. Чтобы данные ССМР обновлялись в режиме, близком к реальному времени, используются выходные данные глобальной системы численного прогнозирования погоды: данные анализа NCEP Global Data Assimilation System (GDAS). Они доступны с разрешением 0.25 градуса с задержкой всего в несколько часов. Начиная с января 2015 г., пространственное разрешение GDAS стало значительно выше, чем в ERA-Interim, что позволяет более точно разрешать мелкие детали в поле ветра. В дальнейшем данные, близкие к реальному времени (ССМР–NRT), уточняются данными с заякоренных буев, которые обеспечивают ежечасные векторные измерения ветров, усредненные за короткий (от 2 до 10 мин) промежуток времени. Как отмечалось выше, в настоящей работе используются уточненные REP (reprocessed) данные.

Набор данных приповерхностного ветра “Copernicus ПВ”, полученных с помощью скаттерометров с 1992 г., использовался для построения 27-летнего климатического ряда. Оптимальные методы интерполяции применялись для получения оценок скорости и направления ПВ над Мировым океаном на регулярной по пространству и времени сетке. Использование других источников данных, таких как данные радиометров SSM/I (Special Sensor Microwave/Imager) и ре-анализа ERA-Interim, позволило создать набор данных с пространственным разрешением 0.25° за каждые 6 ч с 1992 по 2018 г. Полярно-орбитальные скаттерометры (рефлектометры) являются одним из основных источников данных о скорости и направлении приповерхностного ветра над океаном. С момента запуска европейского спутника дистанционного зондирования ERS-1 в августе 1991 г. было реализовано в общей сложности 10 независимых и последовательных миссий со скаттерометрами, позволившими повысить качество глобальных наблюдений за скоростью и направлением ветра. Скаттерометры QuikSCAT и

ASCAT были установлены на спутниках ERS-1 и ERS-2, и полученная информация использовалась для расчета комбинированных ветровых полей. Благодаря наложению периодов между этими миссиями глобальные данные о ветре, получаемые с помощью скаттерометров, доступны с 1992 г. и по настоящее время. Существуют некоторые ключевые ограничения спутникового восстановления данных о ветре. К ним относятся, например, неадекватная временная выборка при быстрой атмосферной изменчивости, “загрязнение” данных в переходной зоне от берега к океану и искажающее влияние дождей (см. выше). Это снижает общее количество надежных наблюдений (Desbiolles et al., 2017). Интерполяционный метод, используемый для оценки 6-часовой скорости и компонентов ПВ, основан на модифицированном методе кригинга (так называемый “крикинг с внешним дрейфом”, см. (Демьянов, Савельева, 2010)) и подробно описан в работе (Bentley, Croizé-Fillon, 2012).

Набор данных приповерхностного ветра “Eclipse ПВ”. В нем рассчитываются комбинированные значения скорости ветра у поверхности моря на высоте 10 м, получаемые от разных спутников. В результате строятся глобальные поля ПВ на пространственной сетке 0.25° × 0.25° и с 12-часовым, суточным и месячным временными разрешениями. Данные доступны с июля 1987 по 2017 гг. (6-часовые данные доступны, начиная с 2000 г.). При расчете комбинированного поля ПВ используется метод объективного анализа, а именно пространственно-временная взвешенная интерполяция, которая позволяет объединить данные о ветре с нескольких спутников. Для временного и пространственного сглаживания ПВ используется формула Зенга и Леви (Zeng, Levy, 1995). Размеры окон при усреднении данных в пространстве и во времени выбирались равными 62.5 км и 6 ч с каждой стороны от точки интерполяции для 12-часовых полей (в 6:00 и 18:00 по Гринвичу). Чем больше задействовано спутников, тем меньше будет пробелов в данных о ветре над экваторией Мирового океана с 12-часовым разрешением. Соответственно, при 6-часовой интерполяции понадобится больше спутников для получения такого же количества перекрытий. Одним из ограничений при применении комбинированных полей ветра с более высоким разрешением является отсутствие направления ветра. Атлас с соавторами (Atlas et al., 1996) предприняли попытку вычислить направления ветра по наблюдениям SSM/I (Special Sensor Microwave/Imager). В настоящее время морские векторные ветры восстанавливаются с помощью скаттерометров, установленных на спутниках QuikSCAT и ERS-1/2. По этим данным Университет штата Флорида ежедневно выпускает векторные карты на одноградусной сетке.

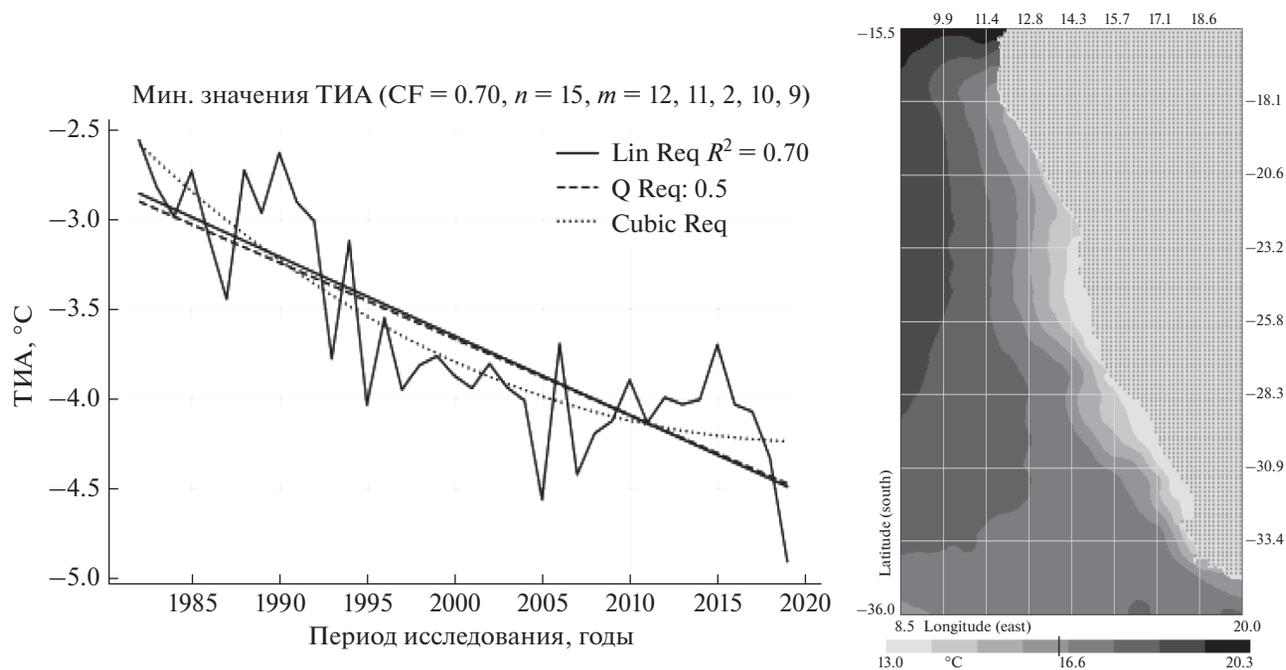


Рис. 1. Межгодовая изменчивость, линейный тренд (сплошная линия), квантильная медианная регрессия (штриховая линия, почти совпадающая со сплошной) и кубическая аппроксимация (пунктирная кривая) минимальных значений ТИА для Бенгельского апвеллинга за 1982–2019 гг. На врезке справа показано региональное поле ТПО за средне-климатический июнь.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ АНАЛИЗ

На рис. 1 показана межгодовая изменчивость, линейный тренд, квантильная медианная регрессия и кубическая аппроксимация минимальных значений ТИА для Бенгельского апвеллинга, а на рис. 2–4 – аналогичные характеристики для суммарной скорости подъема воды, обусловленной сгонным (экмановским) эффектом и завихренностью в поле ветра (экмановской накачкой). Рассмотрим влияние выбора различных наборов данных о приповерхностном ветре на расчетную скорость апвеллинга. Далее сравним временной ход скорости подъема вод и временную изменчивость ТИА в области Бенгельского апвеллинга. После этого перейдем к аналогичному анализу для области Канарского апвеллинга.

Начнем с констатации того факта, что в целом все расчеты по разным наборам данных о поле ветра указывают на интенсификацию Бенгельского апвеллинга. При этом линейный тренд суммарной вертикальной скорости ветрового происхождения, рассчитанный по данным “ССМР ПВ” за 1988–2018 гг., характеризуется коэффициентом детерминации (R^2), равным 0.46 (рис. 2), R^2 , оцененный по данным “Sorernicus ПВ” за 1992–2018 гг., равен 0.38 (рис. 3), а по данным “Eclipse ПВ” за 1988–2017 гг. – 0.26 (рис. 4). Данные по ТПО подтверждают интенсификацию Бенгельского апвеллинга с еще большим уровнем значимости.

Наблюдается общее падение минимальных значений ТИА в этой апвеллинговой области с коэффициентом детерминации линейного тренда, достигающим 0.70 (рис. 1).

На рис. 1 использованы следующие обозначения и сокращения:

“Ln Reg $R^2 = 0.70$ ” – линейная регрессия с коэффициентом детерминации $R^2 = 0.70$;

“Q Reg: 0.5” – квантильная регрессия с квантилем распределения $\tau = 0.5$ (медиана);

“Cubic Reg” – кубическая аппроксимация;

“CF = 0.70” – коэффициент достоверности, показывающий близость кубической аппроксимации к линейной регрессии (изменяется от 0 до 1);

“ $n = 15$ ” – количество выбранных для обработки точек в области апвеллинга с минимальными значениями ТИА;

“ $m = 12, 11, 2, 10, 9$ ” – номера обрабатываемых месяцев (февраль, ..., апрель) в порядке уменьшения коэффициента детерминации линейного тренда, рассчитанного для каждого месяца.

Второе обстоятельство, на которое следует обратить внимание, связано с тем, что линейный тренд явно не является оптимальной аппроксимацией долговременной изменчивости большинства рассматриваемых параметров, рассчитанных для области Бенгельского апвеллинга. На рис. 1–4 хорошо видно, что апвеллинг в целом интенсифицировался до второй половины 1990-х гг.



Рис. 2. Межгодовая изменчивость суммарной скорости подъема воды, полученная из экмановских транспорта и накачки ($W_{eui} + W_{ep}$) для Бенгельского апвеллинга. В расчетах использовался набор данных “ССМР ПВ” за 1988–2018 гг. Положительные величины вертикальной скорости указывают на восходящие движения. Процентный вклад экмановского транспорта и накачки в суммарную вертикальную скорость ветрового происхождения, приведенный сверху, относится к средним за период расчета величинам



Рис. 3. Межгодовая изменчивость суммарной скорости подъема воды, полученная из экмановских транспорта и накачки ($W_{eui} + W_{ep}$) для Бенгельского апвеллинга. В расчетах использовался набор данных “Copernicus ПВ” за 1992–2018 гг.

С конца 1990-х гг. (и, по крайней мере, до 2015–2016 гг.) преобладала межгодовая изменчивость без выраженных более долгопериодных тенденций. Особенно явно это проявляется по наборам данных “ССМР ПВ” за 1988–2018 гг. и “Eclipse

ПВ” за 1988–2017 гг. Для них коэффициент достоверности, показывающий близость кубической аппроксимации к линейной регрессии (CF), падает до 0.40 и 0.43 соответственно (рис. 2, 4). Причем временной ход вертикальной скорости ветро-



Рис. 4. Межгодовая изменчивость суммарной скорости подъема воды, полученная из экмановских транспорта и накачки ($We_{ui} + W_{ep}$) для Бенгельского апвеллинга. В расчетах использовался набор данных “Eclipse ПВ” за 1988–2017 гг.

вого происхождения, представленный на рис. 2–4, свидетельствует о немономном характере междесятилетней изменчивости интенсивности Бенгельского апвеллинга. Другими словами, вероятно наличие существенной квазипериодической изменчивости в интенсивности ветрового апвеллинга междесятилетнего масштаба в этой области Атлантики, вызванной естественными процессами в климатической системе и происходящими на фоне антропогенно-обусловленного потепления. На такую возможность ранее обращалось внимание в нескольких работах (например, (Tim et al., 2015; Полонский, Серебренников, 2019; Polonsky, Serebrennikov, 2020)).

Третий факт, заслуживающий особого внимания, заключается в том, что абсолютная величина вертикальной скорости ветрового происхождения, оцененная по различным наборам данных, различается на несколько десятков процентов, а в некоторых случаях и более чем на 50%. Минимальные величины скорости подъема вод получены по набору данных “Copernicus ПВ”. Их типичные величины составляют порядка 275×10^{-7} м/с (рис. 3). Максимальные значения вертикальной скорости в области Бенгельского апвеллинга (составляющие в среднем около 460×10^{-7} м/с) рассчитаны по набору данных “Eclipse ПВ” (рис. 4). Использование набора данных “CSMR ПВ” дает промежуточный результат (около 380×10^{-7} м/с, рис. 2). В основном эти расхождения связаны с использованием различных методик обработки данных и применением различных процедур

сглаживания и интерполяции исходных данных спутниковых измерений. Естественно, с увеличением сглаживания исходной информации о ПВ рассчитанные вертикальные скорости уменьшаются. Это подтверждается тем фактом, что рассчитанные величины скорости подъема вод в среднем примерно на порядок превышают опубликованные в работе (Tim et al., 2015) величины, при получении которых использовался ветер с примерно на порядок худшим пространственным разрешением, чем в нашем случае.

Перейдем к анализу тенденций интенсивности Канарского апвеллинга, которые демонстрируются временными рядами ГИА и вертикальных движений ветрового происхождения, представленными соответственно на рис. 5 и 6–8. Так же как и в случае Бенгельского апвеллинга, в целом за весь рассматриваемый период отмечается интенсификация Канарского апвеллинга. Однако коэффициент детерминации линейного тренда интенсивности вертикальных движений для Канарского апвеллинга ниже, чем для Бенгельского. В области Канарского апвеллинга коэффициент детерминации линейного тренда вертикальных скоростей ветрового происхождения, рассчитанный по различным наборам данных, не превышает 0.32–0.34 (в случае использования массивов “CSMR ПВ” за 1988–2018 гг. и “Eclipse ПВ” за 1988–2017 гг., рис. 6 и 8), а для вертикальных движений, оцененных с использованием массива “Copernicus ПВ” за 1992–2018 гг., этот тренд вообще статистически незначим при величине $R^2 = 0.17$ (рис. 7). Это обусловлено большей амплиту-

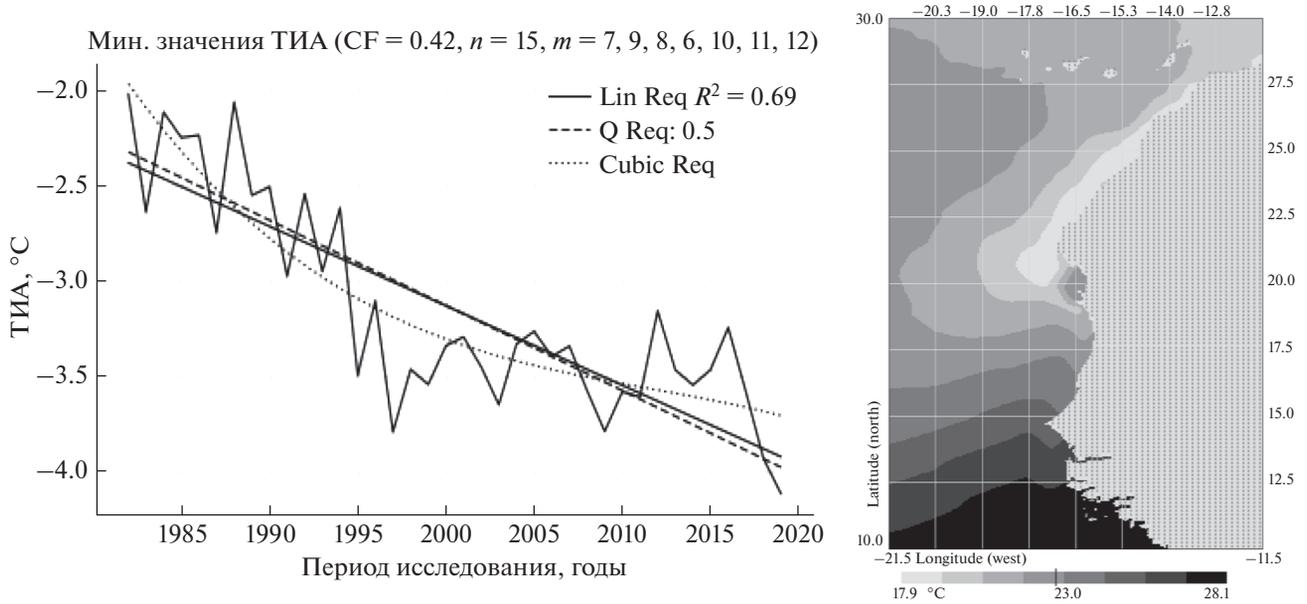


Рис. 5. Межгодовая изменчивость, линейный тренд (сплошная линия), квантильная медианная регрессия (штриховая линия) и кубическая аппроксимация (пунктирная кривая) минимальных значений ТИА для Канарского апвеллинга. На врезке справа показано региональное поле ТПО за средне-климатический июнь.

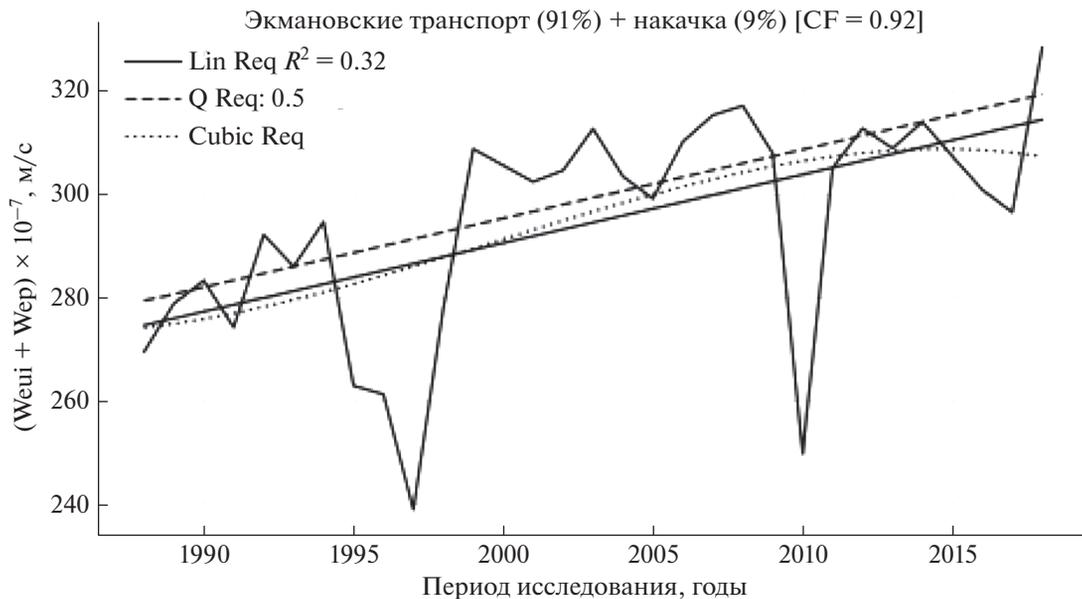


Рис. 6. Межгодовая изменчивость суммарной скорости подъема воды, полученная из экмановских транспорта и накачки ($W_{eui} + W_{ep}$) для Канарского апвеллинга. В расчетах использовался набор данных “ССМР ПВ” за 1988–2018 гг.

дой межгодовых вариаций вертикальных движений в Канарском апвеллинге по сравнению с Бенгельским (сравните рис. 2–4 и рис. 6–8). Вместе с тем, линейный тренд минимальных значений ТИА в Канарском апвеллинге характеризуется коэффициентом детерминации, достигающим 0.69 (рис. 5).

Интенсивная межгодовая изменчивость вертикальных движений в области Канарского апвеллинга в значительной степени обусловлена влиянием событий Эль Ниньо, которые хорошо видны для всех наборов данных. Особенно отчетливо влияние интенсивных Эль Ниньо на вертикальные скорости ветрового происхождения в об-

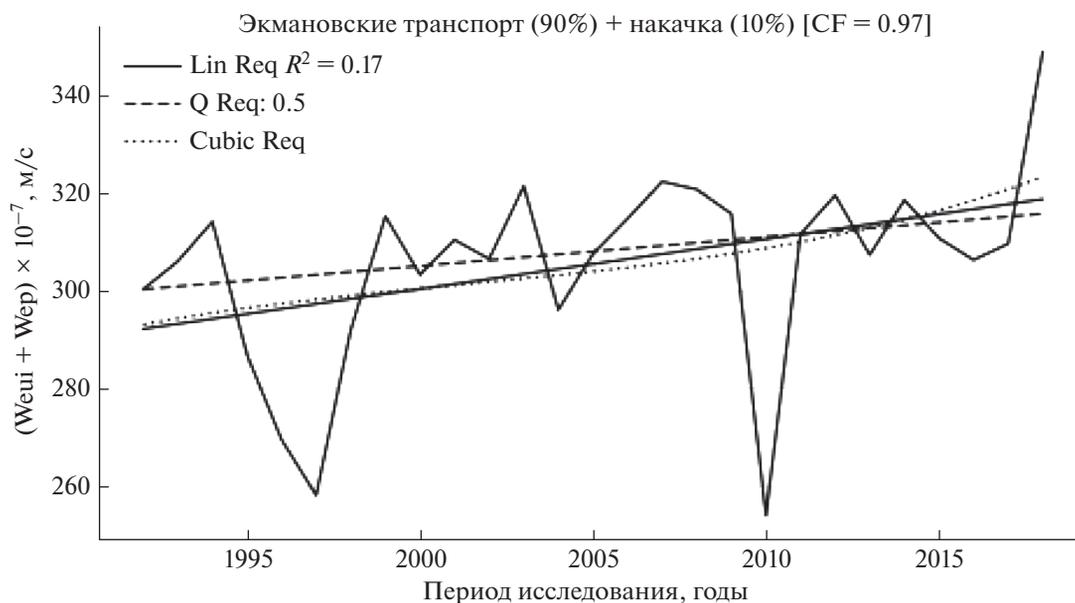


Рис. 7. Межгодовая изменчивость суммарной скорости подъема воды, полученная из экмановских транспорта и накачки ($We_{ui} + W_{ep}$) для Канарского апвеллинга. В расчетах использовался набор данных “Copernicus ПВ” за 1992–2018 гг.

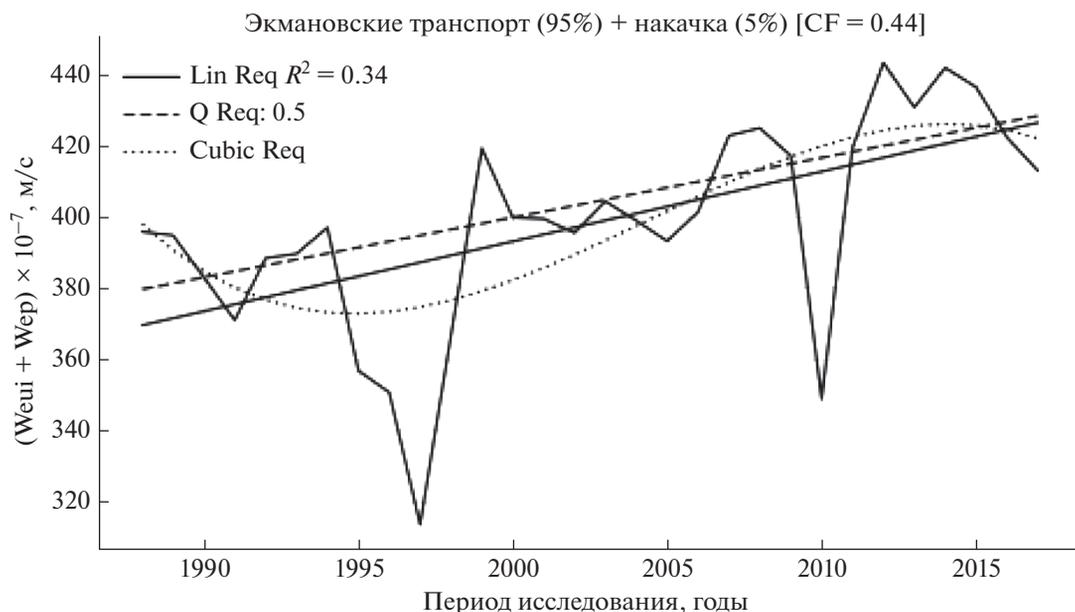


Рис. 8. Межгодовая изменчивость суммарной скорости подъема воды, полученная из экмановских транспорта и накачки ($We_{ui} + W_{ep}$) для Канарского апвеллинга. В расчетах использовался набор данных “Eclipse ПВ” за 1988–2017 гг.

ласти Канарского апвеллинга наблюдалось в 1997 и в 2010 гг. (рис. 6–8). В Бенгельском апвеллинге проявление Эль Ниньо тоже заметны (например, для 1997 г. они видны на рис. 2–4), но их амплитуда существенно меньше, чем в Канарском апвеллинге.

Межгодовая изменчивость суммарной скорости подъема воды ($We_{ui} + W_{ep}$) для Бенгельского и Канарского апвеллингов ранее рассчитывалась авторами для набора данных “Copernicus ПВ” (Polonsky, Serebrennikov, 2020). Вклады в общую скорость подъема воды экмановского транспорта

Таблица 1. Параметры линейных трендов межгодовой изменчивости суммарной скорости подъема воды для рассматриваемых атлантических апвеллингов. Анализируемый период: 1992–2017 гг.

Анализируемые апвеллинги в Атлантическом океане	Суммарная вертикальная скорость ($W_{eu1} + W_{ep}$) для ветра “ССМР ПВ”			Суммарная вертикальная скорость ($W_{eu1} + W_{ep}$) для ветра “Copernicus ПВ”			Суммарная вертикальная скорость ($W_{eu1} + W_{ep}$) для ветра “Eclipse ПВ”		
	R^2	Max 10^{-7} , м/с	Inc 10^{-7} , м/с	R^2	Max 10^{-7} , м/с	Inc 10^{-7} , м/с	R^2	Max 10^{-7} , м/с	Inc 10^{-7} , м/с
Бенгельский	0.44	405.1	39.4	0.37	287.7	28.4	0.46	490.7	58.4
Канарский	0.19	310.9	29.8	0.10	313.0	18.6	0.39	431.3	63.7

Примечания. R^2 – коэффициент детерминации линейного тренда; Max – значение вертикальной скорости, рассчитанное по уравнению линейной регрессии для 2017 г. (максимальное значение, обусловленное линейным трендом за рассматриваемый период); Inc – общее приращение вертикальной скорости за весь анализируемый период, связанное с линейным трендом. Незначимые величины показаны курсивом.

и накачки для обоих апвеллингов, полученные в нашей работе 2020 г., совпадают с вкладами, рассчитанными теперь (соответственно 84 и 16% для Бенгельского апвеллинга и 90 и 10% для Канарского апвеллинга), но абсолютные значения вертикальных скоростей различаются. Это связано с методикой обработки ПВ: в настоящей работе ветер рассчитывался в меньшей по ширине прибрежной полосе (1.25° против 1.75° в работе 2020 г.) и добавлено ограничение на модуль скорости ветра (напомним, что в настоящей работе использовались только данные о ветрах, скорость которых лежала в диапазоне 4–20 м/с). В результате рассчитанные в настоящей работе вертикальные скорости в обоих апвеллингах оказались примерно на 30% больше, чем оцененные в работе (Polonsky, Serebrennikov, 2020).

В табл. 1 показано влияние выбора набора данных о ветре на тренды суммарной скорости подъема воды в Канарском и Бенгельском апвеллингах. Сравнение линейных трендов было сделано за общий (одинаковый) для всех наборов ветров период (1992–2017 гг.). Хорошо видно, что данные “Eclipse ПВ” для обоих апвеллингов показали максимальные величины линейного тренда, а также наибольшие значения суммарной скорости подъема воды ($W_{eu1} + W_{ep}$). Для Бенгельского апвеллинга набор данных “Copernicus ПВ” дал минимальные величины тренда вертикальные скорости и наименьшие значения самой скорости подъема вод, а для Канарского апвеллинга оцененный по этим данным тренд оказался статистически незначим.

Интенсификации экмановского транспорта вносит основной вклад в тренд суммарной скорости подъема воды для обоих апвеллингов. Тренды скорости подъема воды, обусловленные изменением экмановской накачкой и оцененные по большинству привлеченных данных о ПВ, статистически незначимы. Исключение составляет тренд вертикальной скорости подъема воды (W_{ep}) в Бенгельском апвеллинге, рассчитанный

по ветру “Copernicus ПВ”. Он значим и отвечает приблизительно за 20% общей интенсификации Бенгельского апвеллинга.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В целом, можно сделать вывод, что, несмотря на все различия в методиках расчета ПВ по спутниковым данным, используемых различными научно-исследовательскими группами, долгопериодные тенденции изменения суммарной скорости подъема воды для Бенгельского и Канарского апвеллингов с 1980-х гг. указывают на усиление апвеллингов. Межгодовые изменения минимальных значений ТИА подтверждают усиление крупнейших апвеллингов Атлантического океана. Однако это усиление немонотонно. Начиная с конца 1990-х и до 2015–2016 гг. интенсификация апвеллингов практически прекратилась. Это свидетельствует о важной роли естественных междесятилетних вариаций интенсивности апвеллинга. Поэтому, несмотря на то, что формально за 30-летний период наблюдается усиление Бенгельского и Канарского апвеллингов, невозможно сделать однозначный вывод об антропогенном характере их интенсификации на временном отрезке, длина которого порядка одного климатического периода.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность анонимному рецензенту за высокопрофессиональную и доброжелательную оценку первого варианта рукописи и конструктивные предложения по ее доработке.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Статья подготовлена в рамках темы госзадания 0012-2019-0002 (“Фундаментальные исследования процессов в климатической системе, определяющих пространственно-временную изменчивость природной среды глобального и регионального масштабов”).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Демьянов В.В., Савельева Е.А.* Геоэстатистика: теория и практика // Ин-т проблем безопасного развития атомной энергетики / Под ред. Р.В. Арутюняна. РАН. М.: Наука, 2010. 327 с.
- Полонский А.Б., Серебрянников А.Н.* Об изменении температуры поверхности океана в зоне Бенгельского апвеллинга. Часть 2: многолетние тенденции // Исслед. Земли из космоса. 2019. № 4. С. 29–39. <https://doi.org/10.31857/S0205-96142019429-39>
- Полонский А.Б., Серебрянников А.Н.* Модифицированная методика вычисления параметров климатической изменчивости апвеллингов по термическому индексу // Исслед. Земли из космоса. 2021. № 1. С. 67–77. <https://doi.org/10.31857/S0205961421010085>
- Atlas R., Hoffman R.N., Bloom S.C., Jusem J.C., Ardizzone J.* A Multiyear global surface wind velocity dataset using SSM/I wind observations // Bull. Amer. Meteor. Soc. 1996. V. 77(№ 5). P. 869–882.
- Atlas R., Hoffman R.N., Ardizzone J., Leidner S.M., Jusem J.C., Smith D.K., Gombos D.* A cross-calibrated, multiplatform ocean surface wind velocity product for meteorological and oceanographic applications // Bull. Amer. Meteor. Soc. 2011. V. 92. P. 157–174. <https://doi.org/10.1175/2010BAMS2946.1>
- Bakun A.* Coastal upwelling indices, west coast of North America, 1946–71 // U.S. Dep. Commer. 1973. V. 103 (NOAA Technical Report, NMFS SSRF-671).
- Bakun A.* Global climate change and intensification of coastal ocean upwelling // Science. 1990. V. 247. P. 198–201. <https://doi.org/10.1126/science.247.4939.198>
- Bakun A., Black B.A., Bograd S.J., García-Reyes M., Miller A.J., Rykaczewski R.R. et al.* Anticipated effects of climate change on coastal upwelling ecosystems // Curr. Clim. Change Rep. 2015. V. 1. P. 85–93. <https://doi.org/10.1007/s40641-015-0008-4>
- Belmadani A., Echevin V., Codron F., Takahashi K., Junquas C.* What dynamics drive future wind scenarios for coastal upwelling off Peru and Chile? // Climate Dynamics. 2014. V. 43. № 7–8. P. 1893–1914. <https://doi.org/10.1007/s00382-013-2015-2>
- Bentamy A., Croizé-Fillon D.C.* Gridded surface wind fields from Metop/ASCAT measurements // International J. Remote Sensing, 2012. № 33(6). P. 1729–1754. <https://doi.org/10.1080/01431161.2011.600348>
- Bourassa M.A., Rodriguez E., Gaston R.* Summary of the 2008 NASA ocean vector winds science team meeting // Bull. Am. Meteorol. Soc. 2009. V. 91. P. 925–928. <https://doi.org/10.1175/2010BAMS2880.1>
- Bourassa M.A., Hughes P.J.* Surface heat fluxes and wind remote sensing // In “New Frontiers in Operational Oceanography, / Eds. E. Chassignet, A. Pascual, J. Tintore, J. Verron. GODAE OceanView. 2018. P. 245–270. <https://doi.org/10.17125/gov2018.ch10>
- Bourassa M.A., Meissner T., Cerovecki I., Chang P.S., Dong X., De Chiara G., Donlon C., Dukhovskoy D.S., Elya J., Fore A., Fewings M.R., Foster R.C. et al.* Remotely Sensed Winds and Wind Stresses for Marine Forecasting and Ocean Modeling // Front. Mar. Sci. 2019. 6:443. <https://doi.org/10.3389/fmars.2019.00443>
- Chelton D.B., deSzoeke R.A., Schlax M.G., Naggar K.El., Szwed N.* Geographical Variability of the First Baroclinic Rossby Radius of Deformation // J. Phys. Oceanogr. 1998. V. 28. P. 433–460. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1998\)028<0433:GVOT-FB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1998)028<0433:GVOT-FB>2.0.CO;2)
- Cropper T.E., Hanna E., Bigg G.R.* Spatial and temporal seasonal trends in coastal upwelling off Northwest Africa, 1981–2012 // J. Deep-Sea Research. 2014. Part I. V. 86. P. 94–111.
- Cushing D.H.* Upwelling and the production of fish // Adv. Mar. Biol. 1971. V. 9. P. 255–334. [https://doi.org/10.1016/S0065-2881\(08\)60344-2](https://doi.org/10.1016/S0065-2881(08)60344-2)
- Dee D.P., Uppala S.M., Simmons A.J., Berrisford P., Poli P., Kobayashi S. et al.* The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system // Quarterly J. Royal Meteorological Society. 2011. V. 137. P. 553–597. <https://doi.org/10.1002/qj.828>
- Desbiolles F., Bentamy A., Blanke B., Roy C., Mestas-Nunez A., Grodsky S.A., Herbette S., Cambon G., Maes C.* Two Decades [1992–2012] of Surface Wind Analyses based on Satellite Scatterometer Observations // J. Marine Systems. 2017. V. 168. P. 38–56. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2017.01.003>
- Ekman V.* On the influence of the earth’s rotation on ocean currents // Ark. Mat. Astron. Fys. 1905. V. 2. P. 1–53.
- Fréon P., Barange M., Aristegui J.* Eastern boundary upwelling ecosystems: integrative and comparative approaches // Prog. Oceanogr. 2009. V. 83. P. 1–14.
- García-Reyes M., Sydeman W.J., Schoeman D.S., Rykaczewski R.R., Black B.A., Smit A.J. and Bograd S.J.* Under Pressure: Climate Change, Upwelling, and Eastern Boundary Upwelling Ecosystems // Front. Mar. Sci. 2015. V. 2. P. 109. <https://doi.org/10.3389/fmars.2015.00109>
- Herbland A., Voituriez B.* La production primaire dans l’upwelling mauritanien en mars 1973 // Cah. O.R.ST.O.M., Sér. Océanogr. 1974. V. 12(3). P. 187–201.
- Hilburn K.A., Meissner T., Wentz F.J., Brown S.T.* Ocean vector winds from WindSat two-look polarimetric radiances // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 2016. V. 54. P. 918–931. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2015.2469633>
- Kara A.B., Metzger E.J., Bourassa M.A.* Ocean current and wave effects on wind stress drag coefficient over the global ocean. // Geophys. Res. Lett. 2007. 34. L01604. <https://doi.org/10.1029/2006GL027849>
- Kara A.B., Wallcraft A.J., Barron C.N., Metzger E.J., Hurlburt H.E., Bourassa M. A.* Accuracy of 10m Wind Speeds from Satellites and NWP Products Near Land–Sea Boundaries // J. Geophys. Res. 2008. V. 113. Issue C10. <https://doi.org/10.1029/2007JC004516>
- Liu W.T., Tang W.* Equivalent Neutral Wind // Pasadena, CA: JPL Publication. 1996. P. 96–17. Jet Propulsion Laboratory.
- Mears C.A., Scott J., Wentz F.J., Ricciardulli L., Leidner S.M., Hoffman R., Atlas R.* A Near-Real-Time Version of the Cross-Calibrated Multiplatform (CCMP) Ocean Surface Wind Velocity Data Set // J. Geophys. Res.: Oceans. 2019. V. 124. P. 6997–7010. <https://doi.org/10.1029/2019JC015367>
- Meissner T., Smith D., Wentz F.* A 10-year intercomparison between collocated special sensor microwave imager oceanic surface wind speed retrievals and global analyses // J. Geo-

- phys. Res. 2001. V. 106. P. 11731–11742.
<https://doi.org/10.1029/1999JC000098>
- Minas H.J., Codispoti L., Dugdale R.* Nutrients and primary production in the upwelling region off Northwest Africa // *Rapp. P.-v. Reun. Cons. int. Explor. Mer.* 1982. V. 180. P. 148–183.
- Polonsky A.B., Serebrennikov A.N.* Long-Term Sea Surface Temperature Trends in the Canary Upwelling Zone and their Causes // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics.* 2018. V. 54. № 9. P. 1062–1067.
<https://doi.org/10.1134/S0001433818090281>
- Polonsky A.B., Serebrennikov A.N.* On the Change in the Ocean Surface Temperature in the Benguela Upwelling Region. Part I: Season Cycle // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics.* 2019. V. 55. № 9. P. 1050–1059.
<https://doi.org/10.1134/S0001433819090391>
- Polonsky A.B., Serebrennikov A.N.* Intensification of Eastern Boundary Upwelling Systems in the Atlantic and Pacific Oceans // *Russian Meteorology and Hydrology.* 2020. V. 45. № 6. P. 422–429.
<https://doi.org/10.3103/S1068373920060059>
- Ross D.B., Cardone V.J., Overland J., McPherson R.D., Pierson W.J. Jr., Yu T.* Oceanic surface winds // *Adv. Geophys.* 1985. V. 27. P. 101–138.
[https://doi.org/10.1016/S0065-2687\(08\)60404-5](https://doi.org/10.1016/S0065-2687(08)60404-5)
- Simmons A., Uppala S., Dee D., Kobayashi S.* ERA-Interim: New ECMWF reanalysis products from 1989 onwards // *ECMWF Newsletter.* 2011. V. 110. P. 25–35.
- Schwing F.B., Farrell M.O., Steger J.M.* Coastal upwelling indices west coast of North America // *NOAA Tech. Rep. NMFS SWFSC 231.* 1996. 144 p. NOAA, Seattle, Wash.
- Stommel H. M.,* The Gulf Stream. A Physical and Dynamical Description // *Univ. Calif. Press, Berkeley.* 1958. Calif. 202 p.
- Tim N., Zorita E., Hünicke B.* Decadal variability and trends of the Benguela Upwelling System as simulated in a high ocean-only simulation // *Ocean Sci.* 2015. V. 11. P. 483–502.
<https://doi.org/10.5194/os-11-483-2015>
- Upwelling: Mechanisms, ecological effects and threats to biodiversity (Eds. Fischer W.E., Green A.B.) // *Nova Sci. Publ. Inc. USA. N.Y.* 2013. P. 59–76
- Varela R., Álvarez I., Santos F. et al.* Has upwelling strengthened along worldwide coasts over 1982–2010? // *Sci. Rep.* 2015. V. 5. 10016.
<https://doi.org/10.1038/srep10016>
- Zeng L., Levy G.* Space and time aliasing structure in monthly mean polar-orbiting satellite data // *J. Geophys. Res.* 1995. V. 100(№ D3). P. 5133–5142.
<https://doi.org/10.1029/94JD03252>

Long-Term Tendencies of Intensity of Eastern Coastal Upwelling Systems Assessed Using Different Satellite Data on Surface Winds. Part 1: Atlantic Ocean

A. B. Polonsky¹ and A. N. Serebrennikov¹

¹*Institute of Natural and Technical Systems, Sevastopol, Russia*

Comparative estimation of the long-term tendencies of variability of the largest Atlantic upwellings (Canary and Benguela) has been done in this article. Satellite sea surface temperature and three wind archives prepared by different scientific groups have been used. Difference of the calculated absolute vertical velocities due to wind rundown and Ekman pumping rich the several dozen percent. All-time series show the common tendency of the upwellings' intensification between 1980s and second part of 1990s. It confirms the published materials concerning the intensification of Canary and Benguela upwelling under global warming. However, since the end of 1990s the upwellings' intensification ceased. It proves the important role of the natural inter-decadal climate variations in generation of upwellings' intensity variability during satellite era.

Keywords: upwelling, ocean surface temperature, thermal upwelling index, Ekman transport and pumping, interannual variability, long-term trends

REFERENCES

- Atlas R., Hoffman R.N., Bloom S.C., Jusem J.C., Ardizzone J.* A Multiyear global surface wind velocity dataset using SSM/I wind observations // *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 1996. V. 77(№ 5). P. 869–882.
- Atlas R., Hoffmann R.N., Ardizzone J., Leidner S.M., Jusem J.C., Smith D.K., Gombos D.* A cross-calibrated, multiplatform ocean surface wind velocity product for meteorological and oceanographic applications // *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 2011. V. 92. P. 157–174. DOI: 10.1175/2010BAMS2946.1
- Bakun A.* Coastal upwelling indices, west coast of North America, 1946–71 // *U.S. Dep. Commer.* 1973. V. 103 (NOAA Technical Report, NMFS SSRF-671).
- Bakun A.* Global climate change and intensification of coastal ocean upwelling // *Science.* 1990. V. 247. P. 198–201. DOI: 10.1126/science.247.4939.198
- Bakun A., Black B.A., Bograd S.J., García-Reyes M., Miller A.J., Rykaczewski R.R., et al.* Anticipated effects of climate change on coastal upwelling ecosystems // *Curr. Clim. Change Rep.* 2015. V. 1. P. 85–93. DOI: 10.1007/s40641-015-0008-4
- Belmadani A., Echevin V., Codron F., Takahashi K., Junquas C.* What dynamics drive future wind scenarios for coastal upwelling off Peru and Chile? // *Climate Dynamics.* 2014. V. 43. № 7–8. P. 1893–1914. DOI: 10.1007/s00382-013-2015-2
- Bentamy A., Croizé-Fillon D.C.* Gridded surface wind fields from Metop/ASCAT measurements // *International J. Re-*

- mote Sensing. 2012. № 33(6). P. 1729–1754. DOI: 10.1080/01431161.2011.600348
- Bourassa M.A., Rodriguez E., Gaston R.* Summary of the 2008 NASA ocean vector winds science team meeting // *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 2009. V. 91. P. 925–928. DOI: 10.1175/2010BAMS2880.1
- Bourassa M.A., Hughes P.J.* Surface heat fluxes and wind remote sensing // In “New Frontiers in Operational Oceanography” / Eds. E. Chassignet, A. Pascual, J. Tintore, J. Veron. GODAE OceanView. 2018. P. 245–270. DOI: 10.17125/gov2018.ch10
- Bourassa M.A., Meissner T., Cerovecki I., Chang P.S., Dong X., De Chiara G., Donlon C., Dukhovskoy D.S., Elya J., Fore A., Fewings M.R., Foster R.C. et al.* Remotely Sensed Winds and Wind Stresses for Marine Forecasting and Ocean Modeling // *Front. Mar. Sci.* 2019. 6: 443. DOI: 10.3389/fmars.2019.00443
- Cropper T.E., Hanna E., Bigg G.R.* Spatial and temporal seasonal trends in coastal upwelling off Northwest Africa, 1981–2012. // *J. Deep-Sea Research.* 2014. Part I. V. 86. P. 94–111.
- Chelton D.B., deSzoeke R.A., Schlax M.G., Naggar K.El, Siwertz N.* Geographical Variability of the First Baroclinic Rossby Radius of Deformation // *J. Phys. Oceanogr.* 1998. V. 28. P. 433–460. DOI: 10.1175/1520-0485(1998)028<0433:GVOTFB>2.0.CO;2
- Cushing D.H.* Upwelling and the production of fish // *Adv. Mar. Biol.* 1971. V. 9. P. 255–334. DOI: 10.1016/S0065-2881(08)60344-2
- Dee D.P., Uppala S.M., Simmons A.J., Berrisford P., Poli P., Kobayashi S. et al.* The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system // *Quarterly J. Royal Meteorological Society.* 2011. V. 137. P. 553–597. DOI: 10.1002/qj.828
- Dem'yanov V.V., Savel'eva E.A.* Geostatistika: teoriya i praktika [Geostatistics: theory and practice] // In-t problem bezopasnogo razvitiya atomnoy energetiki / Pod red. R.V. Arutyunyana. RAN. M.: Nauka, 2010. 327 p. (In Russian).
- Desbiolles F., Bentamy A., Blanke B., Roy C., Mestas-Nunez A., Grodsky S. A., Herbet S., Cambon G., Maes C.* Two Decades [1992–2012] of Surface Wind Analyses based on Satellite Scatterometer Observations // *J. Marine Systems.* 2017. V. 168. P. 38–56. DOI: 10.1016/j.jmarsys.2017.01.003
- Ekman V.* On the influence of the earth's rotation on ocean currents // *Ark. Mat. Astron. Fys.* 1905. V. 2. P. 1–53.
- Fréon P., Barange M., Aristegui J.* Eastern boundary upwelling ecosystems: integrative and comparative approaches // *Prog. Oceanogr.* 2009. V. 83. P. 1–14.
- García-Reyes M., Sydeman W.J., Schoeman D.S., Rykaczewski R.R., Black B.A., Smit A.J., Bograd S.J.* Under Pressure: Climate Change, Upwelling, and Eastern Boundary Upwelling Ecosystems // *Front. Mar. Sci.* 2015. V. 2. P. 109. DOI: 10.3389/fmars.2015.00109
- Herbland A., Voituriez B.* La production primaire dans l'upwelling mauritanien en mars 1973 // *Cah. O.R.ST.OM., Sér. Océanogr.* 1974. V. 12(3). P. 187–201.
- Hilburn K.A., Meissner T., Wentz F.J., Brown S.T.* Ocean vector winds from WindSat two-look polarimetric radiances // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 2016. V. 54. P. 918–931. DOI: 10.1109/TGRS.2015.2469633
- Kara A.B., Metzger E.J., Bourassa M.A.* Ocean current and wave effects on wind stress drag coefficient over the global ocean // *Geophys. Res. Lett.* 2007. 34. L01604. DOI: 10.1029/2006GL027849
- Kara A.B., Wallcraft A.J., Barron C.N., Metzger E.J., Hurlburt H.E., Bourassa M. A.* Accuracy of 10m Wind Speeds from Satellites and NWP Products Near Land–Sea Boundaries // *J. Geophys. Res.* 2008. V. 113. Issue C10. DOI: 10.1029/2007JC004516
- Liu W.T., Tang, W.* Equivalent Neutral Wind // Pasadena, CA: JPL Publication. 1996. P. 96–17. Jet Propulsion Laboratory.
- Mears C.A., Scott J., Wentz F.J., Ricciardulli L., Leidner S.M., Hoffman R., Atlas R.* A Near-Real-Time Version of the Cross-Calibrated Multiplatform (CCMP) Ocean Surface Wind Velocity Data Set // *J. Geophys. Res.: Oceans.* 2019. V. 124. P. 6997–7010. DOI: 10.1029/2019JC015367
- Meissner T., Smith D., Wentz F.* A 10-year intercomparison between collocated special sensor microwave imager oceanic surface wind speed retrievals and global analyses // *J. Geophys. Res.* 2001. V. 106. P. 11731–11742. DOI: 10.1029/1999JC000098
- Minas H.J., Codispoti L., Dugdale R.* Nutrients and primary production in the upwelling region off Northwest Africa // *Rapp. P-v. Reun. Cons. int. Explor. Mer.* 1982. V. 180. P. 148–183.
- Polonsky A.B., Serebrennikov A.N.* Long-Term Sea Surface Temperature Trends in the Canary Upwelling Zone and their Causes // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics.* 2018. V. 54. № 9. P. 1062–1067. DOI: 10.1134/S0001433818090281
- Polonsky A.B., Serebrennikov A.N.* Ob izmenenii temperatury poverhnosti okeana v zone Bengel'skogo apvellinga. CHast' 2: mnogoletnie tendentsii [On the Change in the Sea Surface Temperature in the Benguela Upwelling Region: Part II. Long-Term Tendencies] // *Issled. Zemli iz kosmosa.* 2019. № 4. P. 29–39. DOI: 10.31857/S0205-96142019429-39 (In Russian).
- Polonsky A.B., Serebrennikov A.N.* On the Change in the Ocean Surface Temperature in the Benguela Upwelling Region. Part I: Season Cycle // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics.* 2019. V. 55. № 9. P. 1050–1059. DOI: 10.1134/S0001433819090391
- Polonsky A.B., Serebrennikov A.N.* Intensification of Eastern Boundary Upwelling Systems in the Atlantic and Pacific Oceans // *Russian Meteorology and Hydrology.* 2020. V. 45. № 6. P. 422–429. DOI: 10.3103/S1068373920060059
- Polonsky A.B., Serebrennikov A.N.* Modifitsirovannaya metodika vychisleniya parametrov klimaticheskoy izmenchivosti apvellinov po termicheskomu indeksu [Modified method for calculating the parameters of climatic variability of upwellings by thermal index] // *Issled. Zemli iz kosmosa.* 2021. № 1. P. 67–77. DOI: 10.31857/S0205961421010085 (In Russian).

- Ross D.B., Cardone V.J., Overland J., McPherson R.D., Pierson W.J. Jr., Yu T.* Oceanic surface winds // *Adv. Geophys.* 1985. V. 27. P. 101–138. DOI: 10.1016/S0065-2687(08)60404-5
- Simmons A., Uppala S., Dee D., Kobayashi S.* ERA-Interim: New ECMWF reanalysis products from 1989 onwards // *ECMWF Newsletter.* 2011. V. 110. P. 25–35.
- Schwing F.B., Farrell M.O., Steger J.M.* Coastal upwelling indices west coast of North America // *NOAA Tech. Rep. NMFS SWFSC* 231. 1996. 144 p. NOAA, Seattle, Wash.
- Stommel H. M.,* The Gulf Stream. A Physical and Dynamical Description // *Univ. Calif. Press, Berkeley.* 1958. Calif. 202 p.
- Tim N., Zorita E., Hünnicke B.* Decadal variability and trends of the Benguela Upwelling System as simulated in a high ocean-only simulation // *Ocean Sci.* 2015. V. 11. P. 483–502. DOI: 10.5194/os-11-483-2015
- Upwelling: Mechanisms, ecological effects and threats to biodiversity (Eds. Fischer W.E., Green A.B.) // *Nova Sci. Publ. Inc. USA. N.Y.* 2013. P. 59–76
- Varela R., Álvarez I., Santos F. et al.* Has upwelling strengthened along worldwide coasts over 1982-2010? // *Sci. Rep.* 2015. V. 5. 10016. DOI: 10.1038/srep10016
- Zeng L., Levy G.* Space and time aliasing structure in monthly mean polar-orbiting satellite data // *J. Geophys. Res.* 1995. 100 (№ D3). P. 5133–5142. DOI: 10.1029/94JD03252

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

МЕЗОМАСШТАБНЫЕ ВИХРИ В БЕРИНГОВОМ МОРЕ ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВОЙ АЛЬТИМЕТРИИ

© 2021 г. И. А. Жабин^а, *, Е. В. Дмитриева^а, С. Н. Таранова^а

^аТихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия

*E-mail: zhabin@poi.dvo.ru

Поступила в редакцию 09.03.2021 г.

Динамика мезомасштабных вихрей в Беринговом море исследована на основе результатов, полученных при помощи автоматического метода выделения вихрей по данным об аномалиях уровня моря (AVISO). Для этой цели на основе глобального массива “Mesoscale eddy trajectory atlas product” была создана региональная база данных, позволяющая провести анализ распределения вихрей (антициклон—циклон), интенсивности, нелинейности, скорости, траекторий движения и установить районы формирования/разрушения вихревых образований. Полученные результаты показывают, что мезомасштабные вихри играют значительную роль в динамике вод Берингова моря. За период альтиметрических наблюдений (1993–2018 гг.) было выделено 592 вихря с продолжительностью существования более 90 сут (антициклонические (361) и циклонические (231)). Антициклонические и циклонические вихри в Беринговом море имели средний радиус 53.2 и 63.5 км, средняя орбитальная скорость геострофических течений на внешнем замкнутом контуре вихрей составляла 14.0 и 10.8 см/с, соответственно. Средняя скорость перемещения антициклонов и циклонов вдоль траектории движения была равна 5.1 и 6.2 см/с. Большая часть мезомасштабных вихрей была связана с течениями Берингова моря. Это показывает, что вихри в основном формируются за счет бароклинной/баротропной неустойчивости Берингоморского склонового и Камчатского течений. На вихреобразование в зоне Северного Алеутского склонового течения может влиять водообмен через проливы Алеутской гряды. Большая часть антициклонических вихрей формируется в апреле—июле. Максимальное количество “новых” циклонических вихрей наблюдается в холодную половину года (январь—март). Сезонная изменчивость циркуляции вод Берингова моря оказывает влияние на интенсивность вихреобразования.

Ключевые слова: мезомасштабные вихри, течения, Берингово море, спутниковая альтиметрия, аномалии уровня моря, показатели Ляпунова

DOI: 10.31857/S0205961421050109

ВВЕДЕНИЕ

Мезомасштабные вихри широко распространены в океане и играют важную роль во многих физических и биологических процессах. В связи с сокращением количества морских экспедиций ведущая роль в исследовании мезомасштабной (синоптической) изменчивости перешла от океанографических съемок и полигонных экспериментов к методам, основанным на анализе данных спутниковой альтиметрии. Мезомасштабные вихри и течения хорошо выражены в полях высот поверхности моря, это делает спутниковые альтиметры эффективным средством исследования циркуляции вод. Спутниковые альтиметрические данные позволяют получать более полное представление о распределении и пространственно-временной изменчивости мезомасштабных вихрей в океане.

В настоящее время разработаны несколько методов идентификации мезомасштабных вихрей

на основе спутниковой альтиметрии. Исследование вихрей для Мирового океана в целом было проведено на основе анализа альтиметрических данных об аномалиях уровня моря (Chelton et al., 2011). При глобальном подходе используются определенные процедуры осреднения и визуализации, которые затрудняют анализ полученных результатов в региональных исследованиях. В настоящее время на сайте AVISO доступны сведения о параметрах мезомасштабных вихрей (тип вихря, траектория движения, интенсивность и геострофическая скорость на внешнем контуре), полученные на основе новой версии глобального массива альтиметрических данных об уровне Мирового океана при помощи метода, основанного на определении замкнутых контуров в поле аномалий уровня моря (<http://www.aviso.altimetry.fr>, MESOSCALE EDDY TRAJECTORY ATLAS PRODUCT: Merged delayed-time version produced by SSALTO/DUACS). Пространственное и вре-

менное разрешение исходного массива составляет 0.25° и 1 сут. Этот массив, дополненный расчетными динамическими и кинематическими характеристиками вихрей, может быть использован в более детальных региональных исследованиях мезомасштабных процессов. Исходя из этого была сформулирована основная цель исследования — на основе анализа результатов, полученных при помощи метода, основанного на выделении замкнутых контуров в поле аномалий уровня моря (АУМ/SLA — Аномалии Уровня Моря/Sea Level Anomaly), рассмотреть пространственно-временную изменчивость мезомасштабных вихрей в Беринговом море в период с 1993 по 2018 гг. Для достижения поставленной цели в работе представлен обзор результатов исследований циркуляции вод, проведен анализ распределения вихрей (антициклон—циклон), рассмотрена интенсивность, нелинейность, скорость, траектории движения и районы формирования/разрушения вихревых образований в Беринговом море.

Высокие уровни мезомасштабной активности в океане связаны с течениями и фронтальными зонами. В Беринговом море общая циркуляция вод определяется основным циклоническим круговоротом, расположенным в пределах глубоководной котловины (Арсеньев, 1967; Stabeno, Reed, 1994; Stabeno et al., 1999). На западной периферии циклонического круговорота выделяют Камчатское течение, на восточной — направленное преимущественно на север/северо-запад Берингоморское склоновое течение (по терминологии В.С. Арсеньева “Поперечное течение”). Циркуляция вод во многом определяется поступлением в Берингово море вод Аляскинского течения, текущего в направлении с востока на запад с тихоокеанской стороны Алеутской островной гряды. Тихоокеанские воды, поступающие через многочисленные Алеутские проливы, формируют Северное Алеутское склоновое течение, замыкающее с юга циклоническую циркуляцию вод Берингова моря. Поступление тихоокеанских вод через проливы Алеутской гряды балансируется стоком берингоморских вод через Камчатский и Берингов проливы. Циклоническую циркуляцию вод Берингова моря можно рассматривать как звено крупномасштабного Западного субарктического круговорота северной части Тихого океана (Favorite et al., 1976).

Общую циркуляцию вод Берингова моря можно рассмотреть на основе осредненных данных о дрейфе поверхностных буев. Дрифтерные наблюдения позволяют получить количественные оценки основных параметров течений. На предыдущем этапе исследований циркуляции вод по данным наблюдений за дрейфующими буями, выполненными в период с 1988 по 1993 гг. (Stabeno, Reed, 1994) и в 1984–2003 гг. (Panteleev et al., 2011) были построены и проанализированы сред-

ние карты распределения векторов поверхностных течений в глубоководной части Берингова моря. При этом расчет средних течений проводился по относительно небольшим по объему массивам данных, в отдельных районах моря дрифтерные наблюдения отсутствовали. В работе для исследования циркуляции вод Берингова моря была использована более полная версия среднегодового массива данных дрифтерных наблюдений с пространственным разрешением 0.5° (версия от 30 июня 2019 г., <http://www.aoml.noaa.gov/phod/dac/index.php>). Данные о скорости и направлении течений были получены в рамках глобальной дрифтерной программы (The Global Drifter Program). Положение дрифтеров определялось при помощи спутниковых систем слежения “Argos” и GPS. Методы обработки данных дрифтерных наблюдений над течениями рассмотрены в работе (Lumpkin, Johnson, 2013).

На карте средней циркуляции, построенной по данным дрифтеров (рис. 1), отчетливо выделяются основные течения Берингова моря: относительно слабое ($10\text{--}15$ см/с) Северное Алеутское склоновое течение в районе Алеутских островов, связанное с интенсивным струйным Аляскинским течением ($30\text{--}40$ см/с); Берингоморское склоновое течение ($10\text{--}25$ см/с) в восточной и северной частях моря; более сильное (до 30 см/с) Камчатское течение в юго-западной части моря. Эти три основных течения формируют циклонический круговорот над глубоководной котловиной Берингова моря. В центральной области циклонического круговорота скорости течений не превышали 15 см/с. Воды Аляскинского течения поступают в Берингово море в основном через проливы Ближний (170° в.д.) и Амчитка (180° в.д.). Западное пограничное Камчатское течение обеспечивает сток берингоморских вод в Тихий океан через Камчатский пролив ($164^\circ 30'$ в.д.).

Первые сведения о том, что течения в Беринговом море имеют хорошо выраженную вихревую структуру, были получены В.Н. Натаровым (Натаров, 1963). Выполненные в последующие годы наблюдения показали, что мезомасштабные вихри связаны с течениями циклонического круговорота и присутствуют в центральной области глубоководной части Берингова моря (например, Solomon, Ahlnäs, 1978; Kinder et al., 1980; Stabeno, Reed, 1994; Cokelet et al., 1996; Stabeno et al., 1999; Chen, Firing, 2006; Prantc et al., 2018; Андреев, 2019). По данным наблюдений, результатам теоретических исследований и численного моделирования циркуляции вод Берингоморское склоновое течение состоит из меандров и вихрей, которые могут генерироваться за счет бароклинной неустойчивости и взаимодействия течения с топографией (Kinder et al., 1975; Paluszkiwicz, Niebauer, 1984; Royer, Emery, 1984). На формирование вихрей в юго-восточной части моря может

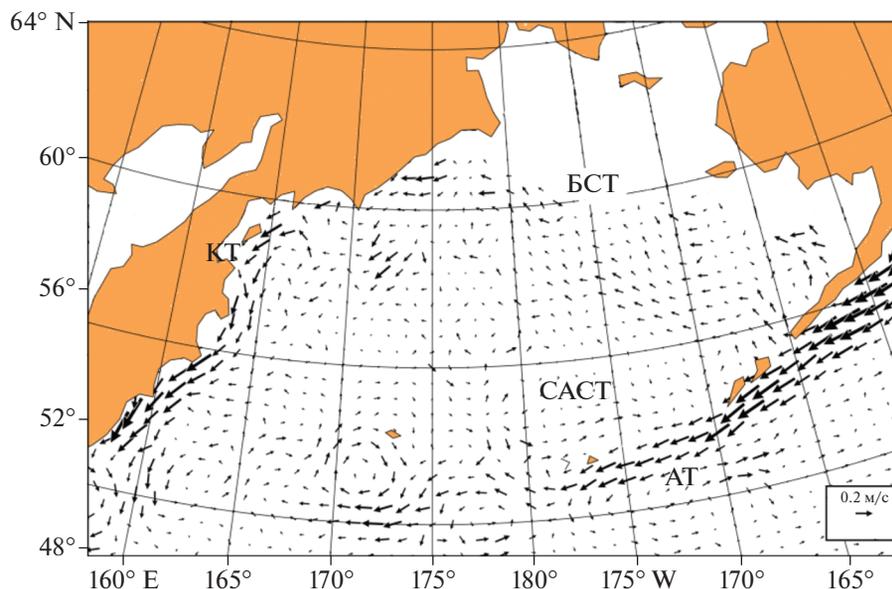


Рис. 1. Средняя циркуляция вод Берингова моря по данным поверхностных дрейфтеров. Условные обозначения: КТ – Камчатское течение; БСТ – Беринговоморское склоновое течение; АТ – Аляскинское течение; САСТ – Северное Алеутское склоновое течение.

влиять водообмен через проливы Алеутской гряды (Schumacher, Stabeno, 1994). Мезомасштабные вихри в юго-западной части моря определяют динамическую структуру вод Камчатского течения (Verkhunov, Tkachenko, 1992; Stabeno et al., 1994; Рогачев, Шлык, 2019).

По данным наблюдений мезомасштабные вихри относятся к основным динамическим особенностям Беринговоморского склонового течения. Большинство вихревых образований в этом районе является антициклоническими, диаметр вихрей составляет 20–140 км, орбитальная скорость на периферии превышает 20 см/с (Schumacher, Stabeno 1994; Cokelet, Stabeno, 1997; Mizobata et al., 2002). В западной глубоководной части моря вихри формируются за счет неустойчивости Камчатского течения. Антициклонические вихри в этой зоне часто связаны с большими заливами у восточного побережья п-ва Камчатка. Диаметр вихрей составляет 20–100 км, орбитальные скорости достигали значений 40 см/с. Время существования отдельных вихрей превышало 1 год (Solomon, Ahlnas 1978; Schumacher, Stabeno, 1998; Рогачев, Шлык, 2018). Вихри в районе Северного Алеутского склонового течения наблюдались вблизи проливов Алеутской островной гряды. Эти вихревые образования имели диаметр около 100 км и скорость вращения около 30 см/с (Stabeno et al., 1999). Влияние вихрей на термохалинную структуру вод прослеживалось до глубины 1500 м (Kinder et al., 1980).

Мезомасштабные вихри рассматриваются как важный фактор, во многом определяющий дина-

мику морских экосистем Берингова моря (например, Okkonen et al., 2004; Ladd et al., 2012). Вихри влияют на распределение биогенных элементов, хлорофилла и зоопланктона (Сапожников, 1993, Mizobata, 2006, 2008; Andreev, 2020).

МЕТОД ВЫДЕЛЕНИЯ МЕЗОМАСШТАБНЫХ ВИХРЕЙ ПО АЛЬТИМЕТРИЧЕСКИМ ДАННЫМ ОБ АНОМАЛИЯХ УРОВНЯ МОРЯ

Используемая при создании “Атласа траекторий мезомасштабных вихрей” (Mesoscale Eddy Trajectory Atlas – META2018, далее по тексту “Атлас...”) альтиметрическая информация была получена из открытого массива данных AVISO (Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic Data) при помощи системы DUACS (Data Unification and Altimeter Combination System), которая является частью проекта по обработке данных мультисенсорной спутниковой альтиметрии (SSALTO), реализуемого Французским космическим агентством (CNES) и международным спутниковым оператором Collecte Localisations Satellites (CLS). Система DUACS позволяет на регулярной основе поддерживать, обновлять и проверять качество массивов данных альтиметрических наблюдений.

При создании “Атласа...” использовался подготовленный с задержкой по времени (Delayed Time) “двухспутниковый” суточный сеточный массив АУМ. Временная задержка при подготовке “оффлайн” компонента системы SSALTO/DUACS позволяет обрабатывать альтиметрические дан-

ные для получения калиброванных и высокоточных временных рядов АУМ. Двухспутниковые альтиметрические данные основаны на информации, получаемой с двух спутников, которые имеют повторяющиеся треки (например, Topex/Poseidon/ERS 1/2 или Jason-1/Envisat). Такой подход обеспечивает однородность и устойчивость массива альтиметрических данных. В настоящее время этот массив доступен на сайте Европейской службы по изучению климатических изменений Copernicus (Copernicus Climate Change Service (C3S), <http://climate.copernicus.eu/>). Аномалии уровня моря определяются относительно средней поверхности моря в узлах регулярной сетки. Пространственное разрешение сеточного массива данных составляет $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ (для исследуемого района ~ 30 км по долготе и ~ 15 км по широте), временная дискретность – 1 сут, выбранный период наблюдений – с 01.01.1993 по 31.12.2018 гг.

Обработка данных включает в себя введение сенсорных и атмосферных поправок и учитывает среднюю уровенную поверхность океана, рассчитанную за период с 1993 по 2012 гг. Для коррекции альтиметрических данных применяется усовершенствованная глобальная приливная модель. Поправки на изменение уровня моря, вызванные атмосферным давлением, рассчитываются по уравнению обратного барометра. Цифровая информация о характеристиках мезомасштабных вихрей, представленная в “Атласе...”, была получена и обработана в CNES/CLS при помощи системы DUACS по методологии, разработанной в Орегонском университете США (Schlax, Chelton, 2016).

Результаты расчета АУМ по данным спутниковой альтиметрии дают возможность проводить детальные исследования мезомасштабной вихревой активности в океане. С циклоническими вихрями связано уменьшение значений АУМ, антициклонические вихри отличаются повышенными значениями аномалий уровня. Эти характеристики позволяют идентифицировать мезомасштабные вихри в полях АУМ, где антициклонические вихри проявляются как замкнутые контуры положительных значений аномалий уровня, в то время как циклонические вихри выделяются по замкнутым контурам отрицательных значений АУМ.

Один из первых методов автоматического выделения и определения траекторий движения вихрей на основе спутниковых альтиметрических данных был предложен в работе (Isern-Fontanet et al., 2003). Подробный анализ характеристик мезомасштабных вихрей для всего Мирового океана был выполнен на основе данных о распределении АУМ, полученных с временным интервалом в 7 сут и пространственным разрешением $1/3$ на $1/3$ градуса. В этом случае каждый вихрь иден-

тифицировался на основе выделения локальных экстремумов и связанной области пикселей, удовлетворявших определенным критериям. Детальное описание этого метода можно найти в работе (Chelton et al., 2011). Алгоритм выделения и расчета траекторий движения мезомасштабных вихрей, использованный в “Атласе...” и представленный на сайте AVISO, был разработан совместно Д. Шелтоном (Schlax, Chelton, 2016) и сотрудниками CLS/DUACS. Процедура выделения вихрей была основана на двухмерной версии метода, представленного в работе (Williams et al., 2011). Основными отличиями нового массива информации о мезомасштабных вихрях, по сравнению с первой версией (Chelton et al., 2011), является лучшее пространственное ($0.25^\circ \times 0.25^\circ$) и временное (сутки) разрешение исходных альтиметрических данных. Кроме этого, была проведена низкочастотная фильтрация полей АУМ для удаления эффектов, связанных с крупномасштабной изменчивостью, ограничено максимальное расстояние, пройденное вихрями на каждом временном шаге (удалены “прыжки” вихрей) и включена процедура интерполяции положения вихрей при временной потере вихря в течении первых 3 сут.

С технической точки зрения процедура мониторинга мезомасштабных вихрей включает в себя два основных шага. Во-первых, вихревые образования идентифицируются как замкнутые контуры АУМ, которые имеют один экстремум уровня. Как только выделяются все вихри, определяется траектория движения каждого вихревого образования, связывающая положение вихря на одном временном шаге с близлежащей подобной вихревой структурой на следующем шаге. При этом проверяется согласованность значений аномалий уровня внутри замкнутого контура. Для каждого локального максимума и минимума алгоритм проводит поиск точек вокруг экстремумов, удовлетворяющих некоторым пороговым значениям. Амплитуда уровня в точках, расположенных в пределах контура, определяемого как изолированный вихрь, должна быть равной или меньшей, по сравнению с областью, ранее выделенной как вихревое образование. Минимальное пороговое значение амплитуды уровня задается равным 1 см.

Положение центра каждого выделенного вихря определяется как центроид крайнего внешнего замкнутого контура. Для полосы широт, в пределах которой расположено Берингово море, максимальный диаметр вихря не должен превышать 400 км. Максимальный размер вихря также ограничивается количеством выделенных пикселей (не более 2000), минимальный размер зависит от пространственного разрешения сетки исходных полей АУМ. Пиксели должны быть связаны между собой и не иметь разрывов внутри выделенного контура. На последнем этапе подготовки

из массива исключались вихревые образования с продолжительностью существования менее 28 сут.

В настоящее время “Атлас...” дополняется и контролируется в рамках проекта DUACS и распространяется AVISO. Детальное описание модифицированного алгоритма автоматического выделения вихрей можно найти на сайте AVISO (<https://www.aviso.altimetry.fr>). Окончательная текущая версия массива данных содержит сведения о положении всех выделенных вихрей на каждые сутки для всего периода альтиметрических наблюдений (с 1993 г. по настоящее время), информацию о типе (антициклон/циклон), орбитальной скорости, амплитуде, радиусе (масштабе) и других параметрах, характеризующих мезомасштабные вихри. Массив цифровых данных “Атласа...” доступен по ссылке: <https://www.aviso.altimetry.fr/en/data/products/value-added-products/>.

ВЫДЕЛЕНИЕ МЕЗОМАСШТАБНЫХ ВИХРЕЙ В БЕРИНГОВОМ МОРЕ ПО АЛЬТИМЕТРИЧЕСКИМ ДАННЫМ

В этом разделе работы сравниваются результаты, полученные при помощи трех различных подходов, используемых для выделения мезомасштабных вихрей по данным спутниковой альтиметрии. Мезомасштабные вихри выделялись визуально на основе базового использования альтиметрических данных об уровне моря для расчета поверхностных геострофических течений (<https://www.aviso.altimetry.fr/en/data/data-access/gridded-data-extraction-tool.html>, абсолютные геострофические скорости (MADT-UV); метода Лагранжевой диагностики, основанного на расчете определенных по масштабу показателей Ляпунова (<https://www.aviso.altimetry.fr/en/data/products/value-added-products/fsle-finite-size-lyapunov-exponents.html>), который позволяет обнаружить устойчивые мезомасштабные вихри в поле скорости поверхностных геострофических течений (Aurell et al., 1997; Lehahn et al., 2007); результаты автоматического выделения мезомасштабных вихрей по замкнутым контурам в поле АУМ (Chelton et al., 2011, “Атлас...”). Согласно рекомендациям AVISO в работе использовался массив скоростей абсолютных геострофических течений, рассчитанных относительно поверхности геоида. Абсолютные геострофические скорости позволяют получить представление о наиболее устойчивых элементах циркуляции вод. В качестве примера было рассмотрено распределение вихрей в Беринговом море 21 июня 2016 г.

На рис. 2, а показана карта распределения векторов поверхностных геострофических течений в Беринговом море, построенная на 21 июня 2016 г. Карта показывает, что основные течения Берингова моря имеют хорошо выраженную вихревую структуру. Вихревое поле в основном определя-

лось антициклоническими вихрями. Как непрерывный поток хорошо выделялось Аляскинское течение, следующее в западном направлении вдоль южной границы Алеутской островной гряды. В Тихом океане в районе 170°–174° в.д. Аляскинское течение формировало мощный антициклонический вихрь диаметром около 350 км. По восточной периферии этого вихря тихоокеанские воды через пролив Ближний (172° в.д.) поступали в Берингово море. Полученная по спутниковым альтиметрическим данным “синоптическая” карта геострофических течений отличается от средних схем циркуляции вод Берингова моря. Эти отличия определялись присутствием большого количества мезомасштабных вихрей, связанных с основными течениями: Берингоморским склоновым течением (6 антициклонических вихрей); Камчатским течением (3 антициклонических вихря); Северным Алеутским склоновым течением (8 антициклонических вихрей). Слабо выраженные антициклонические и циклонические вихревые образования наблюдались в центральной области глубоководной Алеутской котловины Берингова моря. Основные течения Берингова моря прослеживались как потоки, огибающие цепочки антициклонических вихрей. Скорости геострофических течений в зоне основных течений изменялись от 0.05 (между вихрями) до 0.25 см/с (на периферии вихрей). Как общий базовый метод, расчет геострофических течений по альтиметрическим данным позволяет определить количество и местоположение мезомасштабных вихрей.

Карты пространственного распределения показателей Ляпунова (метод Лагранжевой диагностики) дают возможность выделить мезомасштабные вихри и районы с различным динамическим режимом. Кроме этого, такие карты позволяют определить положение транспортных барьеров, ограничивающих так называемые “транспортные коридоры”, по которым происходит адвективный перенос жидкости. Транспортные коридоры обычно соответствуют струйным течениям или вторжениям вод на периферии мезомасштабных вихрей и определяют горизонтальную структуру вихревых образований. Анализ “лагранжевых” карт позволяет определить происхождение вод, которые распространяются по транспортным коридорам. Адвекция трассеров по транспортным коридорам может формировать характерную спиралевидную структуру вихрей. Степень детализации динамической структуры определяется выбором характерного значения определенного по масштабу показателя Ляпунова. В качестве порога, определяющего положение транспортных коридоров, обычно выбирается значение 0.2. На рис. 2, б показано распределение показателей Ляпунова в глубоководной части Берингова моря, рассчитанное на 21 июня 2016 г. На карте отчетливо выделя-

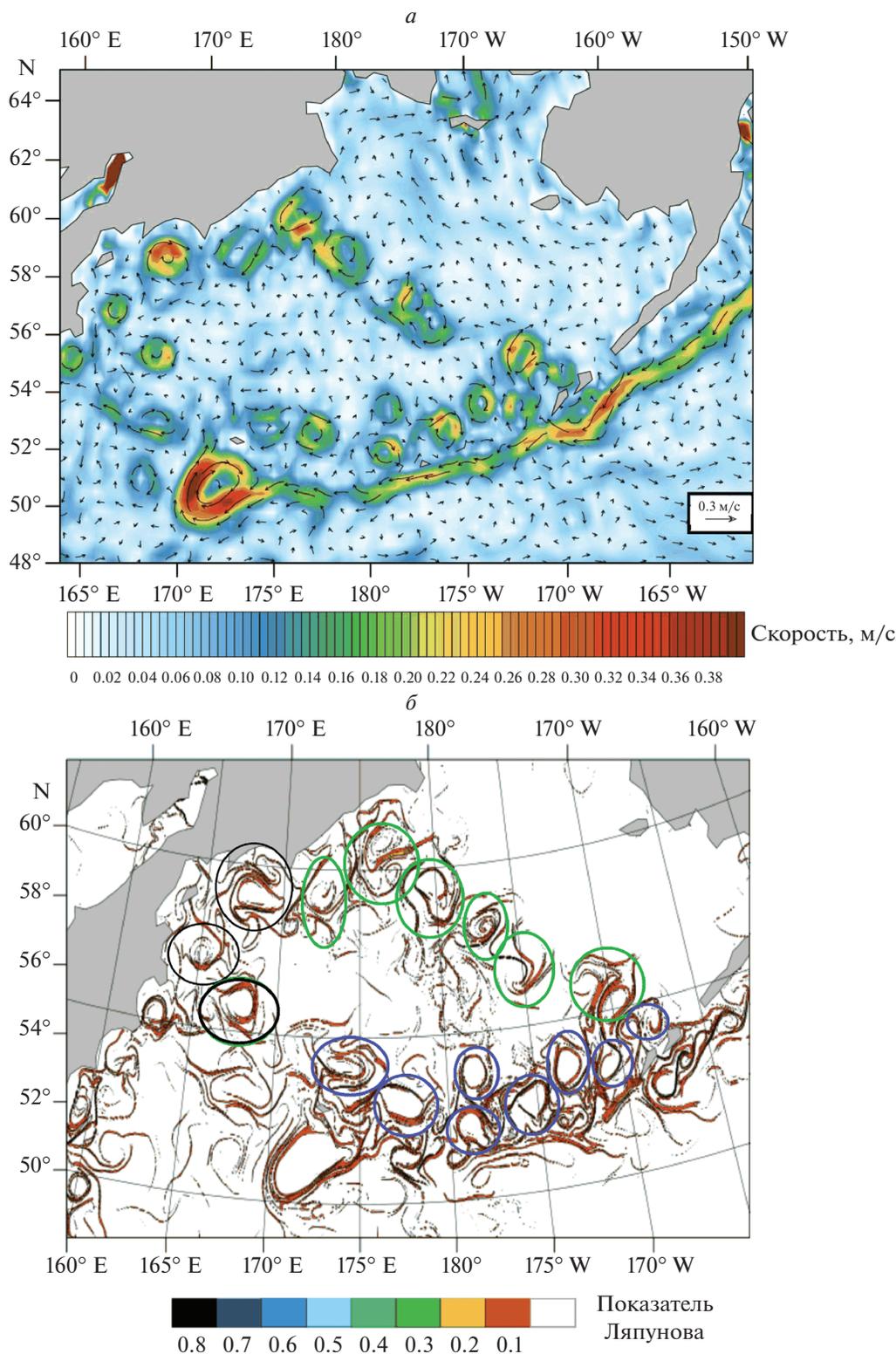


Рис. 2. Поверхностные геострофические течения, рассчитанные по данным спутниковой альтиметрии (а), и пространственное распределение определенных по масштабу показателей Ляпунова в Беринговом море (б). Расчеты проводились на 21 июня 2016 г. На карте распределения показателей Ляпунова овалами зеленого цвета выделены вихри Берингоморского склонового течения, черный цвет соответствует вихрям Камчатского течения, синими овалами выделены вихри Северного Алеутского склонового течения.

ются две основные зоны с различным динамическим режимом. Динамика вод на окраине глубоководных котловин вблизи материкового склона определяется в основном мезомасштабными вихрями. Внутренние области глубоководных котловин моря относятся к районам со спокойным динамическим режимом. На карте распределения показателей Ляпунова выделяются 6 вихрей Беринговоморского склонового течения, 3 вихря Камчатского течения и 8 вихрей, связанных с Северным Алеутским склоновым течением. Выделенные вихри соответствуют антициклоническим вихревым образованиям в поле поверхностных геострофических течений (рис. 2, а). Это показывает, что метод, основанный на расчете показателей Ляпунова, можно использовать для исследования мезомасштабных вихрей в Беринговом море. Области наибольших значений показателя Ляпунова (сгущения изолиний, проявляющиеся как “хребты” или “гребни” на карте) соответствуют транспортным барьерам, которые ограничивают и определяют движение жидкости по адвентивным транспортным коридорам. Положение транспортных коридоров, связанных с антициклонами Северного Алеутского склонового течения, позволяет сделать вывод о том, что вихри этого потока взаимодействуют с водами Аляскинского течения, поступающими в Берингово море через проливы Амурта (172° з.д.) и Амчитка (180° в.д.). Вихри, расположенные вблизи проливов Буддырь (176° в.д.) и Ближний (172° в.д.), не имели четко выраженной системы транспортных коридоров и могли взаимодействовать как с тихоокеанскими водами, поступающими в Берингово море через эти проливы, так и с водами центральной части глубоководной котловины. В зоне перехода от Северного Алеутского склонового течения к Беринговоморскому склоновому течению (юго-восточная часть Алеутской глубоководной котловины) вихри имели связанные между собой транспортные коридоры, формирующие общую систему струйных течений. Положение транспортных коридоров на восточной периферии антициклонических вихрей Беринговоморского склонового течения показывает, что в вихревом поле происходит активное вовлечение вод области материкового склона и внешней части северного шельфа и адвекция этих вод в направлении глубоководной части моря. Обратный процесс (перенос в направлении шельфа из открытой части моря) наблюдался по западной периферии антициклонических вихрей. Это показывает, что мезомасштабные вихри Беринговоморского склонового течения обеспечивают обмен свойствами между шельфовой зоной, областью материкового склона и глубоководной частью моря. Под влиянием мезомасштабных вихрей над материковым склоном формируется высокопродуктивная зона, известная под названием

“зеленый пояс” (Okkonen et al., 2004; Mizobata et al., 2006).

Метод автоматического выделения вихрей по замкнутым контурам в поле АУМ позволяет определить тип мезомасштабного вихря (циклон/антициклон) и установить положение центров вихревых образований в определенные моменты времени. На рис. 3, а показано распределение мезомасштабных вихрей в Беринговом море на 26 июня 2016 г. Продолжительность существования вихрей, показанных на этой карте, превышала 28 сут (выборка данных из глобального массива МЕТА2018). В полном массиве данных из “Атласа...”, включающем относительно короткоживущие вихри с продолжительностью существования 28–90 сут, в Беринговом море было обнаружено 15 антициклонических и 6 циклонических вихрей. Таким образом, общее количество мезомасштабных вихрей, выделенных по замкнутым контурам АУМ, превышало количество хорошо выраженных вихревых структур в поле геострофических течений. В районе Беринговоморского склонового течения было выделено 5 антициклонов, 3 антициклонических вихря были связаны с Камчатским течением, в области Северного Алеутского склонового течения наблюдалось только 6 антициклонов. В Алеутской глубоководной котловине выделялись 2 антициклонических и 3 циклонических вихря, которые плохо прослеживались на картах, представленных на рис. 2. В то же время в районе Беринговоморского склонового и Северного Алеутского склонового течений появились циклонические вихри (1 и 2 вихря, соответственно), которые трудно было выделить в поле геострофических течений и по распределению показателей Ляпунова.

Присутствие относительно короткоживущих вихрей (продолжительность существования 28–90 сут), которые плохо выделяются в Беринговом море стандартным методом в поле геострофических течений, затрудняет интерпретацию полученных результатов и является основной причиной перехода к массиву с более долгоживущими мезомасштабными вихрями. Исходя из этого, в региональную базу данных о характеристиках мезомасштабных вихрей Берингова моря включены только более устойчивые вихревые структуры с продолжительностью существования более 90 сут, которые могут оказывать существенное влияние на сезонную изменчивость полей океанологических параметров. Положение таких вихрей на 21 июня 2016 г. показано на рис. 3, б. На рисунке видно, что общее количество выделенных вихрей сократилось с 21 до 12 (10 антициклонов и 2 циклона). В зоне Беринговоморского склонового течения было выделено 3 антициклонических вихря, в районе Камчатского течения – 2 антициклона. С Северным Алеутским склоновым те-

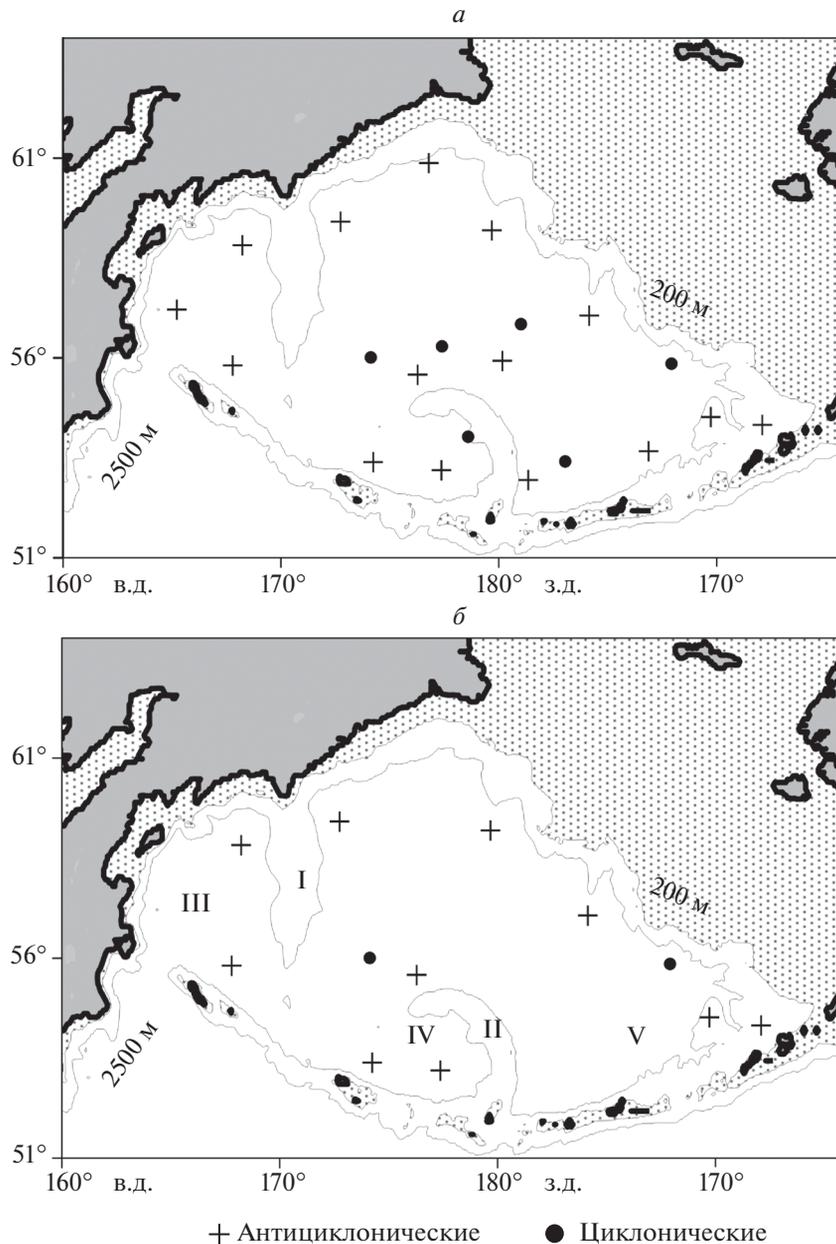


Рис. 3. Мезомасштабные вихри, выделенные в Беринговом море по замкнутым контурам в поле аномалий уровня моря на 21 июня 2016 г. На верхнем рисунке (*a*) показано положение вихрей с продолжительностью существования более 28 сут (данные из глобального массива), на нижнем (*б*) показаны центры вихревых образований с продолжительностью существования более 90 сут (региональный массив для Берингова моря). Условные обозначения: I – хребет Ширшова; II – хребет Бауэrsa; III – Командорская котловина; IV – котловина Бауэrsa; V – Алеутская котловина.

чением было связано только 5 антициклонических вихрей. Антициклонический и циклонический вихри наблюдались в области Алеутской глубоководной котловины.

Различное количество выделенных мезомасштабных вихрей (рис. 3, *a* и рис. 3, *б*) объясняется тем, что относительно большая часть вихревых образований в Беринговом море имеют период существования, не превышающий 90 сут. Один из

антициклонических вихрей Берингоморского склонового течения имел “двухъядерную” структуру (вихрь вблизи 178° з.д. на рис. 2) и не был обнаружен автоматическим методом. Пара вихрей антициклон/циклон в области Берингоморского склонового течения (~172° з.д.) с более выраженным в поле геострофических течений вихревым образованием с антициклоническим знаком вращения была идентифицирована как циклонический вихрь. Один из антициклонов в

южной части Командорской котловины также не был выделен как долгоживущий вихрь. Формирование короткоживущих антициклонических вихрей могло быть связано с изменчивостью водообмена через проливы Алеутской гряды. Можно отметить, что циклонические вихри были слабо выражены в поле поверхностных геострофических течений и плохо выделялись как Лагранжевы структуры (рис. 2). Мезомасштабные циклоны в океане имеют меньший период существования, по сравнению с антициклоническими вихрями (Chelton et al., 2011).

Сравнение результатов, полученных при помощи трех различных подходов к выделению вихревых структур в Беринговом море, показало, что визуальный (расчет геострофических течений) и Лагранжевы методы определяют положение большего количества вихрей, по сравнению с автоматическим методом выделения вихрей по замкнутым контурам в полях АУМ с продолжительностью существования более 90 сут. Каждый из подходов к выделению мезомасштабных вихрей может быть использован при планировании, проведении и анализе результатов морских экспедиционных океанографических исследований. Метод, основанный на автоматическом выделении вихревых структур в полях АУМ, позволяет получить наиболее полную информацию об основных характеристиках мезомасштабных вихрей. На основе этого метода, с учетом большой продолжительности ряда наблюдений (1993–2018 гг.) и пространственно-временного разрешения (0.25° и 1 день) исходного массива спутниковых альтиметрических данных можно провести статистический анализ параметров мезомасштабной изменчивости в Беринговом море.

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ МЕЗОМАСШТАБНЫХ ВИХРЕЙ В БЕРИНГОВОМ МОРЕ ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВОЙ АЛЬТИМЕТРИИ

В этой части работы рассматриваются основные статистические характеристики мезомасштабных вихрей в Беринговом море, полученные при помощи метода выделения вихревых образований по замкнутым контурам в полях АУМ. Всего за период альтиметрических наблюдений (26 лет) было выделено 592 вихря с продолжительностью существования более 90 сут. В Беринговом море преобладали антициклонические мезомасштабные вихри (361 вихрь, рис. 4, *а–г*). В среднем в течение года формировалось приблизительно 14 антициклонов. Траектории движения вихрей в основном совпадали с направлением основных течений общего циклонического круговорота Берингова моря.

Распределение количества антициклонических вихрей по времени существования показы-

вает (рис. 5, *а*), что в глубоководной части моря преобладали вихри со временем жизни от 90 до 180 сут (270 вихрей). Только два вихря имели период существования более 1 г. Гистограмма имеет локальный максимум (60 вихрей) в диапазоне значений 210–360 сут. Относительно долгоживущие антициклоны Берингоморского склонового и Камчатского течений (180–360 сут, рис. 4, *а, б*) преимущественно перемещались в направлении основных потоков (на северо-запад/запад и юг, соответственно). Наблюдалась определенная концентрация вихрей Северного Алеутского склонового течения у основных проливов Алеутской гряды. Отдельные вихри могли отрываться от основных течений и двигаться в направлении центральной глубоководной части моря. Антициклоны с наибольшим периодом существования были обнаружены в области Берингоморского склонового и Северного Алеутского склонового течений (рис. 4, *а*). Основная часть антициклонических вихрей (время существования 90–180 сут, рис. 4, *в, г*) также была связана с зоной основных течений циклонического круговорота Берингова моря. Однако в этом случае вихревые образования были более равномерно распределены в пределах глубоководных котловин моря. Антициклонические вихри могли пересекать хребт Ширшова, но не наблюдались над хребтом Бауэрса.

Средняя длина траекторий антициклонов составляла 715.8 км. Расстояние, пройденное вихрями, изменялось в диапазоне от 207 до 2355 км (рис. 6, *а*). Большая часть антициклонических вихрей перемещалась на расстояние 250–750 км (233 вихря) с максимумом в диапазоне 500–750 км (133 случая). Меньшая часть антициклонов (101) проходила расстояние 750–1500 км. Длина траекторий отдельных антициклонических вихрей превышала 1500 км (8 случаев).

За период наблюдений в Беринговом море был выделен 231 циклонический вихрь (рис. 4, *д–з*). В среднем в течение года формировалось около 9 циклонов с продолжительностью существования более 90 сут. В Беринговом море преобладали вихри с продолжительностью существования 90–180 сут (202 случая, рис. 5, *б*).

Пространственное распределение траекторий движения долгоживущих циклонов (180–360 и более суток, рис. 4, *д, е*) значительно отличалось от положения траекторий перемещения антициклонических вихрей (рис. 4, *а, б*). Циклонические вихри наблюдались только в юго-восточной части Берингова моря. Долгоживущие циклоны были связаны с Северным Алеутским склоновым и Берингоморским склоновым течениями и не оказывали влияния на центральную глубоководную часть моря. Наиболее долгоживущий циклонический вихрь, который существовал более од-

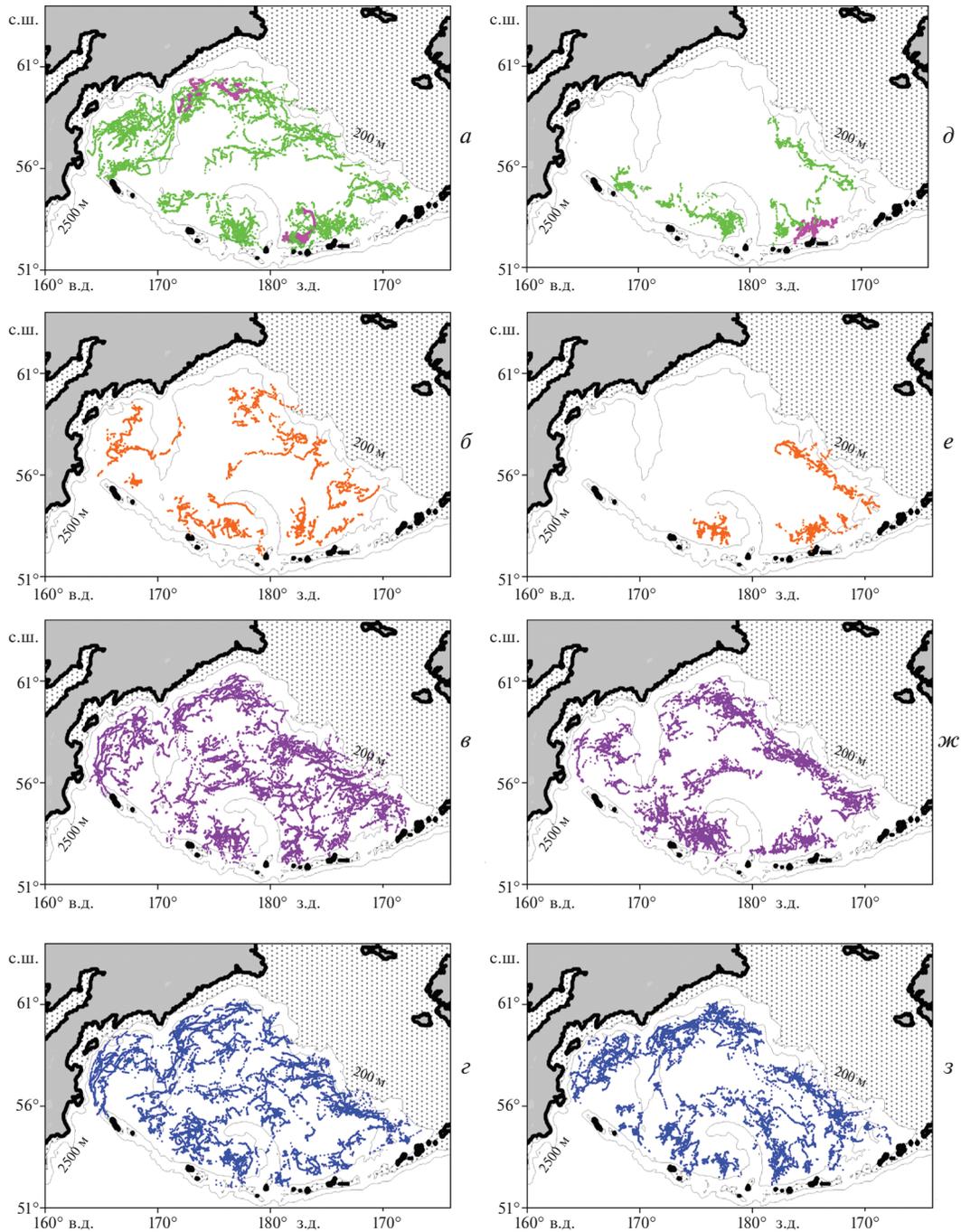


Рис. 4. Траектории движения антициклонических (*а–г*) и циклонических (*д–з*) вихрей в Беринговом море за период с 1993 по 2018 гг. Выделялись только вихри со временем жизни более 90 сут. Цвет на картах траекторий вихрей соответствует цвету на графиках, показанных на рис. 5: *а, д* – 180–360 и более суток; *б, е* – 180–210 сут; *в, ж* – 120–180 сут; *г, з* – 90–120 сут.

ного года, был обнаружен в области Северного Алеутского склонового течения (рис. 4, *д*). Траектории относительно короткоживущих вихрей (90–180 сут) были более равномерно распределены по глубоководной части моря (рис. 4, *ж, з*). Циклоны наблюдались как в зоне основных течений циклонического круговорота, так и в преде-

лах Командорской, Бауэrsa и Алеутской глубоководных котловин.

Гистограмма, показывающая распределение количества циклонических вихрей в зависимости от диапазона длины траекторий, представлена на рис. 6, *б*. Наибольшее количество вихрей перемещалось на расстояние 500–750 км (98 случаев),

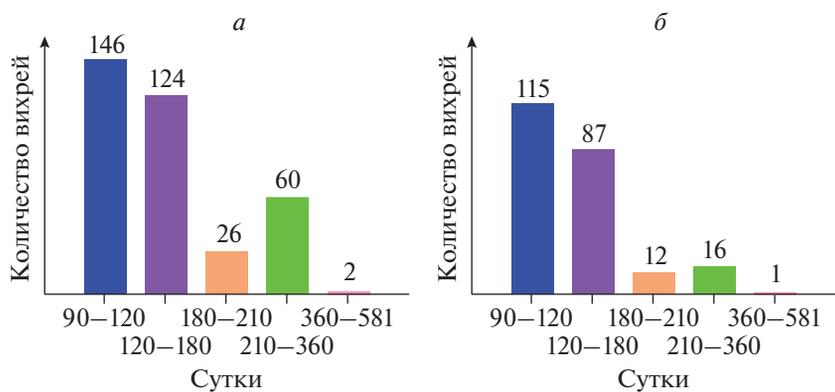


Рис. 5. Распределение количества антициклонических (*а*) и циклонических (*б*) вихрей в зависимости от времени существования. Цвета на графиках соответствуют цветам на рис. 4.

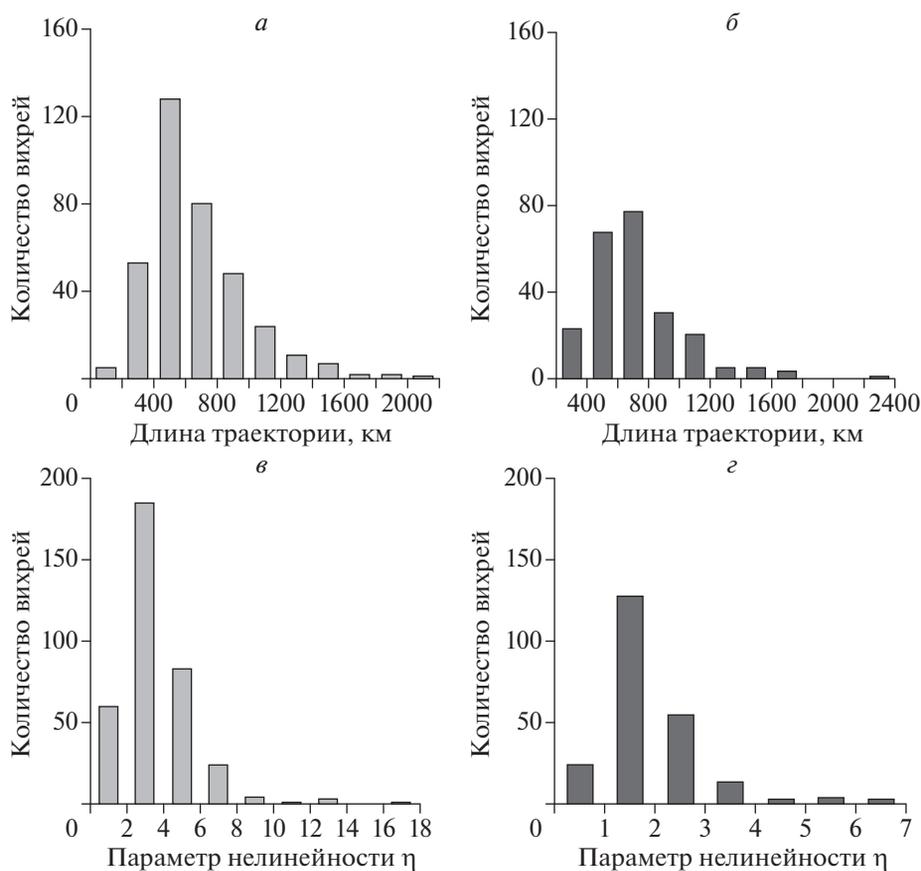


Рис. 6. Распределение количества вихрей в зависимости от длины траектории (*а*, *б*) и от параметра нелинейности (*в*, *г*). Антициклонические вихри (*а*, *в*) выделены штриховкой, циклонические (*б*, *г*) показаны черным цветом.

длина траектории 53 вихрей изменялась в диапазоне 100–500 км. Длину траектории от 750 до 1500 км имели 74 вихря, 6 циклонических вихрей прошли расстояние свыше 1500 км. Средняя длина траекторий циклонов составляла 668 км, длина траекторий изменялась в диапазоне 129–2082 км. Среднее расстояние, пройденное антициклони-

ческими вихрями, превышало среднюю длину траекторий циклонов.

В целом, как антициклонические, так и циклонические вихри в основном были связаны с течениями циклонического круговорота Берингова моря. Берингоморское склоновое, Камчатское и Северное Алеутское склоновое тече-

ния имели хорошо выраженную вихревую структуру. Антициклонические вихри участвовали в обмене свойствами между зоной основных течений и глубоководной частью моря. Вихри, расположенные над областью материкового склона, должны взаимодействовать с водами внешней части берингоморского шельфа. Таким образом, мезомасштабная динамика может обеспечивать взаимосвязь между отдельными структурными элементами экосистемы Берингова моря.

Антициклонические и циклонические вихри в Беринговом море имели средний радиус и среднеквадратичное отклонение от среднего значения 53.2 ± 10.6 и 63.5 ± 27.5 км, значения радиуса изменялись в диапазонах 27.0–134.8 и 41.7–96.3 км, соответственно (рис. 7, а, б). Радиус деформации Россби в Беринговом море изменяется от 12 до 20 км (Chelton et al., 1998). Средняя амплитуда (перепад высот между центром и периферией вихря) и среднеквадратичное отклонение для антициклонических и циклонических вихрей составляли 6.3 ± 4.2 и 4.7 ± 1.8 см при максимальных значениях 38.4 и 11.8 см. Средняя орбитальная скорость геострофических течений на внешнем замкнутом контуре вихря и среднеквадратичное отклонение средней скорости для антициклонов и циклонов были равны 14.0 ± 6.5 и 10.8 ± 9.0 см/с, максимальные значения составляли 51.9 и 22.5 см/с (рис. 7, в, г). Средняя скорость перемещения антициклонов и циклонов вдоль траектории движения составляла 16.9 и 10.6 см/с, изменяясь в диапазонах 2.7–43.0 и 3.0–36.4 см/с, соответственно. Средняя скорость перемещения антициклонов и циклонов вдоль траектории движения и среднеквадратичное отклонение средней скорости составляли 5.1 ± 1.6 и 6.2 ± 1.8 см/с, изменяясь в диапазонах 1.5–11.6 и 2.6–11.4 см/с, соответственно (рис. 7, д, е).

Адвективный параметр нелинейности вихря определяется как безразмерное соотношение $\eta = U/c$, где U – орбитальная скорость на внешнем контуре вихря, c – горизонтальная скорость перемещения вихря. Предполагается, что при значениях параметра $\eta > 1$ вихри могут захватывать и адвективно переносить воду вдоль траектории движения (Chelton et al., 2011). Вихревая адвекция захваченной жидкости определяет перенос таких свойств воды, как температура, соленость, биогенные элементы и фито- и зоопланктон. Таким образом, при “угасании” или разрушении нелинейные вихри участвуют в модификации свойств водных масс. Гистограммы (рис. 6, в, г) показывают распределение количества антициклонических и циклонических вихрей в зависимости от диапазона изменения параметра нелинейности. На графике видно, что все вихри в Беринговом море относятся к категории нелинейных ($\eta > 1$). Антициклонические вихри отличались большими значениями параметра нелинейности (среднее значение 3.7), наибольшее количество

циклонов наблюдалось в диапазоне η от 2 до 4. Распределение количества циклонических вихрей имело максимум в интервале 1–2 при среднем значении $\eta = 1.9$. Результаты расчета адвективного параметра нелинейности показывают, что при большем количестве антициклонических вихрей вихревые структуры этого знака вращения вносят существенный вклад в обмен свойствами между структурными зонами Берингова моря.

ФОРМИРОВАНИЕ И РАЗРУШЕНИЕ МЕЗОМАСШТАБНЫХ ВИХРЕЙ В БЕРИНГОВОМ МОРЕ

Результаты расчета траекторий движения вихрей позволяют установить положение районов формирования (первая точка траектории каждого выделенного вихря) и разрушения (последняя точка траектории) антициклонических и циклонических мезомасштабных вихрей в Беринговом море. На картах (рис. 8) показано распределение точек, в которых формировались и угасали антициклонические (рис. 8, а, б) и циклонические (рис. 8, в, г) вихри. Большая часть антициклонических и циклонических вихрей была связана с основными течениями циклонического круговорота глубоководной части моря (рис. 8, а, в). Это показывает, что мезомасштабные вихри могли формироваться за счет бароклинной/баротропной неустойчивости Берингоморского склонового и Камчатского течений. На формирование вихрей в зоне Северного Алеутского склонового течения должен оказывать влияние водообмен через проливы Алеутской гряды.

Области сгущения начальных точек формирования антициклонических вихрей не были связаны с основными подводными каньонами, расположенными на материковом склоне у северного берингоморского шельфа (каньоны Прибылова (168° з.д.), Жемчуг (172° з.д.) и Наваринский (178° в.д.)). Это показывает, что процесс формирования антициклонических вихрей вблизи каньонов за счет отрицательной завихренности погружающихся зимних шельфовых вод высокой плотности (D’Asaro, 1988) не является основным механизмом генерации вихрей в области Берингоморского склонового течения.

Как антициклонические, так и циклонические вихри (рис. 8, а, в) могли впервые регистрироваться во внутренней области циклонического круговорота над глубоководной частью моря. Можно отметить, что формирование циклонических вихрей не наблюдалось над хребтами Ширшова и Бауэрса. Это показывает, что взаимодействие течений с этими топографическими особенностями рельефа дна не оказывает существенного влияния на процессы генерации вихревых структур этого знака вращения.

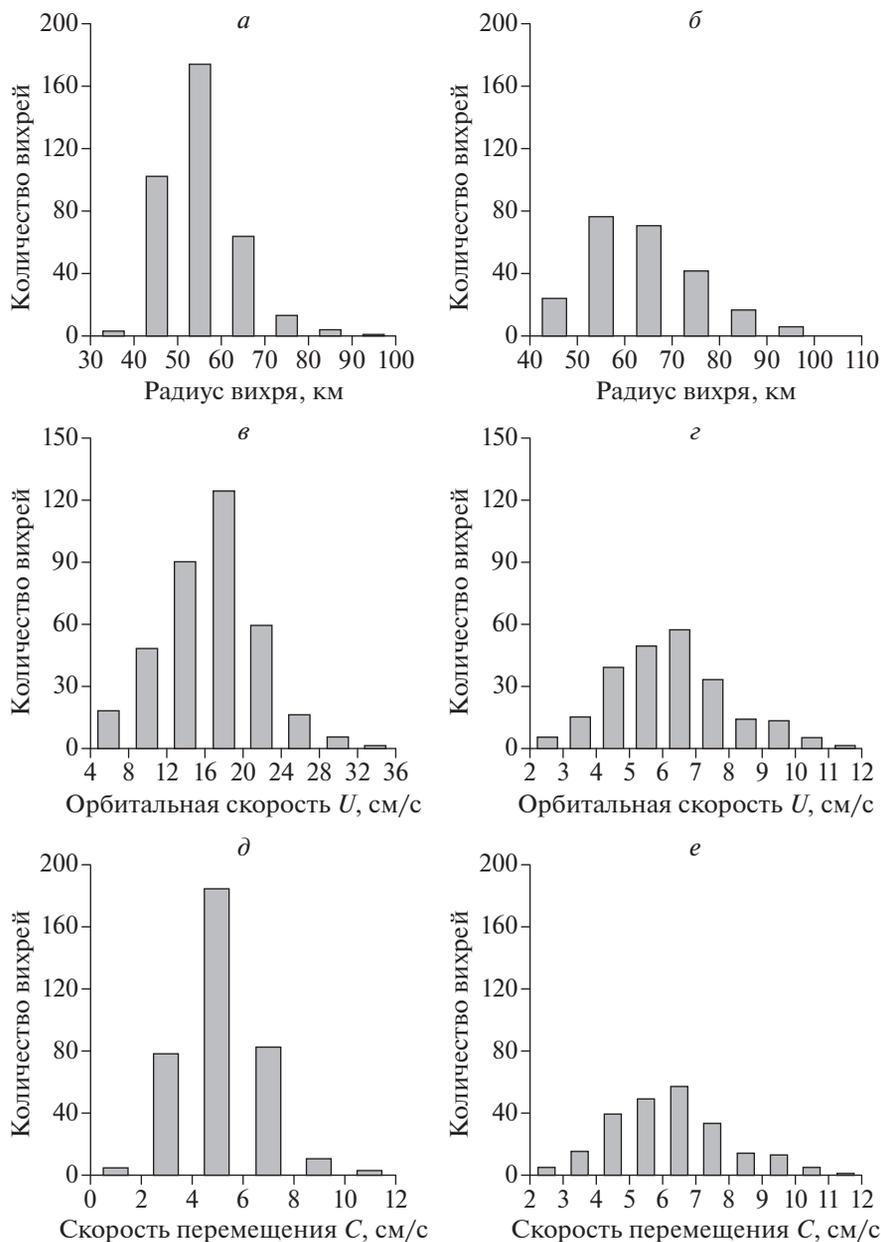


Рис. 7. Распределение количества вихрей в зависимости от радиуса (*a*, *б*), орбитальной скорости (*в*, *г*) и скорости перемещения вдоль траектории движения (*д*, *е*). Антициклонические вихри (*a*, *в*, *д*) выделены штриховкой, циклонические (*б*, *г*, *е*) показаны черным цветом.

Характер распределения точек угасания (исчезновения) антициклонических и циклонических вихрей (рис. 8, *б*, *г*) также существенно не отличается друг от друга. Мезомасштабные вихри в основном формировались, перемещались и разрушались в зоне основных течений циклонического круговорота Берингова моря. Меньшее количество вихрей угасало в центральной области глубоководной части моря. Можно отметить, что в западной части моря разрушение циклонических вихрей наблюдалось над хребтом Ширшова, а в Командорской котловине область угасания

вихрей располагалась в районе, прилегающем к Камчатскому проливу.

На рис. 9 показано распределение количества “новых” и исчезнувших антициклонических и циклонических вихрей по сезонам. В январе—марте на динамику вод Берингова моря влияет усиление ветра (зимний тип атмосферной циркуляции) и присутствие ледового покрова. Максимальная ледовитость обычно наблюдается в марте—первой половине апреля. В апреле—июне море освобождается от льда. В июле—сентябре море

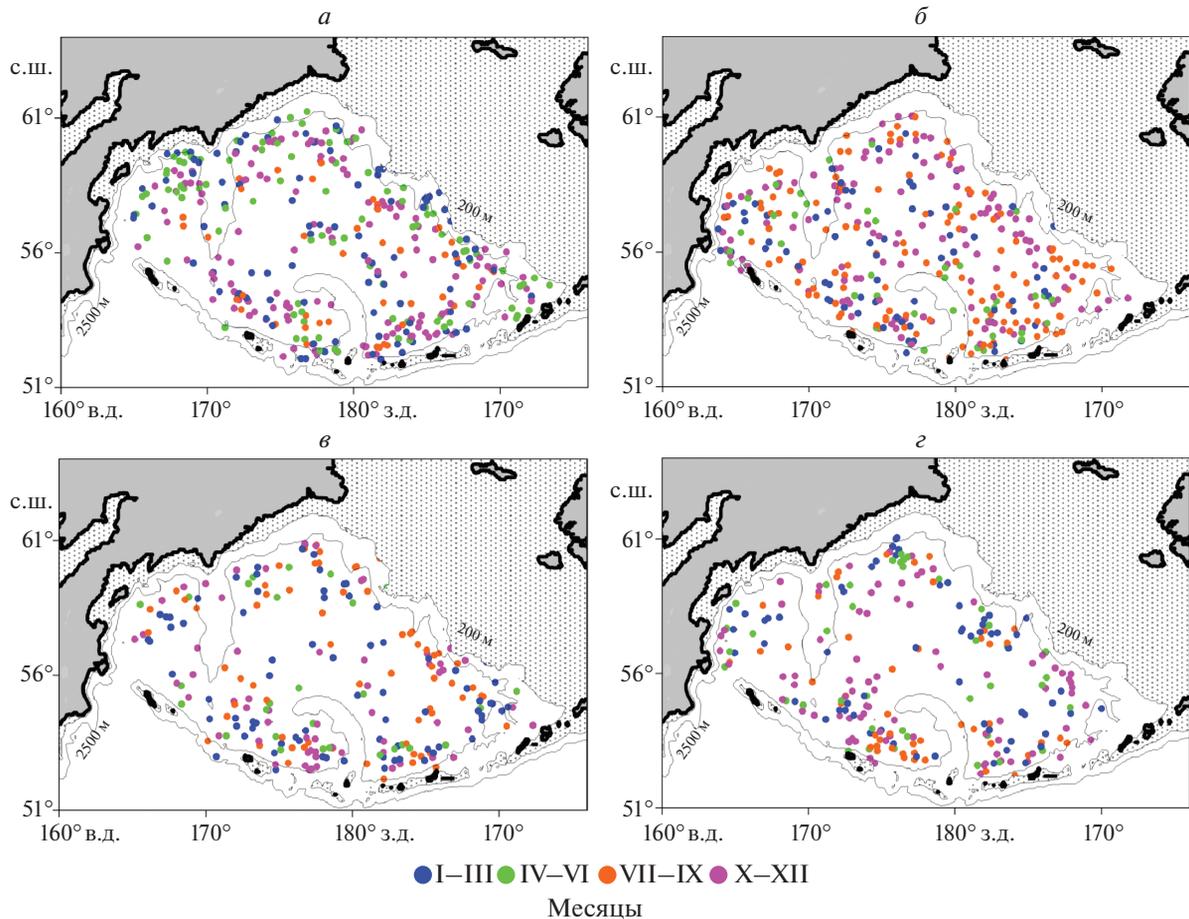


Рис. 8. Положение начальных (а)/конечных (б) точек траекторий антициклонических и начальных (в)/конечных (г) точек циклонических вихрей. Цвет точек соответствует цвету на графике, показывающем распределение вихрей по сезонам (рис. 9).

находится под воздействием летнего режима ветровой циркуляции (ослабление ветра) и радиационного прогрева. Осенью и в начале зимнего периода происходит активное охлаждение поверхностного слоя и начинает формироваться ледовый покров. На сайте Национального центра по исследованию снега и льда (<https://nsidc.org/>) доступна информация о среднем (медианном) положении кромки льда в Беринговом море, полученная на основе анализа спутниковой информации. При средних условиях кромка льда в период максимального развития ледового покрова не выходит за пределы шельфа в северной и восточной частях моря и совпадает с положением кромки шельфа в западной части моря. Таким образом, при средних условиях присутствие льда не влияет на работу альтиметров в глубоководной части Берингова моря. В годы с очень высокой ледовитостью лед появляется в северо-западной части глубоководной котловины к северу от 59° с.ш., дрейфующий лед может выходить за пределы кромки шельфа в юго-западной части моря у во-

сточного побережья п-ва Камчатка. В присутствии разряженного дрейфующего льда в массиве AVISO отсутствующие сеточные точки в глубоководной части моря могут заменяться интерполированными или экстраполированными значениями.

Распределение по сезонам количества формируемых и разрушенных антициклонических вихрей показано на рис. 9, а. Максимальное число “новых” антициклонов приходится на апрель–июнь, т.е. на период с минимальным количеством вновь образовавшихся циклонов (рис. 9, б). Минимальное количество антициклонов образуется в осенний и предзимний период (октябрь–декабрь, сезон перехода от летнего к зимнему типу атмосферной циркуляции). На вторую половину года (июль–декабрь) приходится наибольшее число зарегистрированных случаев исчезновения антициклонов, в отличие от циклонов, которые в основном разрушаются в январе–июне. На рис. 9, б видно, что большая часть циклонических вихрей формируется в холодную половину года, макси-

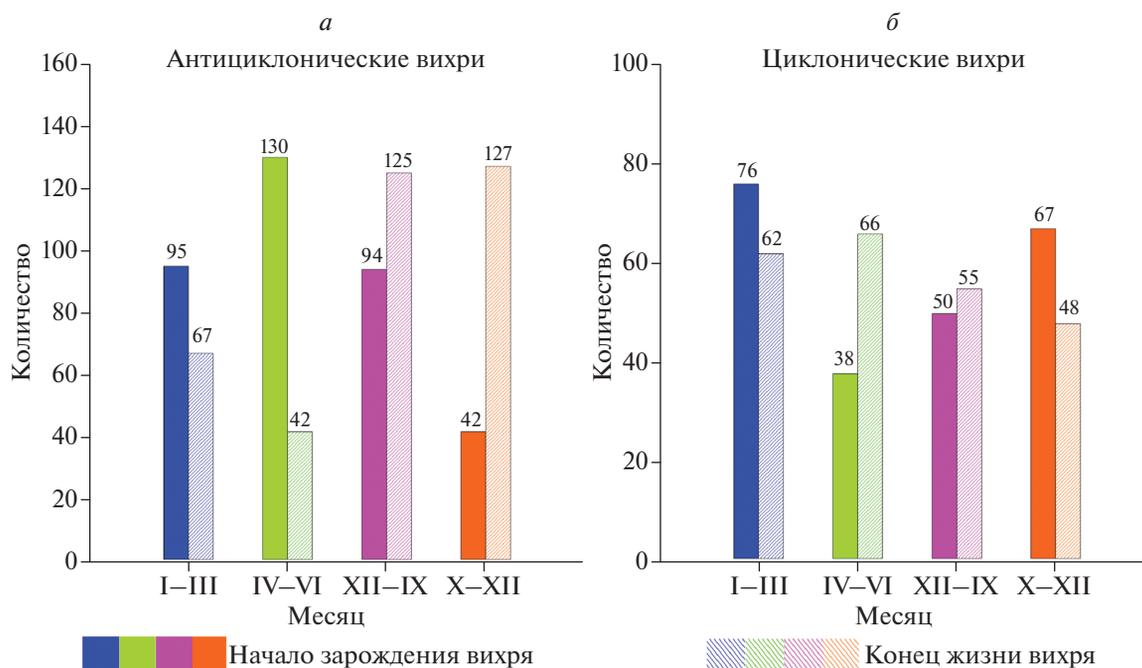


Рис. 9. Распределение количества выделенных антициклонических (а) и циклонических (б) вихрей по сезонам. Цветные столбцы соответствуют начальным точкам регистрации вихрей, цветные столбцы со бледной штриховкой – конечным точкам.

мальное количество вновь сформировавшихся циклонов приходится на январь–март, минимальное – на апрель–июнь.

Наблюдаемые сезонные отличия в формировании/разрушении мезомасштабных вихрей различного знака вращения могут быть связаны с тем, что соотношение вкладов основных механизмов генерации и разрушения мезомасштабных вихревых структур в Беринговом море отличаются для циклонических и антициклонических вихрей. Статистический анализ не позволяет точно определить основные физические процессы, определяющие формирование и угасание вихрей.

Определенный интерес представляет выделение районов с ярко выраженной сезонной изменчивостью количества “новых” и разрушающихся вихрей. На рис. 8 цветом выделено (цвет соответствует сезонам на рис. 9) распределение начальных и конечных точек траекторий циклонических и антициклонических вихрей в различные сезоны года. Антициклоны (рис. 8, а, б) в зимний период формировались в области материкового склона у северо-восточного шельфа Берингова моря в зоне Берингоморского склонового течения. Относительно большое количество “новых” антициклонов наблюдалось в этом районе в июле–сентябре. Исчезновение антициклонов в этой зоне начиналось в июле–сентябре и продолжалось до октября–декабря. В зимний период отмечены только отдельные случаи исчезновения

антициклонов, связанных с этим течением. Генерация антициклонов в районе Алеутских островов наблюдалась в течении всего года, с локальным максимумом в июле–сентябре. Усиление процесса генерации вихрей могло быть связано с сезонным ходом водообмена через проливы Алеутской гряды. В пределах Командорской котловины появление антициклонических вихрей регистрировалось в период с апреля по сентябрь. В январе–июне вихри были связаны с Камчатским течением (область материкового склона у восточного побережья Камчатки). Разрушение антициклонических вихрей во вторую половину года (июль–декабрь) не было четко связано с определенными географическими районами и происходило практически по всей акватории глубоководной части Берингова моря.

В зимний период циклоны (рис. 8, в, г) наиболее часто формировались вблизи Алеутских островов. Это может свидетельствовать о том, что на генерацию циклонических вихрей влияет водообмен через проливы Алеутской гряды. Зимой циклоны появлялись в пределах Алеутской, Командорской глубоководных котловин и котловины Бауэрса. Формирование циклонических вихрей наблюдалось также в зоне Берингоморского склонового и Камчатского течений. Разрушение циклонических вихрей в апреле–июне регистрировалось вблизи материкового склона в области Берингоморского склонового течения. Исчезновение вихрей в районе Алеутских островов (об-

ласть Северного Алеутского склонового течения) наблюдалось в период с апреля по декабрь. В котловине Бауерса, прилегающей к Алеутским проливам, большое количество циклонических вихрей исчезало в период с октября по декабрь. В северной части Командорской котловины циклоны формировались в течении всего года, разрушение вихрей происходило в юго-западной части этого района.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящее время спутниковая альтиметрия рассматривается как один из основных методов исследования мезомасштабных вихрей в океане. Анализ данных альтиметрических наблюдений позволяет определить характеристики вихрей и исследовать пространственно-временную изменчивость мезомасштабного вихревого поля. В работе рассматриваются основные параметры мезомасштабных вихрей в Беринговом море, полученные при помощи метода, основанного на выделении вихрей по замкнутым контурам в полях аномалий уровня моря. За период альтиметрических наблюдений (1993–2018 гг.) было выделено 592 вихря с продолжительностью существования более 90 сут. Как антициклонические (361), так и циклонические (231) вихри в основном были связаны с течениями циклонического круговорота глубоководной части Берингова моря.

Антициклонические и циклонические вихри в Беринговом море имели средний радиус 53.2 и 63.5 км, средняя орбитальная скорость геострофических течений на внешнем замкнутом контуре для антициклонов и циклонов была равна 14.0 и 10.8 см/с. Средняя скорость перемещения антициклонов и циклонов вдоль траектории движения составляла 5.1 и 6.2 см/с.

Большая часть выделенных мезомасштабных вихрей была связана с основными звеньями циркуляции вод глубоководной части Берингова моря – Берингоморским склоновым, Камчатским и Северным Алеутским склоновым течениями. Полученные результаты позволяют сделать вывод о том, что вихри в основном формируются за счет бароклинной/баротропной неустойчивости Берингоморского склонового и Камчатского течений. На вихреобразование в зоне Алеутского склонового течения влияет водообмен через проливы Алеутской гряды. Большая часть циклонических вихрей формируется в холодную половину года (январь–март). Максимальное число “новых” антициклонических вихрей появляется в апреле–июне. Сезонная изменчивость циркуляции вод оказывает влияние на интенсивность вихреобразования в Беринговом море.

Бароклинная неустойчивость течений относится к основным физическим механизмам,

определяющим формирование мезомасштабных вихрей (Gill et al., 1974). На вихреобразование влияет взаимодействие течений с особенностями рельефа дна (подводные хребты и каньоны). Воздействие ветра может быть прямым источником мезомасштабной изменчивости (Müller, Frankignoul, 1981). Ветровые условия приводят к увеличению скорости течений и интенсификации вихрей в сезонном цикле (например, *Altimetry and Earth Sciences...*, 2001). В Беринговом море усиление течений наблюдается в зимний период (Арсеньев, 1967). В это время года Берингово море находится под воздействием двух центров действия атмосферы – Алеутского минимума и Сибирского максимума атмосферного давления (например, Глебова и др., 2009). Усиление Алеутского минимума в зимний период сопровождается сильными северо-восточными ветрами над Берингоморем. Еще один сезонный механизм, который может приводить к усилению течений – зимнее охлаждение шельфовых вод в северной и западной частях моря, которые могут опускаться по материковому склону и каньонам до уровня, соответствующего своей плотности. За счет этого процесса увеличивается бароклинность склонового фронта (Verkhunov, Tkachenko, 1992; Miura et al., 1992). Со склоновым фронтом связаны Берингоморское склоновое и Камчатское течения, которые можно рассматривать как пограничные течения между холодными/распресненными водами области материкового склона и более теплыми/солеными водами глубоководной части моря.

Измерения течений показали, что Северное Алеутское склоновое и Берингоморское склоновое течения имеют значительную баротропную составляющую (Stabeno et al., 2009; Johnson et al., 2004). По результатам численного моделирования циркуляции вод в юго-западной части Берингова моря (район Камчатского течения) баротропная неустойчивость была главным источником энергии для усиления антициклонических вихрей (Li et al., 2016). Течения в зоне проливов Алеутской островной гряды рассматриваются как существенно баротропные. В проливах Ближний, Амурский и Булдырь наблюдается сложная структура течений, связанная с присутствием мезомасштабных вихрей (Ezer, 2013).

Результаты, полученные на основе анализа данных спутниковых альтиметрических наблюдений, существенно дополняют сведения о вихревой структуре течений Берингова моря и не противоречат существующим представлениям о механизмах генерации мезомасштабных вихрей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андреев А.Г. Циркуляция вод в северо-западной части Берингова моря по спутниковым данным // Исслед. Земли из космоса. 2019. № 4. С. 40–47.
- Арсеньев В.С. Течения и водные массы Берингова моря. М.: Наука, 1967. 135 с.
- Глебова С.Ю., Устинова Е.И., Сорокин Ю.Д. Долгопериодные тенденции в ходе атмосферных процессов и термического режима дальневосточных морей за последний 30-летний период // Изв. ТИНРО. 2009. Т. 159. С. 285–298.
- Натаров В.Н. О водных массах и течениях Берингова моря // Тр. ВНИРО. Т. 1963. XLIII. С. 111–133.
- Рогачев К.А., Шлык Н.В. Роль алеутских вихрей в изменении характеристик халоклина Камчатского течения // Метеорология и гидрология. 2018. Т. 58. № 1. С. 5–10.
- Сапожников В.В. Влияние мезомасштабных антициклонических вихрей на формирование гидрохимической структуры Берингова моря // Океанология. 1993. Т. 33. № 3. С. 347–353.
- Altimetry and Earth Sciences: A Handbook of Techniques and Applications / Eds. L.-L. Fu, A. Cazenave. Academic Press, 2001. V. 69. 463 p.
- Andreev A.G., Budyansky M.V., Khen G.V., Uleysky M.Y. Water dynamics in the western Bering Sea and its impact on chlorophyll a concentration // Ocean Dynamics. 2020. <https://doi.org/10.1007/s10236-020-01347-7>
- Aurell E., Boffetta G., Crisanti A., Paladin G., Vulpiani A. Predictability in the large: an extension of the concept of Lyapunov exponent // J. Phys. A. 1997. V. 30. P. 1–26. <https://doi.org/10.1088/0305-4470/30/1/003>
- Chelton D.B., de Szoeke R.A., Schlax M.G., El Naggar K., Swartz N. Geographical variability of the first baroclinic Rossby radius of deformation // J. Phys. Oceanogr. 1998. V. 28. № 3. P. 433–460.
- Chelton D.B., Gaube P., Schlax M.G., Early J.J., Samelson R.M. Global observations of nonlinear mesoscale eddies // Prog. Oceanogr. 2011. V. 91. P. 167–216.
- Chen S., Firing E. Currents in the Aleutian Basin and subarctic North Pacific near the dateline in summer 1993 // J. Geophys. Res. 2006. V. 111. № C03001. <https://doi.org/10.1029/2005JC003064>
- Cokelet E.D., Schall M.L., Dougherty D.M. ADCP-referenced geostrophic circulation in the Bering Sea basin // J. Phys. Oceanogr. 1996. V. 26. № 7. P. 1113–1128.
- Cokelet E.D., Stabeno P.J. Mooring observations of the thermal structure, salinity, and currents in the SE Bering Sea basin // J. Geophys. Res. 1997. V. 102. P. 22947–22964.
- D'Asaro E.A. Generation of submesoscale vortices: A new mechanism // J. Geophys. Res. 1988. V. 93. P. 6685–6693.
- Ezer T., Oey L.-Y. On the dynamics of strait flows: an ocean model study of the Aleutian passages and the Bering Strait // Ocean Dynamics. 2013. V. 63. № 1–2. P. 243–263. <https://doi.org/10.1007/s10236-012-0589-6>
- Favorite F., Dodimead A.J., Nasu K. Oceanography of the Subarctic Pacific Region, 1960–71. Int. N. Fish. Pac. Comm., Vancouver, B.C., Canada. 1976. Bull. 33. 187 p.
- Gill A., Green J., Simmons A. Energy partition in the large-scale ocean circulation and the production of mid-ocean eddies // Deep-Sea Res. Oceanogr. Abstr. 1974. V. 21. P. 499–528.
- Johnson G.C., Stabeno P.J., Riser, S.C. The Bering slope current system revisited // J. Phys. Oceanogr. 2004. V. 34. № 2. P. 384–398.
- Isern-Fontanet J., Garcia-Ladona E., Font J. Identification of marine eddies from altimetric maps // J. Atm. and Ocean. Techn. 2003. V. 20. № 5. P. 772–778.
- Kinder T.H., Coachman L.K., Galt J.A. The Bering Slope Current System // J. Phys. Oceanogr. 1975. V. 5. № 4. P. 231–244.
- Kinder T.H., Schumacher J.D., Hansen D.V. Observations of a baroclinic eddy: An example of mesoscale variability in the Bering Sea // J. Phys. Oceanogr. 1980. V. 10. № 8. P. 1228–1245.
- Ladd C., Stabeno P.J., O'Hern J.E. Observations of a Pribilof eddy // Deep-Sea Res. I. 2012. V. 66. P. 67–76. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2012.04.003>
- Lehahn Y., d'Ovidio F., Lévy M., Heifetz E. Stirring of the northeast Atlantic spring bloom: A Lagrangian analysis based on multisatellite data // J. Geophys. Res. 2016. V. 112. № 8. <https://doi.org/10.1029/2006JC003927>
- Li Y., Li X., Wang J., Peng S. Dynamical analysis of a satellite-observed anticyclonic eddy in the northern Gulf of Anadyr of the Bering Sea // J. Geophys. Res. 2016. V. 121. № 5. P. 3517–3531.
- Lumpkin R., Johnson G.C. Global ocean surface velocities from drifters: Mean, variance, ENSO response, and seasonal cycle // J. Geophys. Res. 2013. V. 118. № 6. P. 2992–3006.
- Miura T., Suga T., Hanava K. Winter mixed layer and formation of dichothermal water in the Bering Sea // J. Oceanogr. 2002. V. 58. № 6. P. 815–823.
- Mizobata K., Saitoh S.I., Shiomoto A., Miyamura T., Shiga N., Imai K., Toratani M., Kajiwara Y., Sasaoka K. Bering Sea cyclonic and anticyclonic eddies observed during summer 2000 and 2001 // Prog. Oceanogr. 2002. V. 55. P. 65–75.
- Mizobata K., Wang J., Saitoh S.I. Eddy-induced cross-slope exchange maintaining summer high productivity of the Bering Sea shelf break // J. Geophys. Res. 2006. V. 111. № C10017. <https://doi.org/10.1029/2005JC003335>
- Mizobata K., Saitoh S., Wang J. Interannual variability of summer biochemical enhancement in relation to mesoscale eddies at the shelf break in the vicinity of the Pribilof Islands, Bering Sea // Deep Sea Res. II. 2008. V. 55(16). P. 1717–1728.
- Müller P., Frankignoul C. Direct atmospheric forcing of geostrophic eddies // J. Phys. Oceanogr. 1981. V. 11. № 2. P. 287–308.
- Okkonen S.R., Schmidt G., Cokelet E., Stabeno P. Satellite and hydrographic observations of the Bering Sea, “Green Belt” // Deep-Sea Res. II. 2004. V. 51. № 10–11. P. 1033–1051.
- Paluszkievicz T., Niebauer H.J. Satellite observations of circulation in the Eastern Bering Sea // J. Geophys. Res. 1984. V. 89. № 3. P. 3663–3678.
- Panteleev G., Yaremchuk M., Stabeno P.J., Luchin V., Nechaev D.A., Kikuchi T. Dynamic topography of the Bering Sea // J. Geophys. Res. 2011. V. 116. № C05017. <https://doi.org/10.1029/2010JC006354>
- Prants S.V., Andreev A.G., Uleysky M. Yu., Budyansky M.V. Lagrangian study of mesoscale circulation in the Alaskan Stream area and the eastern Bering Sea // Deep-Sea Res. II.

2019. V. 169–170. 104560.

<https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2019.03.005>

Royer T.C., Emery W.J. Circulation in the Bering Sea, 1982–83, based on satellite-tracked drifter observation // *J. Phys. Oceanogr.* 1984. V. 14. № 12. P. 1914–1920.

Schlax M.G., Chelton D.B. The “Growing Method” of eddy identification and tracking in two and three dimensions // College of Earth, Ocean and Atmospheric Sciences, Oregon State University, Corvallis, Oregon, July 8, 2016. 8 p.

Schumacher J.D., Stabeno P.J. Ubiquitous eddies of the eastern Bering Sea and their coincidence with concentrations of larval Pollock // *Fisheries Oceanogr.* 1994. V. 3. P. 182–190.

Schumacher J.D., Stabeno P.J. The continental shelf of the Bering Sea // In: *The Sea: The Global Coastal Ocean Regional Studies and Synthesis* / Eds. A.R. Robinson, K.H. Brink. 1998. V. 11. P. 869–909.

Solomon H., Ahlnäs K. Eddies in the Kamchatka Current // *Deep-Sea Res.* 1978. V. 25. № 4. P. 403–410.

Stabeno P.J., Reed R.K. Circulation in the Bering Sea Basin observed by satellite-tracked drifters: 1986–1993 // *J. Phys. Oceanogr.* 1994. V. 24. № 4. P. 848–854.

Stabeno P.J., Reed R.K., Overland J.E. Lagrangian measurements in the Kamchatka Current and Oyashio // *J. Oceanogr.* 1994. V. 50. № 11. P. 653–662.

Stabeno P.J., Schumacher J.D., Ohtani K. The physical oceanography of the Bering Sea: A summary of physical, chemical, and biological characteristics, and a synopsis of research on the Bering Sea. In: *Dynamics of the Bering Sea: A Summary of Physical, Chemical, and Biological Characteristics, and a Synopsis of Research on the Bering Sea* // Eds. T.R. Loughlin, K. Ohtani. North Pacific Marine Science Organization (PICES). Fairbanks, Alaska: University of Alaska Sea Grant. 1999. P. 1–28.

Stabeno P.J., Ladd C., Reed R.K. Observations of the Aleutian North Slope Current, Bering Sea, 1996–2001 // *J. Geophys. Res.* 2009. V. 114. № C05015.

<https://doi.org/10.1029/2007JC004705>

Verkhunov A.V., Tkachenko Y.Y. Recent observations of variability in the western Bering Sea current system // *J. Geophys. Res.* 1992. V. 97. № 9. P. 14369–14376.

Williams S., Hecht M., Petersen M., Strelitz R., Maltrud M., Ahrens J., Hlawitschka M., Hamann B. Visualization and analysis of eddies in a global ocean simulation // *Comput. Graphics Forum.* 2011. V. 30. P. 991–1000.

<https://doi.org/10.1111/j.1467-8659.2011.01948.x>

Mesoscale Eddies in the Bering Sea from Satellite Altimetry Data

I. A. Zhabin¹, E. V. Dmitrieva¹, and S. N. Taranova¹

¹*V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch of Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia*

The mesoscale eddy dynamics in the Bering Sea were investigated using the method of automated eddy identification based on the altimetry-derived sea level anomaly fields (SLA method, AVISO+). For this purpose on the basis of the global dataset “Mesoscale eddy trajectory atlas product” a regional database for the Bering Sea (1993–2018) has been constructed to assess eddies polarity (cyclonic/anticyclonic), distribution, radius, intensity, nonlinearity, velocity, trajectory of movement and areas of their formation and decay. The results highlight the significant role played by mesoscale eddies in the Bering Sea. About 592 eddies with a minimum lifetime of 90 days were identified (anticyclones (361) and cyclones (231)). Anticyclonic and cyclonic eddies in the Bering Sea had an average radius of 53.2 and 63.5 km, the average orbital velocity of geostrophic of currents in the outer closed loop of eddies was 14.0 and 10.8 cm/s, respectively. The average speed of anticyclones and cyclones along the trajectory was 5.1 and 6.2 cm/s. Most of the mesoscale eddies were related with the currents of the Bering Sea. This shows that eddies are mainly formed due to baroclinic/barotropic instability of the Bering Sea slope and Kamchatka currents. The eddy formation in the North Aleutian slope current should be influenced by water exchange through the straits of the Aleutian ridge. The maximum number of “new” anticyclonic eddies occurs in April–July. Most of the cyclonic eddies are formed in the cold half of the year (January–March). Seasonal variability of the Bering Sea circulation affects the intensity of eddy formation.

Keywords: mesoscale eddies, oceanic currents, Bering Sea, satellite altimetry, sea level anomaly, Lyapunov exponents

REFERENCES

Altimetry and Earth Sciences: A Handbook of Techniques and Applications / L.-L. Fu, A. Cazenave. Academic Press, 2001. V. 69. 463 p.

Andreev A.G. Cirkulyaciya vod v severo-zapadnoy chasti Beringova morya po sputnikovym dannym [Water circulation in the north-western Bering sea studied by satellite data] // *Issledovanie Zemli iz kosmosa.* 2019. № 4. P. 40–47 (In Russian).

Andreev A.G., Budyansky M.V., Khen G.V. Uleysky M.Y. Water dynamics in the western Bering Sea and its impact on chlorophyll a concentration // *Ocean Dynamics.* 2020. DOI: 10.1007/s10236-020-01347-7

Arsen'ev V.S. Teheniya i vodnye massy Beringova moray [Currents and water masses of the Bering Sea]. M.: Nauka, 1967. 135 p. (In Russian).

Aurell E., Boffetta G., Crisanti A., Paladin G., Vulpiani A. Predictability in the large: an extension of the concept of

- Lyapunov exponent // *J. Phys. A*. 1997. V. 30. P. 1–26. DOI: 10.1088/0305-4470/30/1/003
- Chelton D.B., de Szoeke R.A., Schlax M.G., El Naggar K., Siwertz N. Geographical variability of the first baroclinic Rossby radius of deformation // *J. Phys. Oceanogr.* 1998. V. 28. № 3. P. 433–460.
- Chelton D.B., Gaube P., Schlax M.G., Early J.J., Samelson R.M. Global observations of nonlinear mesoscale eddies // *Prog. Oceanogr.* 2011. V. 91. P. 167–216.
- Chen S., Firing E. Currents in the Aleutian Basin and subarctic North Pacific near the dateline in summer 1993 // *J. Geophys. Res.* 2006. V. 111. № C03001. DOI: 10.1029/2005JC003064
- Cokelet E.D., Schall M.L., Dougherty D.M. ADCP-referenced geostrophic circulation in the Bering Sea basin // *J. Phys. Oceanogr.* 1996. V. 26. № 7. P. 1113–1128.
- Cokelet E.D., Stabeno P.J. Mooring observations of the thermal structure, salinity, and currents in the SE Bering Sea basin // *J. Geophys. Res.* 1997. V. 102. P. 22947–22964.
- D'Asaro E.A. Generation of submesoscale vortices: A new mechanism // *J. Geophys. Res.* 1988. V. 93. P. 6685–6693.
- Ezer T., Oey L.-Y. On the dynamics of strait flows: an ocean model study of the Aleutian passages and the Bering Strait // *Ocean Dynamics*. 2013. V. 63. № 1–2. P. 243–263. DOI: 10.1007/s10236-012-0589-6
- Favorite F., Dodimead A.J., Nasu K. Oceanography of the Subarctic Pacific Region, 1960–71. *Int. N. Fish. Pac. Comm.*, Vancouver, B.C., Canada. 1976. Bull. 33. 187 p.
- Gill A., Green J., Simmons A. Energy partition in the large-scale ocean circulation and the production of mid-ocean eddies // *Deep-Sea Res. Oceanogr. Abstr.* 1974. V. 21. P. 499–528.
- Glebova S.Ju., Ustinova E.I., Sorokin Yu.D. Dolgoperiodnye tendencii v hode atmosferynykh processov i termicheskogo rezhima dal'nevostochnykh morey za posledniy 30-letniy period [Long-term tendencies of atmospheric processes and thermal regime in the Far-Eastern Seas in the last three decades] // *Izvestia TINRO*. 2009. T. 159. P. 285–298 (In Russian).
- Johnson G.C., Stabeno P.J., Riser S.C. The Bering slope current system revisited // *J. Phys. Oceanogr.* 2004. V. 34. № 2. P. 384–398.
- Isern-Fontanet J., Garcia-Ladona E., Font J. Identification of marine eddies from altimetric maps // *J. Atm. and Ocean. Techn.* 2003. V. 20. № 5. P. 772–778.
- Kinder T.H., Coachman L.K., Galt J.A. The Bering Slope Current System // *J. Phys. Oceanogr.* 1975. V. 5. № 4. P. 231–244.
- Kinder T.H., Schumacher J.D., Hansen D.V. Observations of a baroclinic eddy: An example of mesoscale variability in the Bering Sea // *J. Phys. Oceanogr.* 1980. V. 10. № 8. P. 1228–1245.
- Ladd C., Stabeno P.J., O'Hern J.E. Observations of a Pribilof eddy // *Deep-Sea Res. I*. 2012. V. 66. P. 67–76. DOI: 10.1016/j.dsr.2012.04.003
- Lehahn Y., d'Ovidio F., Lévy M., Heifetz E. Stirring of the northeast Atlantic spring bloom: A Lagrangian analysis based on multisatellite data // *J. Geophys. Res.* 2016. V. 112. № 8. DOI: 10.1029/2006JC003927
- Li Y., Li X., Wang J., Peng S. Dynamical analysis of a satellite-observed anticyclonic eddy in the northern Gulf of Anadyr of the Bering Sea. // *J. Geophys. Res.* 2016. V. 121. № 5. P. 3517–3531.
- Lumpkin R., Johnson G.C. Global ocean surface velocities from drifters: Mean, variance, ENSO response, and seasonal cycle // *J. Geophys. Res.* 2013. V. 118. № 6. P. 2992–3006.
- Miura T., Suga T., Hanava K. Winter mixed layer and formation of dichothermal water in the Bering Sea // *J. Oceanogr.* 2002. V. 58. № 6. P. 815–823.
- Mizobata K., Saitoh S.I., Shiomoto A., Miyamura T., Shiga N., Imai K., Toratani M., Kajiwara Y., Sasaoka K. Bering Sea cyclonic and anticyclonic eddies observed during summer 2000 and 2001 // *Prog. Oceanogr.* 2002. V. 55. P. 65–75.
- Mizobata K., Wang J., Saitoh S.I. Eddy-induced cross-slope exchange maintaining summer high productivity of the Bering Sea shelf break // *J. Geophys. Res.* 2006. V. 111. № C10017. DOI: 10.1029/2005JC003335
- Mizobata K., Saitoh S., Wang J. Interannual variability of summer biochemical enhancement in relation to mesoscale eddies at the shelf break in the vicinity of the Pribilof Islands, Bering Sea // *Deep Sea Res. II*. 2008. V. 55(16). P. 1717–1728.
- Müller P., Frankignoul C. Direct atmospheric forcing of geostrophic eddies // *J. Phys. Oceanogr.* 1981. V. 11. № 2. P. 287–308.
- Natarov V.N. O vodnykh massah i techeniyah Beringova moraya [About water masses and currents of the Bering Sea] // *Tr. VNIRO*. T. 1963. XLIII. P. 111–133 (In Russian).
- Okkonen S.R., Schmidt G., Cokelet E., Stabeno P. Satellite and hydrographic observations of the Bering Sea, “Green Belt” // *Deep-Sea Res. II*. 2004. V. 51. № 10–11. P. 1033–1051.
- Paluszkiwicz T., Niebauer H.J. Satellite observations of circulation in the Eastern Bering Sea // *J. Geophys. Res.* 1984. V. 89. № 3. P. 3663–3678.
- Panteleev G., Yaremchuk M., J. Stabeno P.J., Luchin V., Nechaev, D.A., Kikuchi T. Dynamic topography of the Bering Sea // *J. Geophys. Res.* 2011. V. 116. № C05017. DOI: 10.1029/2010JC006354
- Prants S.V., Andreev A.G., Uleysky M. Yu., Budyansky M.V. Lagrangian study of mesoscale circulation in the Alaskan Stream area and the eastern Bering Sea // *Deep-Sea Res. II*. 2019. V. 169–170. 104560. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2019.03.005>.
- Rogachev K.A., Shlyk N.V. Rol' aleutskikh vihrey v izmeneni harakteristik haloklina Kamchatskogo techeniya [Contribution of the Aleutian eddies to the Kamchatka Current warming] // *Meteorologia i gidrologia*. 2018. T. 58. № 1. P. 5–10 (In Russian).
- Royer T.C., Emery W.J. Circulation in the Bering Sea, 1982–83, based on satellite-tracked drifter observation // *J. Phys. Oceanogr.* 1984. V. 14. № 12. P. 1914–1920.
- Saitoh S., Mizobata K., Wang J., I. Eddy-induced cross-slope exchange maintaining summer high productivity of the Bering Sea shelf break // *J. Geophys. Res.* 2006. V. 111. № C10017. DOI: 10.1029/2005JC003335
- Sapozhnikov V.V. Vliyaniye mezomasshtabnykh anticiklonicheskikh vihrey na formirovaniye gidrohimicheskoy struktury Beringova morya [Influence of mesoscale anticyclonic eddies on the formation of the hydrochemical structure of the Bering Sea] // *Okeanologia*. 1993. T. 33. №3. P. 347–353 (In Russian).

- Schlax M.G., Chelton D.B.* The “Growing Method” of eddy identification and tracking in two and three dimensions // College of Earth, Ocean and Atmospheric Sciences, Oregon State University, Corvallis, Oregon, July 8, 2016. 8 p.
- Schumacher J.D., Stabeno P.J.* Ubiquitous eddies of the eastern Bering Sea and their coincidence with concentrations of larval Pollock // *Fisheries Oceanogr.* 1994. V. 3. P. 182–190.
- Schumacher J.D., Stabeno P.J.* The continental shelf of the Bering Sea // In: *The Sea: The Global Coastal Ocean Regional Studies and Synthesis* / Eds. A.R. Robinson, K.H. Brink. 1998. V. 11. P. 869–909.
- Solomon H., Ahlnäs K.* Eddies in the Kamchatka Current // *Deep-Sea Res.* 1978. V. 25. № 4. P. 403–410.
- Stabeno P.J., Reed R.K.* Circulation in the Bering Sea Basin observed by satellite-tracked drifters: 1986–1993 // *J. Phys. Oceanogr.* 1994. V. 24. № 4. P. 848–854.
- Stabeno P.J., Reed R.K., Overland J.E.* Lagrangian measurements in the Kamchatka Current and Oyashio // *J. Oceanogr.* 1994. V. 50. № 11. P. 653–662.
- Stabeno P.J., Schumacher J.D., Ohtani K.* The physical oceanography of the Bering Sea: A summary of physical, chemical, and biological characteristics, and a synopsis of research on the Bering Sea. In: *Dynamics of the Bering Sea: A Summary of Physical, Chemical, and Biological Characteristics, and a Synopsis of Research on the Bering Sea* // Eds. T.R. Loughlin, K. Ohtani. North Pacific Marine Science Organization (PICES). Fairbanks, Alaska: University of Alaska Sea Grant. 1999. P. 1–28.
- Stabeno P.J., Ladd C., Reed R.K.* Observations of the Aleutian North Slope Current, Bering Sea, 1996–2001 // *J. Geophys. Res.* 2009. V. 114. № C05015. DOI: 10.1029/2007JC004705
- Verkhunov A.V., Tkachenko Y.Y.* Recent observations of variability in the western Bering Sea current system // *J. Geophys. Res.* 1992. V. 97. № 9. P. 14369–14376.
- Williams S., Hecht M., Petersen M., Strelitz R., Maltrud M., Ahrens J., Hlawitschka M., Hamann B.* Visualization and analysis of eddies in a global ocean simulation // *Comput. Graphics Forum.* 2011. V. 30. P. 991–1000. DOI: 10.1111/j.1467-8659.2011.01948.x

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

ПОДЪЕМ ДНА КРАТЕРА ВУЛКАНА ПИК САРЫЧЕВА (ОСТРОВ МАТУА, КУРИЛЫ) В 2017–2019 гг., ВЫЯВЛЕННЫЙ ПО СПУТНИКОВЫМ ИЗОБРАЖЕНИЯМ, КАК ПРЕДВЕСТНИК НОВОГО СИЛЬНОГО ИЗВЕРЖЕНИЯ

© 2021 г. С. Ю. Гришин*

Федеральный научный центр биоразнообразия ДВО РАН, Владивосток, Россия

*E-mail: grishin@biosoil.ru

Поступила в редакцию 27.04.2021 г.

Лавовая пробка в кратере вулкана Пик Сарычева (Курильские острова) в июне 2009 г. была вынесена взрывами в ходе сильного извержения, после чего положение дна кратера резко снизилось. По спутниковым снимкам и изображениям, полученным при облете кратера на вертолете в 2016 г., измерен уровень опускания дна: около 190–220 м от кромки кратера. Дно находилось в стабильном состоянии до осени 2017 г., после чего начался его подъем, выявленный по спутниковым изображениям. По состоянию на осень 2019 г. дно кратера поднялось приблизительно на 150 м. Объем кратера, заполненный в ходе поднятия, составляет около 10 млн м³. Циклы опускание/подъем дна за последние ~75 лет происходили трижды в связи с каждым сильным (существенным) извержением. Очередной подъем вероятно сигнализирует о подготовке вулкана к новому, потенциально опасному эруптивному событию.

Ключевые слова: вулканизм, динамика среды, опасные процессы, мониторинг, Курильские острова

DOI: 10.31857/S0205961421050043

ВВЕДЕНИЕ

Вулкан Пик Сарычева, расположенный на о. Матуа (рис. 1) в центральной части Курильских о-вов, является одним из наиболее активных на архипелаге. По интенсивности и продуктивности извержений он сравним лишь с Алаидом – крупнейшим вулканом Курил, однако превосходит последний по степени опасности своих проявлений. В XX в. на о. Матуа произошло около десятка эруптивных событий, в том числе заметные и сильные эксплозивные извержения произошли в 1928, 1930, 1946, 1960, 1976 гг. (последнее – эффузивно-эксплозивное) (Горшков, 1967; Андреев и др., 1978). В результате извержений существенно менялось положение дна кратера. Впервые глубина дна была оценена в 1954 г. (Горшков, 1967) величиной около 200 м.

В ходе сильного эффузивно-эксплозивного извержения вулкана Пик Сарычева в июне 2009 г. лавовая пробка, которая запечатывала кратер до его кромки (рис. 2, а), была разрушена (Гришин, 2011; Urai, Ishizuka, 2011). Твердый материал был раздроблен и вынесен мощными взрывами. Уровень дна кратера резко снизился, на дне сформировался округлый лавовый щит (рис. 2, б). Такое состояние дна продолжалось более 8 лет, при этом достаточно часто отмечался вынос парогазо-

вых шлейфов из кратера. Данные о современных измерениях глубины кратера отсутствуют, кроме оценки в 100 м (вероятно, глазомерной, сделанной с гребня кратера в июне 2017 г.) (Чибисова,



Рис. 1. Остров Матуа. Фото с ИСЗ WorldView-4 от 24.10.2018. Виден парогазовый шлейф к северу от кратера и полоса маломощных пепловых отложений на снегу к юго-востоку от кратера.



Рис. 2. Кратер вулкана Пик Сарычева: *a* – вид с кромки на север. Август 2007 г. Фото А.К. Клитина; *б* – вид с вертолета на север–северо-восток. Июнь 2016 г. Изображение получено из видеосъемки А.Г. Лукьянова. Слева видна выемка-понижение на северо-западном склоне, справа – вершина вулкана, внизу – дно кратера. Пунктиром показано положение дна кратера в сентябре 2018 г.

Дегтярев, 2019). Как показано ниже, эта величина мало соответствовала действительности. По спутниковым изображениям удалось зафиксировать реальную глубину кратера в период июнь 2009 г. – сентябрь 2017 г., выявить начавшийся в 2017 г. подъем лавовой пробки, измерить высоту подъема дна, а также определить период, в течение которого он произошел.

ПАРАМЕТРЫ КРАТЕРА И ПОЛОЖЕНИЕ ЕГО ДНА ДО ПОДЪЕМА

Относительная высота кромки кратера неоднородна: северный и восточный края выше, чем южный и западный. Нижней точкой кромки являлась обратнотрапецевидная выемка шириной в основании около 60 м, расположенная в северо-западной части кратера, а высшей точкой – скалистый лавовый останец (1446 м) в юго-восточной части. Разница в высоте между ними в период 2009–2017 гг. составляла, по-видимому, около 150

м. Отметим, что такая высотная структура кромки, включая выемку, существовала и в 1950-х гг., до извержений 1976 и 2009 гг., судя по перспективному аэрофотоснимку (рис. 33: Горшков, 1967). Размер поперечника кратера, измеренный по кромке, составлял $\sim 375 \times 425$ м (длинная ось расположена в направлении северо-запад–юго-восток, короткая – вкрест длинной). Таким образом, средний диаметр составлял ~ 400 м; таким же он был до извержения 2009 г. Впервые эта (или близкая) величина была выявлена по космоснимкам (Гришин, Мелекесцев, 2010; Urai, Ishizuka, 2011).

Положение дна кратера сразу после извержения 2009 г., выявленное по снимку с ИСЗ ALOS от 22 июня 2009 (https://www.eorc.jaxa.jp/ALOS/img_up/1_pan_sarychev_090622.htm), было снижено, по разным оценкам, на ~ 50 м (Miyagi, 2010) или на ~ 200 м (Гришин, Мелекесцев, 2010). После появления качественных спутниковых изображений кратера, глубина его дна была измерена автором двумя методами. По снимкам WorldView-3 от 21 июля 2015 г. и WorldView-2 от 31 августа 2016 г. (рис. 3, *a*) глубина была вычислена по измеренной длине тени от кромки кратера, падающей на дно, и известному углу высоты солнца в момент съемки, с учетом азимута падения тени. Помимо этого, измерить глубину дна кратера, включая ее изменение, удалось в результате совмещения плановых спутниковых изображений и перспективных аэрофотоснимков. Вид внутренних субвертикальных стенок кратера был получен в результате обработки видеосъемки, выполненной с вертолета в июне 2016 г. (рис. 2, *б*). Изображения стенок по опознанным элементам рельефа были привязаны к спутниковым снимкам. Результаты измерений, полученных обоими методами, оказались сходными. Глубина дна в 2016 г. составила около 220 м относительно приподнятой юго-восточной кромки (измерено по тени) и около 190 м относительно северо-северо-восточной кромки (измерено по внутренней стенке кратера).

На спутниковых изображениях, начиная с 2011 г., на дне виден слабовыпуклый лавовый щит. В последующий период до сентября 2017 г. дно, по-видимому, находилось в стабильном положении. Об этом можно судить (по имеющимся снимкам 2015–2017 гг.), в частности, по положению отдельных опознаваемых глыб и светлых пятен (по-видимому, фумарольных возгонов) на темном лавовом щите. Стенки кратера в 2009–2017 гг. были субвертикальными (при этом кратер заметно расширялся в верхней части), представлены чередованием многометровых светлых слоев лавовых потоков (крупнейший горизонт слоев превышал по мощности 40 м), с участием прослоев красноватого шлака в верхней части обнажения (рис. 2, *б*).

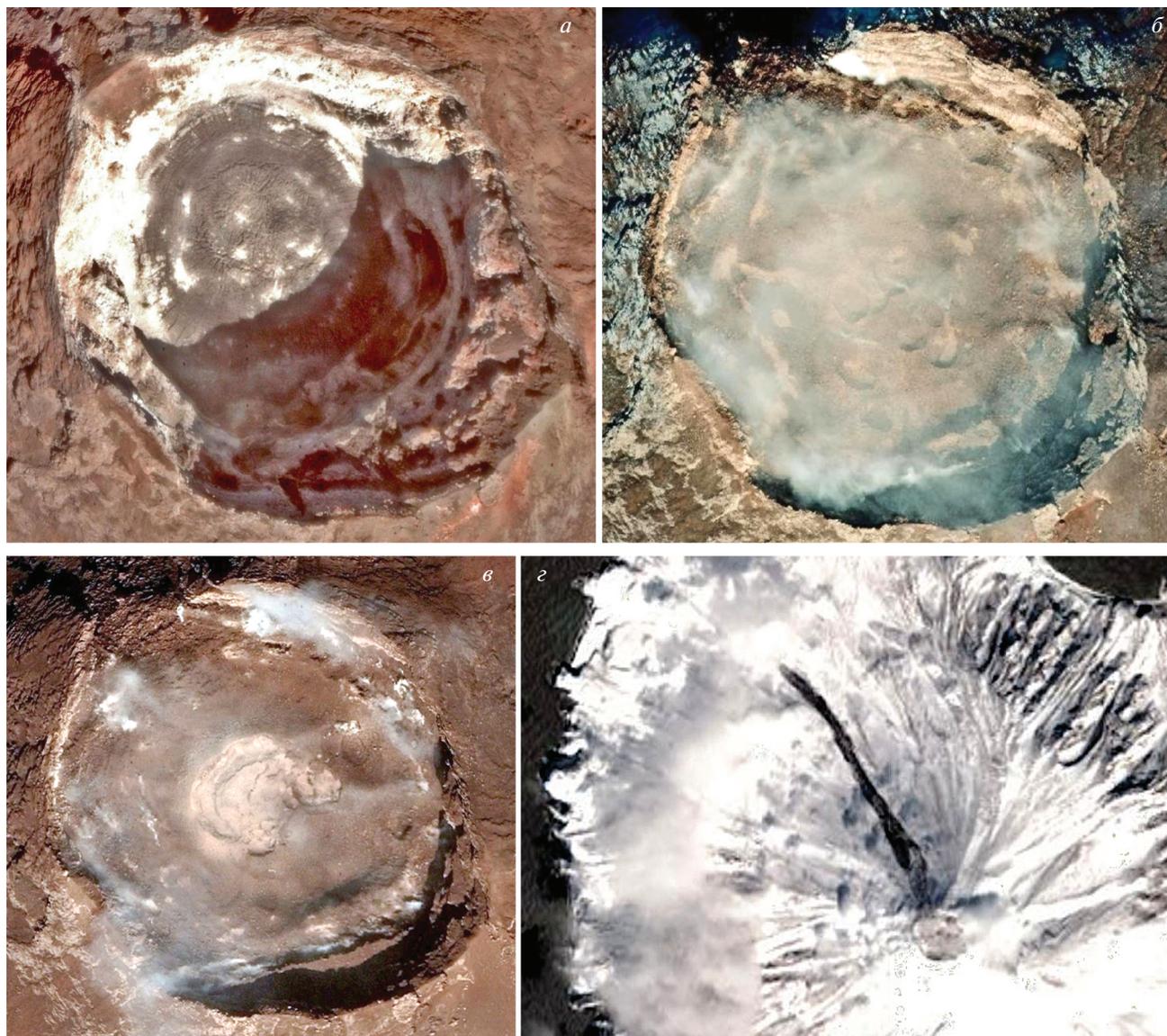


Рис. 3. Кратер вулкана Пик Сарычева: *а* – 31.08.2016, ИСЗ WorldView-2; *б* – 05.10.2018, ИСЗ WorldView-4; *в* – 07.09.2019, ИСЗ GeoEye-1; *г* – кратер и лавовый поток на склоне, 16.04.2021, ИСЗ WorldView-2.

На дне кратера до сентября 2017 г. наблюдалась лавовая “лепешка” темного цвета, округлой формы, диаметром около 230 м, в целом слабовыпуклая, состоящая из трех концентрически расположенных зон – центральной, промежуточной и краевой (рис. 3, *а*). Центральная и краевая зоны, судя по тени от их краев, были слегка приподняты (на 1–1,5 м). Краевая зона дна имела ширину 25–30 м и была покрыта сетью радиальных трещин, которые были распределены почти регулярно, с шагом 3–5 м. Центральная зона, диаметром около 100 м, в 2016 г. была густо и хаотично покрыта трещинами, в результате чего ее поверхность была отчасти похожа на вспененный материал бродящей жидкости. К трещинам, окаймляющим центральную зону, была приурочена часть фума-

рол. За пределами лавовой “лепешки”, между краевой зоной и стенками кратера была выражена транзитная зона, до 20–25 м шириной, светло-серого (местами – палево-желтоватого) цвета, с выходами парящих фумарол, усеянная обломками и глыбами породы.

ПОДЪЕМ ДНА КРАТЕРА

Спутниковые изображения 2018 и 2019 гг. (рис. 3, *б*, *в*) показали резкий подъем уровня дна кратера. Подъем начался, по-видимому, осенью 2017 г. Если на снимке ИСЗ WorldView-4 от 7 сентября 2017 г. ясно виден лавовый щит на дне и тень на большой глубине кратера, то на снимках WorldView-4 от 21 и 25 октября 2017 г. виден кра-

тер с предположительно изменившейся конфигурацией дна; вероятно, в этот период шел процесс заполнения кратера лавой. На снимках ИСЗ TERRA (MODIS) от 21 октября 2017 г. была выявлена термальная аномалия, которая (со слабыми парогазовыми выбросами с пеплом) отмечалась до середины ноября 2017 г. (Чибисова, Дегтерев, 2019). Эти проявления, по-видимому, были связаны именно с подъемом лавовой пробки. Состоявшееся изменение положения дна фиксируется на снимках ИСЗ WorldView-4 от 31 марта и 18 апреля 2018 г., Sentinel-2 от 4 апреля 2018 г.

Измерения нового высотного положения дна выполнены на северной и северо-восточной стенках кратера (стенки имеют, соответственно, южную и юго-западную экспозиции) (рис. 2, б). Они показали подъем на 140–145 м к октябрю 2018 г. и небольшой дополнительный подъем (по-видимому, не более 5–10 м) к сентябрю 2019 г. В результате кратер оказался заполнен примерно на 3/4 высоты (относительно положения дна в период 2009–2017 г.), причем перекрытой оказалась основная часть с наиболее крутыми субвертикальными стенками. Частично перекрытой оказалась и выемка в северо-западной части кратера. Заполненный объем можно приблизительно оценить как объем усеченного конуса высотой 150 м, имеющего нижний диаметр 240 м и верхний — 330 м; он равен около 10 млн м³.

На снимке от 5 октября 2018 г. (рис. 3, б) сквозь пары фумарол видно достаточно плоское дно, покрытое рыхлым обломочным материалом. Короткая тень от приподнятого юго-восточного края кратера показывает глубину около 60 м относительно кромки. Далее, по направлению к центру кратера, виден уступ, с падением около 15–20 м. В центральной части дно (возможно, слабоогнутое) испещрено углублениями овальной или округлой формы, до 20–30 м в поперечнике. Их глубина, определенная по тени, не превышает 3–6 м. Возможно, это структуры проседания в рыхлом материале, образовавшем толщу поверх лавовой пробки в ходе небольшого извержения. Оно произошло летом–осенью 2018 г. (Гирина и др. 2018). Фумаролы приурочены в основном к периферийной части дна, в полосе шириной до 30–40 м, примыкающей к стенкам кратера. Возможно, они отражают зону трещин в полосе напряжения, по которой происходит смещение дна.

На снимке от 7 сентября 2019 г. (рис. 3, в) зона фумарол отчетливо видна в краевой полосе на дне кратера. В центре кратера видна неправильно-округлая структура, в поперечнике около 80–100 м. Западную ее половину по дуге ограничивает вал рыхлых отложений шириной 30–40 м, с пологим внешним склоном и относительно крутой внутренней стенкой. Западная внутренняя стенка вала освещена солнцем, тени нет, но по деталям ре-

льефа можно предположить, что она имеет глубину не менее 10 м. Вероятно, структура в центре кратера — это частично засыпанный рыхлыми отложениями кратерный колодец. На изображении с ИСЗ Sentinel-2 от 28 сентября 2019 г. в этой части кратера обнаружена термальная зона (Global Volcanism Program, 2019).

ДИНАМИКА ДНА КРАТЕРА И ПРИБЛИЖЕНИЕ НОВОГО ИЗВЕРЖЕНИЯ

Периодическое изменение положения дна в течение последних 75 лет, начиная с сильного извержения вулкана 1946 г., изучено по данным аэрофотосъемки 1950–1980 гг., спутниковой съемки 1994–2021 гг., а также по наблюдениям исследователей и очевидцев, поднимавшихся к кратеру, включая их фотографии. В целом выявлено, что опускание дна кратера происходило трижды, после каждого сильного или существенного извержения 1946, 1976 и 2009 гг. Затем, соответственно, дно трижды поднималось: перед извержениями 1976, 2009 гг. и в настоящее время. При этом, если для новейшей ситуации выявлено, что дно кратера поднялось (в значительной мере) через 8 лет после извержения 2009 г., то в предшествующий период интервалы времени, в течение которых дно могло быть как опущено, так и поднято, превышали 20 лет. Так, согласно фото очевидцев, поднимавшихся на вершину вулкана в 1989 и в 2007 гг., дно кратера почти доходило до его кромки (рис. 2, а) и лишь через 20 лет после 1989 г. произошло сильное извержение.

В последние годы, в связи с подъемом дна кратера в 2017–2018 г., а также после него, наблюдается определенная активность вулкана (Гирина и др., 2019; Чибисова, Дегтерев, 2019; Global Volcanism Program, 2019, 2021). Осенью 2018 г. несколько раз происходили небольшие выбросы пепла, а в кратере была обнаружена термоаномалия (Global Volcanism Program, 2019). На снимке с ИСЗ Sentinel-2 от 20 января 2021 г. выявлено излияние лавы из центральной части кратера на расстояние около 400 м (Global Volcanism Program, 2021). По-видимому, лава частично заполнила кратер, после чего лавовый поток вытек из кратера на склон через трапецевидное понижение в северо-западном секторе, не полностью перекрытое в ходе поднятия дна в 2017–2019 гг. К 24 января 2021 г. поток достиг высоты ~800 м на северо-западном склоне, пройдя около 800–900 м от кромки кратера (снимок с ИСЗ WorldView-2). На 25 февраля 2021 г. видно, что поток прошел ~2000 м от кромки кратера, спустившись до высоты ~380 м (снимок с ИСЗ WorldView-3). Ширина потока в нижней части не превышает 100 м, при этом он, по-видимому, прошел по лавовому потоку 1976 г., продвинувшись ниже его языка на

~500 м. Объем лавы 2021 г. ~3 млн м³. После излияния в центре кратера виден темный контур диаметром ~50 м, вероятно, это жерло (снимок с ИСЗ WorldView-2 от 16 апреля 2021 г., рис. 3, з). Для вулкана Пик Сарычева в целом характерна сильная эксплозивная деятельность, сочетаемая с эпизодическими эксплозивно-эффузивными извержениями, такими как эруптивные события 1976 и 2009 г. Однако есть данные и об относительно спокойном излиянии лавы, произошедшем в 1878–1879 г. (Горшков, 1967). Аналогичное событие, по-видимому, произошло зимой 2021 г.

Динамика дна кратера, выявленная за минувшие 75 лет, показывает, что цикл “опускание—подъем дна” заканчивается масштабным извержением, опасным для населения, инфраструктуры и экосистем о. Матуа. События 1946 и 1976 гг. вызвали массовую эвакуацию людей с острова; в 2009 г. Матуа был необитаем (иначе эвакуация, по-видимому, также бы состоялась). Небольшие извержения, подобные произошедшим в 2018–2021 гг. (образование жерла, его эпизодическая проработка эксплозиями с выбросами пепла, заполнение лавой кратера и последующее излияние лавы за пределы кратера), являются, вероятно, лишь промежуточными эпизодами в цикле “опускание—подъем”. Такие события вряд ли могут быть предвестниками сильного извержения (при этом, возможно, они могут отложить его приближение). В отличие от них, поднятие дна кратера в 2017–2019 гг. (которое явно еще не завершилось), по-видимому, сигнализирует о подготовке вулкана к новому, потенциально разрушительному извержению. Эти сигналы могут быть важны для оценки вулканической опасности, учитывая, что для о. Матуа в последние годы появились новые проекты освоения.

БЛАГОДАРНОСТИ

Благодарю А.К. Клитина за фотоснимки кратера 2007 г., М.Г. и А.Б. Белоусовых за конструктивные

замечания, а также А.Г. Лукьянова за разрешение использовать кадры его видеосъемки, выполненной с вертолета в 2016 г.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Андреев В.Н., Шанцер А.Е., Хренов А.П. и др. Извержение вулкана Пик Сарычева в 1976 г. // Бюл. вулканол. станций. 1978. № 55. С. 35–40.

Гирина О.А., Мельников Д.В., Маневич А.В. Извержение вулкана Пик Сарычева в 2018 г. // Вестн. КРАУНЦ. Серия Науки о Земле. 2019. № 1. Вып. 41. С. 12–14.

Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 288 с.

Гришин С.Ю. Воздействие на окружающую среду мощного извержения вулкана Пик Сарычева (Курильские острова, 2009 г.) по данным космической съемки // Исслед. Земли из Космоса. 2011. № 2. С. 92–96.

Гришин С.Ю., Мелекесцев И.В. Лавовые потоки (извержение 2009 г.) вулкана Пик Сарычева (центральные Курилы) // Вестн. КРАУНЦ. Серия Науки о Земле. 2010. № 1. С. 232–239.

Чибисова М.В., Дегтерев А.В. Активность вулкана Пик Сарычева (о. Матуа, Средние Курилы) в 2017–2018 гг.: по спутниковым и визуальным данным // Геосистемы переходных зон. 2019. Т. 3. № 1. С. 144–148.

Miyagi Y. Earthquake and Volcano Monitoring by ALOS and its operation // 53th Intern. Workshop on Progress of Research for Disaster Mitigation of Earthquakes and Volcanic Eruptions in the North Pacific Region. Sapporo, Japan: Hokkaido Univ., 2010. P. 99–103.

Ural M., Ishizuka Y. Advantages and challenges of spaceborne remote sensing for Volcanic Explosivity Index (VEI): The 2009 eruption of Sarychev Peak on Matua Island, Kuril Islands, Russia // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2011.

Global Volcanism Program, 2019. Report on Sarychev Peak (Russia). / E. Venzke (ed.) // Bulletin of the Global Volcanism Network. Smithsonian Institution.

Global Volcanism Program, 2021. Report on Sarychev Peak (Russia). In: S.K. Sennert (ed.), Weekly Volcanic Activity Report, 20 January–26 January 2021. Smithsonian Institution and US Geological Survey.

https://www.eorc.jaxa.jp/ALOS/img_up/l_pan_sarychev_090622.htm (обращение 26.04.2021).

The Rise of the Bottom of the Crater of the Sarychev Peak Volcano (Matua Island, Kuriles) in 2017–2019, Revealed by Satellite Images, as a Precursor of a New Strong Eruption

S. Yu. Grishin

Federal Scientific Center of the East Asia Terrestrial Biodiversity, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia

The lava plug in the crater of the Sarychev Peak volcano (Kuril Islands) was carried away by explosions during a strong eruption in June 2009, after which the position of the crater bottom lowered sharply. Based on satellite images and images obtained during a flyby of the crater by helicopter in 2016, the level of the bottom subsidence was measured: about 190–220 m from the edge of the crater. The bottom was in a stable state until the fall of 2017, as identified by satellite images, after which it began to rise. As of autumn, 2019, the crater

bottom has risen by about 150 m. The volume of the crater, filled during the uplift, is about 10 million m³. The bottom rise/decrease cycles have occurred three times over the past ~75 years in connection with each strong (significant) eruption. The modern rise probably signals the volcano's preparation for a new, potentially dangerous eruptive event.

Keywords: volcanism, environmental dynamics, hazardous processes, monitoring, Kuril Islands

REFERENCES

- Andreev V.N., Shancer A.E., Hrenov A.P. i dr.* Izverzhenie vulkana Pik Sarycheva v 1976 g. // Byul. vulkanol. stancij. 1978. № 55. S. 35–40.
- Girina O.A., Mel'nikov D.V., Manevich A.V.* Izverzhenie vulkana Pik Sarycheva v 2018 g. // Vestn. KRAUNC. Seriya Nauki o Zemle. 2019. № 1. Vyp. 41. S. 12–14.
- Gorshkov G.S.* Vulkanizm Kuril'skoj ostrovnnoj dugi. M.: Nauka, 1967. 288 s.
- Grishin S.Yu.* Vozdejstvie na okruzhayushchuyu sredu moshchnogo izverzheniya vulkana Pik Sarycheva (Kuril'skie ostrova, 2009 g.) po dannym kosmicheskoy s''emki // Issledovanie Zemli iz Kosmosa. 2011. № 2. S. 92–96.
- Grishin S.Yu., Melekescev I.V.* Lavovye potoki (izverzhenie 2009 g.) vulkana Pik Sarycheva (central'nye Kurily) // Vestn. KRAUNC. Seriya Nauki o Zemle. 2010. № 1. S. 232–239.
- Chibisova M.V., Degterev A.V.* Aktivnost' vulkana Pik Sarycheva (o. Matua, Srednie Kurily) v 2017–2018 gg.: po sputnikovym i vizual'nym dannym. Geosistemy perekhodnyh zon. 2019. T. 3. № 1. S. 144–148.
- Miyagi Y.* Earthquake and Volcano Monitoring by ALOS and its operation // 53th Intern. Workshop on Progress of Research for Disaster Mitigation of Earthquakes and Volcanic Eruptions in the North Pacific Region. Sapporo, Japan: Hokkaido Univ., 2010. P. 99–103.
- Urail M., Ishizuka Y.* Advantages and challenges of spaceborne remote sensing for Volcanic Explosivity Index (VEI): The 2009 eruption of Sarychev Peak on Matua Island, Kuril Islands, Russia // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2011. DOI: 10.1016/j.jvolgeores.2011.07.010.
- Global Volcanism Program, 2019. Report on Sarychev Peak (Russia) / E. Venzke (ed.) // Bulletin of the Global Volcanism Network. 44: 11. Smithsonian Institution.
- Global Volcanism Program, 2021. Report on Sarychev Peak (Russia). In: S.K. Sennert (ed.), Weekly Volcanic Activity Report, 20 January–26 January 2021. Smithsonian Institution and US Geological Survey.
- https://www.eorc.jaxa.jp/ALOS/img_up/l_pan_sarychev_090622.htm (26.04.2021).

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

ВОЗМОЖНОСТИ ТАКСАЦИИ ЛЕСОВ НА ОСНОВЕ ДАННЫХ РАДИОЛОКАЦИОННОЙ СПУТНИКОВОЙ СЪЕМКИ

© 2021 г. В. М. Сидоренков^{a, b, c, *}, О. В. Кушнырь^{a, b, c}, Л. В. Бадак^{a, b, c},
Д. О. Астапов^{a, b, c}, А. В. Букась^{a, b, c}

^aФедеральное бюджетное учреждение “Всероссийский научно-исследовательский институт лесоводства
и механизации лесного хозяйства”, Пушкино, Россия

^bАкционерное общество “Российские космические системы”, Москва, Россия

^cФедеральное бюджетное учреждение “Российский центр защиты леса”, Пушкино, Россия

*E-mail: lesvni@yandex.ru

Поступила в редакцию 31.03.2021 г.

В работе приведены исследования по возможности использования радиолокационных данных с сенсора Sentinel-1 для решения задач лесной таксации. Экспериментальные работы выполнены на территории ленточных боров Алтайского края в насаждениях сосны. На основе результатов экспериментальных исследований определены взаимосвязи запаса, полноты насаждений с параметрами радиолокационной съемки. По установленным взаимосвязям показателей радиолокационной съемки с запасом и полнотой насаждений в зимний период проведено зонирование территории района исследований. Учитывая стабильность радиолокационных данных в зимний период, на основе результатов исследований возможно создание автоматизированных сервисов определения запаса и полноты насаждений с преобладанием в составе сосны для сходных с районом исследований лесорастительных условий.

Ключевые слова: радиолокационные данные, Sentinel-1, запас и полнота насаждений

DOI: 10.31857/S0205961421050080

ВВЕДЕНИЕ

Развитие современных методов по дешифрированию данных спутниковой съемки позволяет получать информацию о состоянии лесов, их использовании, количественных и качественных показателях. Сочетание подходов по комплексному анализу оптической и радиолокационной съемки за более чем полувековую историю стало одним из эффективных способов получения информации о лесах на труднодоступных территориях. В отличие от оптической съемки, методов дешифрирования радиолокационной съемки можно считать их независимость от облачности атмосферы, погоды, освещенности. Несмотря на значительное развитие данного направления, до настоящего времени не существует эффективных методов определения таксационных показателей насаждений по спутниковым радарным съемкам. Данная тенденция объясняется отсутствием единых подходов, разнообразием применяемых методов анализа спутниковой съемки, региональной спецификой лесов, недостаточными объемами экспериментальных исследований. С целью практического внедрения различных алгоритмов таксации лесных насаждений по радарным данным, прежде всего, требуется определение опти-

мальных методов анализа информации по взаимосвязи показателей съемки с таксационными характеристиками насаждений и разработки на их принципах методов таксации лесов. В ранее проведенных исследованиях ИФМ СО РАН и компанией “СОВЗОНД” в районе дельты р. Селенги (Бурятия) по применению радиолокационной съемки для решения задач лесного хозяйства получены результаты, позволяющие определить высоту полога леса, полноту, покрытые и не покрытые лесной растительностью земли (Чимитдоржиев и др., 2014). В ходе проведенного эксперимента не удалось определить весь спектр таксационных характеристик насаждений, тем не менее, результаты исследований показали возможность применения данных радиолокационной съемки X диапазона для оценки высоты полога и сомкнутости леса. В последующем в 2016 г. в Германском центре авиации и космонавтики были проведены научно-исследовательские работы по разработке алгоритмов классификации покрытых и не покрытых лесной растительностью земель на основе спутниковых данных TanDEM-X. В результате значительного объема проведенных исследований создана глобальная карта покрытых и не покрытых лесом территорий. Точ-

ность полученной карты оценивается более 90% (Martone et al., 2018). Значительные объемы исследований по оценке качественных и количественных характеристик лесов на основе радиолокационных данных проведены ООН на базе проекта National Forest Assessment – NFA (“Национальная оценка лесных ресурсов”) в рамках глобальной программы Sustainable Forest Management in Changing Climate (“Стабильное лесоводство в изменяющемся климате”) (Koch, 2013). Работы показали перспективность использования радарных данных для определения запаса насаждений, лесопокрытой площади, сомкнутости.

Использование радиолокационных данных представляет значительный интерес также при изучении растительного покрова, ранее проведенные исследования в этом направлении показывают наличие взаимосвязи характеристик растительности с текстурными показателями радиолокационной съемки (Бондур, Чимитдоржиев, 2008), а также зависимости пространственной анизотропии неоднородностей лесной растительности при различных азимутальных углах радарного поляриметрического зондирования (Бондур, Чимитдоржиев, 2019). Учитывая перспективность применения данных радиолокационной съемки при различной облачности, специалистами ФГУП “Рослесинфорг”, “Центрлеспроект”, а также компании “Совзонд” для выявления вырубок проводился комбинированный анализ оптической съемки SPOT и радарного композита МТС. Далее из них составлялся мультिवременной оптико-радарный композит, на котором новые вырубки автоматически выделялись розовым цветом и затем оконтуривались вручную. На основе работы были сделаны выводы, что методика выделения вырубок с помощью оптико-радарных мультिवременных композитов аналогична выявлению изменений по оптическим мультивременным композитам. Радарные данные, за счет того, что при съемке можно не брать в расчет облачность и освещенность, позволяют гарантированно и оперативно получить необходимую информацию о вырубках к нужной дате с незначительной потерей точности картирования границ вырубки (Бахтинова и др., 2012). Значительный интерес представляет опыт реализации глобального проекта BIOMASAR по оценке биомассы бореальных лесов России, Северной Европы, Канады и Аляски, осуществленный с использованием нового алгоритма обработки данных, полученных с датчика Advanced Synthetic Aperture Radar (ASAR) спутника Европейского космического агентства (ESA) EnviSat. В ходе работ по осуществлению проекта разработаны методы дистанционного определения арктической лесной биомассы (New boreal forest..., 2010; Santoro et al., 2010). Проект BIOMASAR, подтвердил эффективность применяемого алгоритма обра-

ботки данных радарной съемки. Дистанционное определение объема роста запаса насаждений (GSV) стало возможным на уровне от 500 м³/га для бореальных лесов при использовании данных EnviSat. Для отработки алгоритма, получившего название ScanSAR, были заложены несколько пробных площадей в Скандинавии, Сибири и Канаде. Используя данный метод и архивы данных EnviSat, стало возможным издавать карты запасов насаждений ежегодно, при этом разрешение карт составляет 10 км и выше, а погрешность измерений не превышает 15% (New boreal forest..., 2010).

Развитие современных методов таксации в том числе с использованием данных спутниковой съемки имеет важное значение в стратегии планирования и ведения лесного хозяйства, а также в совершенствовании различных технологий лесоустройства (Рафаилов, Мартынюк, 2016; Моисеев и др., 2017).

Основной целью работ являлось проведение экспериментальных исследований в таежной зоне Западной Сибири, разработка алгоритмов определения таксационных характеристик лесов с использованием данных радарной съемки.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Исследования проведены в ленточных борах Алтайского края. В связи с жесткими почвенно-климатическими условиями, основной лесобразующей древесной породой на территории района исследований является сосна обыкновенная, доля которой в составе лесов в среднем составляет 85% и меняется с 73% в северо-восточной части до 92% в юго-западной. В сложившихся лесорастительных условиях ленточных боров другие древесные породы имеют малое распространение. В пониженных элементах рельефа, где почва обладает большей влажностью, произрастают мягколиственные породы – береза и осина. Основной объем исследований проведен в Кулундинской, Барнаульской, Космолинской лентах.

При проведении исследований использовались актуальные данные лесоустройства, давность которого не превышала 5 лет. Для получения взаимосвязей таксационных характеристик насаждений с данными радиолокационной съемки были обработаны 204 космических снимков с космических сенсоров Sentinel-1 типа GRDH и SLC. Период охвата съемки – с 02.01.2018 по 28.12.2018 гг. (табл. 1). Обработка снимков проводилась с использованием программного обеспечения “SNAP”, а также отдельных пакетов программных комплексов Matlab, Rstudio и скриптов на языке программирования Python (Руководство пользователя...; Методические рекомендации..., 2020). Общий объем продуктов, полученных по результатам обработки и получения характери-

Таблица 1. Фрагмент перечня обработанных радиолокационных снимков

№	Наименование КА	Наименование снимка	Дата	Тип	Тип продукта	Источник
1	Sentinel-1	S1B_IW_GRDH_1SD-V_20180102T005233_20180102T0-05258_008985_0100A2_51E6	02.01.2018	Радиолокационный	GRDH	https://asf.alaska.edu/
2	Sentinel-1	S1B_IW_GRDH_1SD-V_20180102T005258_20180102T0-05323_008985_0100A2_D71D	02.01.2018	Радиолокационный	GRDH	https://asf.alaska.edu/
3	Sentinel-1	S1B_IW_GRDH_1SD-V_20180102T005323_20180102T0-05348_008985_0100A2_E18A	02.01.2018	Радиолокационный	GRDH	https://asf.alaska.edu/
4	Sentinel-1	S1B_IW_GRDH_1SD-V_20180114T005233_20180114T00-5258_009160_010659_ECA8	14.01.2018	Радиолокационный	GRDH	https://asf.alaska.edu/
5	Sentinel-1	S1B_IW_GRDH_1SD-V_20180114T005258_20180114T00-5323_009160_010659_A926	14.01.2018	Радиолокационный	GRDH	https://asf.alaska.edu/
6	Sentinel-1	S1B_IW_GRDH_1SD-V_20180114T005323_20180114T00-5348_009160_010659_4009	14.01.2018	Радиолокационный	GRDH	https://asf.alaska.edu/
7	Sentinel-1	S1B_IW_GRDH_1SD-V_20180126T005232_20180126T0-05257_009335_010C0F_9BA6	26.01.2018	Радиолокационный	GRDH	https://asf.alaska.edu/

стик, используемых при лесотаксационном дешифрировании, составил более 2.45 Тб.

Для работы по оптической съемке использованы данные сенсора Sentinel-2 в количестве 10 снимков уровня обработки L1C зимнего периода. Период охвата съемки – с 01.12.2018–03.01.2020 г. (табл. 2). Для снимков проводилась предварительная обработка с использованием алгоритмов DOS-коррекции с помощью модуля Semi-Automatic Classification программного комплекса QuantumGIS (QGIS). Общий объем обработанной информации по оптической съемке составил более 72 Гб.

Используемые в исследованиях показатели спутниковой съемки устанавливались опытным путем, на основе их статистических взаимосвязей с таксационными характеристиками насаждения. По степени достоверных взаимосвязей выделялись показатели, которые в дальнейшем были использованы для моделей зонирования территории района исследований по запасу и полноте насаждений. При анализе оптической съемки установлены взаимосвязи запаса и полноты насаждений с красным и инфракрасным каналом. Объединение этих каналов и, как следствие, увеличение статистической взаимосвязи возможно при использовании индекса NDVI. При этом учитывались взаимосвязи данного индекса с запасом насаждений и полнотой в различные времена года. Лучшие результаты были достигнуты при ис-

пользовании зимних снимков (Сидоренков и др., 2019).

Анализ радиолокационных данных осуществлялся по 22 показателям, на основе достоверных статистических зависимостей с таксационными характеристиками насаждений выделено 14 показателей, которые в дальнейшем и использовались для анализа данных. Перечень и расшифровка показателей радиолокационной съемки, используемых в работе, приведены в табл. 3.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

В ходе полевых исследований заложено 134 пробных площади в различных насаждениях по породному составу, возрасту. Незначительное разнообразие по породному составу лесов Алтайского края позволило отработать алгоритмы определения таксационных характеристик лесных насаждений по данным радиолокационной съемки с сенсора Sentinel-1. Дифференциация насаждений осуществлялась с учетом ландшафтных особенностей местности, категорий труднодоступных участков. Первичный анализ проводился по материалам лесоустройства, определялись различия насаждений по запасам, полнотам, возрасту, планировался маршрут в связи с доступностью насаждений. Далее проводился анализ с использованием материалов оптической съемки в несколько этапов. На первом этапе осуществля-

Таблица 2. Перечень используемых в работе оптических снимков

№	Наименование КА	Наименование снимка	Дата	Тип	Тип продукта	Источник
1	Sentinel-2	L1C_T44UL-C_A014660_20191227T055409	27.12.2019	Оптический	L1C	https://earthexplorer.usgs.gov
2	Sentinel-2	L1C_T44UMC_A023354_2019-1212T055229	12.12.2019	Оптический	L1C	https://earthexplorer.usgs.gov
3	Sentinel-2	L1C_T44UM-D_A023211_20191202T055210	02.12.2019	Оптический	L1C	https://earthexplorer.usgs.gov
4	Sentinel-2	L1C_T44UME_A009512_2019-0101T055234	01.01.2019	Оптический	L1C	https://earthexplorer.usgs.gov
5	Sentinel-2	L1C_T44UME_A023211_2019-1202T055210	02.12.2019	Оптический	L1C	https://earthexplorer.usgs.gov
6	Sentinel-2	L1C_T44UN-C_A023211_20191202T055210	02.12.2019	Оптический	L1C	https://earthexplorer.usgs.gov
7	Sentinel-2	L1C_T44UN-D_A014660_20191227T055235	27.12.2019	Оптический	L1C	https://earthexplorer.usgs.gov
8	Sentinel-2	L1C_T44UN-F_A023211_20191202T055210	02.12.2019	Оптический	L1C	https://earthexplorer.usgs.gov
9	Sentinel-2	L1C_T44UP-E_A014288_20191201T053157	01.12.2019	Оптический	L1C	https://earthexplorer.usgs.gov
10	Sentinel-2	L1C_T44UP-E_A018306_20181224T054231	24.12.2018	Оптический	L1C	https://earthexplorer.usgs.gov

лась дифференциация территории покрытых лесной растительностью земель на основе разделения по NDVI-индексу в зимний период покрытых оптическим съемкам с сенсора Sentinel-2. Реализация данного алгоритма выполнялась через дерево решений в программном комплексе Envi 5.2. Результатом классификации являлась маска покрытых лесной растительностью земель. При этом из лесных земель исключались населенные пункты, дороги, лесозащитные полосы. Применение маски позволило выделить земли, покрытые лесной растительностью.

С использованием корреляционных связей вегетационного индекса NDVI с запасом получена модель, позволяющая дифференцировать территорию исследований по запасу насаждений (рис. 1). При проведении статического анализа исключались выбросы в пределах двух стандартных отклонений. Лучшие результаты были получены с использованием уравнения квадратного корня из NDVI индекса:

$$Y = 127.779 + 317.447 \times \text{NDVI} - 162.045 \times \text{SQR}(\text{NDVI})$$

или

$$Y = 127.779 + 317.447 \times ((b8 - b4)/(b8 + b4)) - 162.045 \times \text{SQR}((b8 - b4)/(b8 + b4)),$$

где NDVI – (Normalized Difference Vegetation Index) – нормализованный относительный индекс растительности $b8$, $b9$ – восьмой и девятый каналы сенсора Sentinel-2

Коэффициент детерминации полученной модели $R^2 = 0.6$. Модель позволяет точно спрогнозировать запасы в средне и высокополнотных насаждениях в основном средневозрастных, спелых и перестойных классов возраста. Результаты анализа данных оптической съемки показывают, что сложность прогнозирования запаса в молодняках из-за их незначительной полноты, проростов полога.

Дифференциация района исследований по запасу насаждений по данным оптической съемки с сенсора Sentinel-2 позволила при проведении экспериментальных работ учитывать различие насаждений по данному признаку. В ходе экспериментальных работ заложено 134 пробных площади в насаждениях, различающихся по запасу, полноте, возрасту (рис. 2).

Результаты корреляционных взаимосвязей запаса, полноты, высоты насаждения с показателями радиолокационной съемки с сенсора Sentinel-1 (рис. 3, 4, 5) показывают сходство зависимостей запаса и полноты насаждений по месяцам года и по показателям. Данная тенденция прослеживается и в кластерном анализе данных, в котором показатели запаса насаждений и полноты отнесены к одной группе. Такая связь объясняется при-

Таблица 3. Перечень и расшифровка показателей радиолокационной съемки, используемых в работе

Показатель	Расшифровка сокращения показателя
GammaVH	УЭПР (удельная эффективная площадь рассеяния) объекта в значении гамма-ноль на поляризации VH
GammaVV	УЭПР объекта в значении гамма-ноль на поляризации VV
Diff	GammaVH – GammaVV. Радарный индекс. Представляет собой разность между УЭПР объектов в значении гамма-ноль на VV и VH поляризациях
Sum	GammaVH + GammaVV. Радарный индекс. Представляет собой сумму УЭПР объектов в значении гамма-ноль на VV и VH поляризациях
Contrast	Контраст. Текстуальный признак, характеризующий частоту пикселей с разной яркостью на изображении. Если изображение характеризуется неоднородной текстурой и чем большее количество пар имеют отличия между уровнями яркостей, тем большие значения имеет указанный признак
Dissimilarity	Несходство. Текстуальный признак, который зависит от разницы значений между парами пикселей в изображении и присваивает высокие значения объектам с высокой контрастностью. Коррелирует с контрастом
Homogeneity	Гомогенность, однородность. Определяет равномерность распределения яркости и принимает высокие значения с низким контрастом
ASM	Угловой момент второго порядка. Текстуальный признак. Выражает единообразие или гладкость текстуры, т.е. описывает повторяемость пар пикселей, относящихся к одному уровню яркости
Energy	Энергия. Текстуальный признак, представляющий собой квадратный корень из углового момента второго порядка
Max	Максимальная вероятность. Текстуальный признак. Выражает наибольшее значение в матрице смежности
Entropy	Текстуальная энтропия выражает степень неоднородности радиояркостей радиолокационного изображения (РЛИ). Вычисляется на основе амплитудного РЛИ на одной поляризации
GLCMMean	Суммарное среднее. Текстуальный признак. Является произведением значения пикселя с частотой его появления с соседним пикселем
GLCMVariance	Дисперсия. Текстуальный признак. Мера разброса значений вокруг среднего значения комбинаций опорных и соседних пикселей
GLCMCorrelation	Корреляция. Текстуальный признак. Мера линейной связи уровней яркостей пар пикселей

родой показателей, большая полнота насаждений определяет больший запас.

Результаты исследований показывают зависимости запаса и полноты насаждений от показателей GammaVH, GammaVV, GLCMMean, Sum. При этом большие коэффициенты корреляции характерны для периода января и февраля. Видимо, такая тенденция связана с наличием устойчивого снежного покрова, что способствует маскированию нижних ярусов растительности, контрастности выделения верхнего яруса. Ранее проведенные исследования, а также данные литературных источников показывают, что сходные показатели наблюдаются при дешифрировании запаса и полноты насаждений по оптическим снимкам (Koch, 2013).

Оценка зависимостей высоты насаждений показывает устойчивую взаимосвязь в летний период с показателями GLCMCorrelation, GLCMMean, GammaVV (рис. 5). Значительное снижение корреляции для августа месяца скорее всего характерно из-за выпадения осадков в момент радиолокационной съемки.

Полученные линейные зависимости запаса, полноты, высоты насаждений позволили определить периоды максимальной корреляции между этими показателями, данными обработки радиолокационной спутниковой съемки с сенсора Sentinel-1, что в последующей работе позволило ограничить период обработки данных, а также снизить размерность выборки за счет обработки

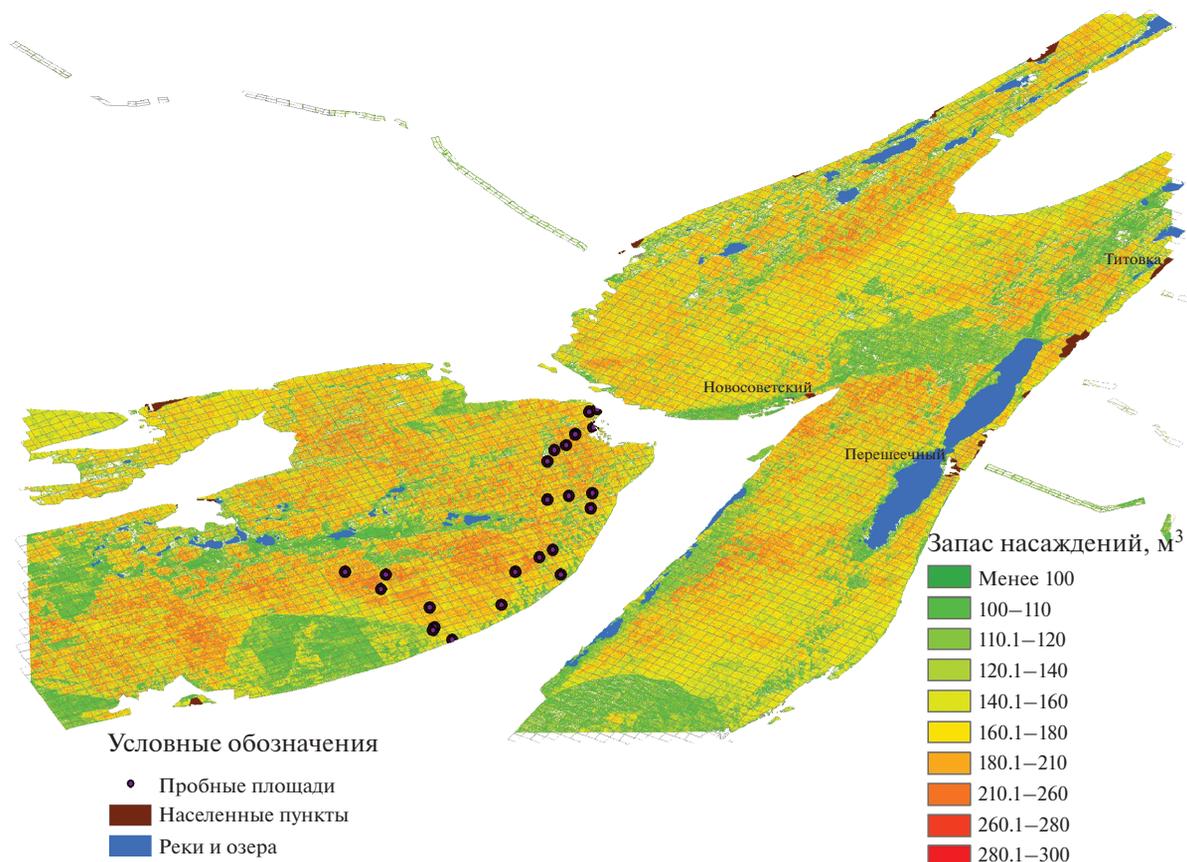


Рис. 1. Дифференциация территории района исследований по показателю запаса насаждений на основе дешифрирования данных оптической съемки в зимний период времени с сенсора Sentinel-2.

показателей, характеризующихся наибольшими коэффициентами корреляции.

Полученные результаты облака связей (распределения) запаса и полноты насаждений с показателями радиолокационной съемки за январь месяц показывают, что для разработки моделей прогноза предпочтительно использовать показатели удельной эффективной площади рассеяния (УЭПР) объекта в значении гамма-ноль на поляризации VH и поляризации VV (GammaVH, GammaVV), радарный индекс, представляющий сумму УЭПР объектов в значении гамма-ноль на VV и VH поляризациях (Sum), текстурный признак, суммарное среднее, являющееся произведением значения пикселя с частотой его появления с соседним пикселем (GLCMMean) (рис. 3, 4). Построение моделей прогноза высоты древостоев лучше осуществлять по показателям GLCMCorrelation, GLCMMean, GammaVV в летний период времени.

Анализ взаимосвязей таксационных характеристик насаждений на пробных площадях с показателями радиолокационной съемки с сенсора Sentinel-1 позволил установить, что оптимальный

период получения достоверных зависимостей запаса, полноты насаждений является период зимы, высоты насаждений – период лета. Наблюдается взаимосвязь запаса, полноты и высоты насаждений с удельной эффективной площадью рассеяния (УЭПР) объекта в значении гамма-ноль на поляризации VV, VH (GammaVH, GammaVV), а также с текстурными признаками суммарным средним (GLCMMean) и дисперсией (GLCMVariance). Проведенный анализ данных по этим показателям позволяет провести зонирование модельной территории по запасу и полноте насаждений (рис. 6, 7).

Определение запаса насаждений на модельном участке проведено с использованием его зависимости с показателями УЭПР объекта в значении гамма-ноль на поляризации VV (GammaVH), а также с текстурным признаком – суммарным средним (GLCMMean) (рис. 6). Результаты дифференциации района исследований по показателям запаса насаждений имеют сходство с данными лесоустройства. Основное отличие наблюдается в молодняках, запас большинства из них превышает 10 м³ на га и в высокобонитетных спелых и пе-

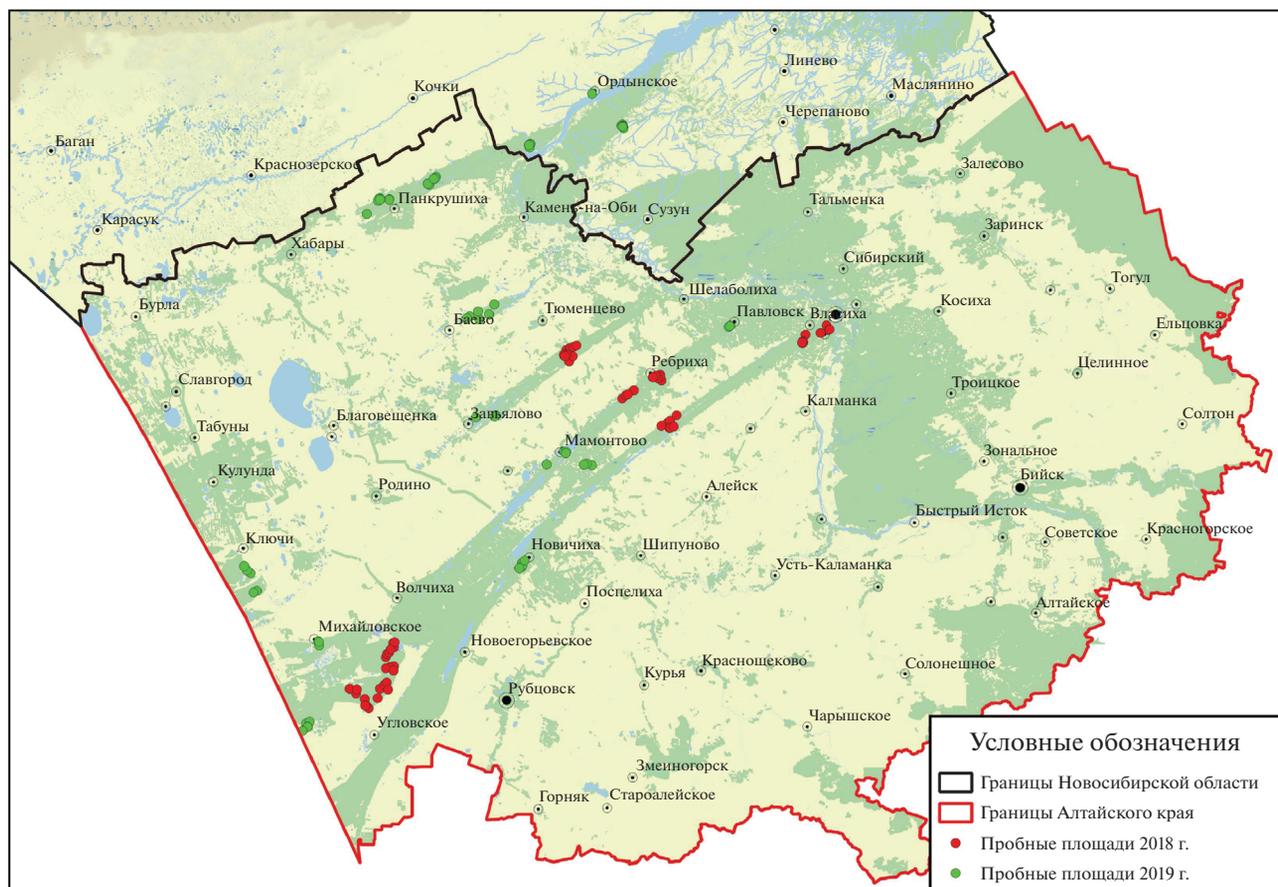


Рис. 2. Схема размещения пробных площадей на территории Алтайского края и Новосибирской области.

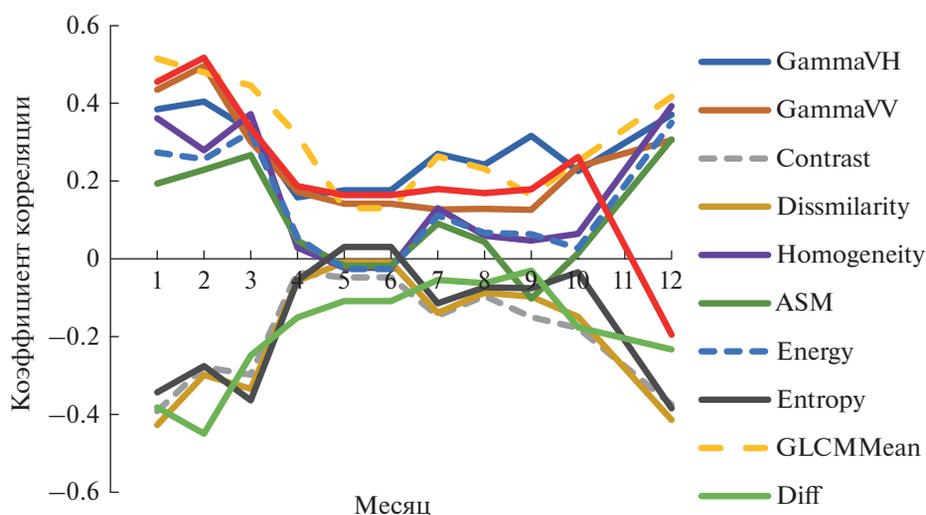


Рис. 3. Динамика корреляции запаса насаждений от данных радиолокационной съемки за различные месяцы.

рестойных насаждениях. Различие в молодняках объясняется давностью материалов лесоустройства (превышающим 5 лет) и появлением на этих

участках самосева сосны или созданием лесных культур. Полученные результаты запаса по спелым и перестойным высокобонитетным насажде-

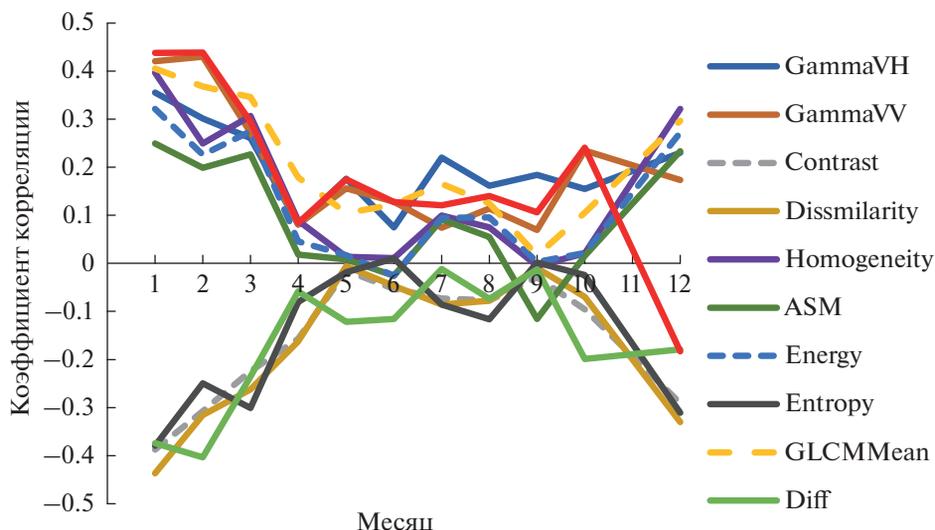


Рис. 4. Динамика корреляции полноты насаждений от данных радиолакационной съемки за различные месяцы.

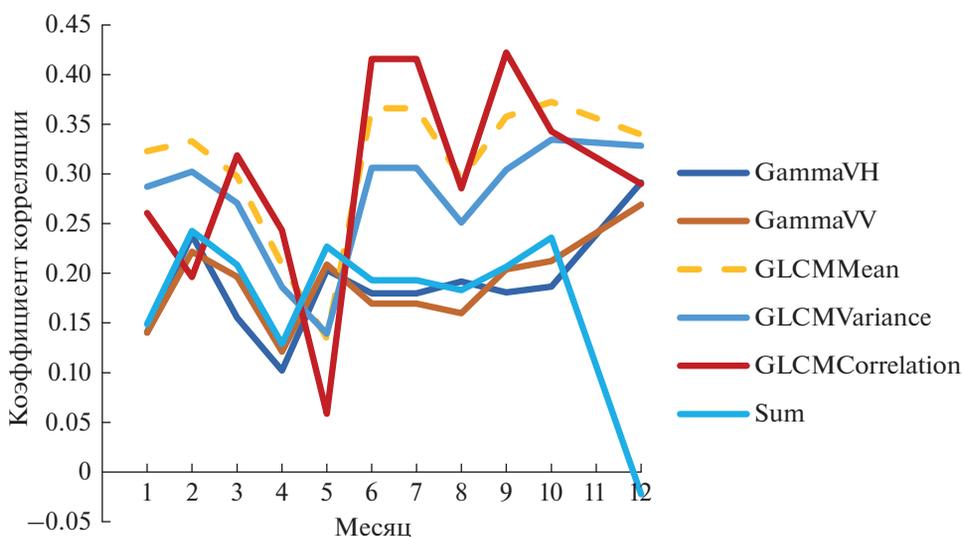


Рис. 5. Динамика корреляции высоты насаждений от данных радиолакационной съемки за различные месяцы

ниям подтверждают правильность произведенных расчетов по материалам пробных площадей. В данных условиях произрастают насаждения 3–4 бонитета, которые в большинстве случаев достигают запаса 250–350 м³. Запасы 450 м³ не характерны для данной территории и скорее всего они связаны с неточностью данных лесоустройства.

Результаты зонирования территории модельного участка по полноте насаждений (рис. 8) сходны по своей сути с зонированием территории по запасу насаждений (рис. 6). Они на большинстве участков совпадают с данными лесоустройства, за исключением высокопродуктивных на-

саждений по данным лесоустройства с запасом более 400 м³ га. На нарушенных территориях, зафиксированных при материалах лесоустройства более 5 лет назад, появились молодняки в основном из самосева сосны. Полнота данных насаждений достигает 0.1.

Лучшие результаты по запасу насаждения были получены с применением модели полинома третьей степени. Уравнения запаса насаждений построены на основе его взаимосвязи с показателями удельной эффективной площади рассеяния поляризации VV (GammaVV) и значением пикселя с частотой его появления с соседним пикселем при вычислении MCB (GLCMMean). Статиче-

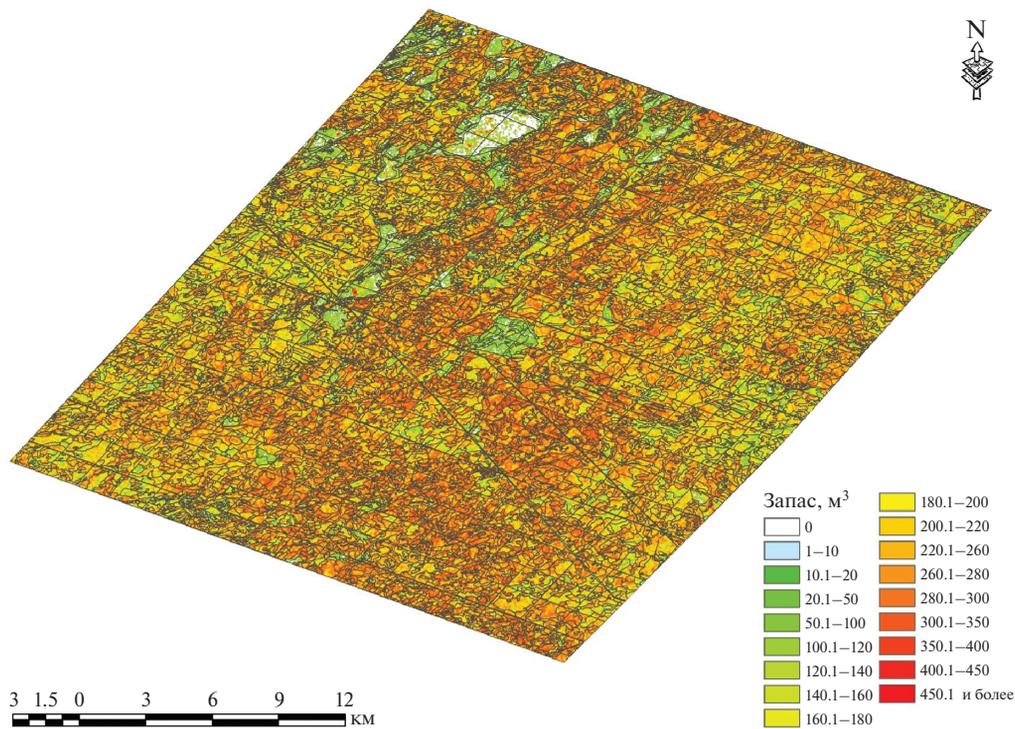


Рис. 6. Признаки различий насаждения по запасу на модельном участке, полученные по результатам дешифрирования данных радиолокационной спутниковой съемки с сенсора Sentinel-1 в зимний период времени.

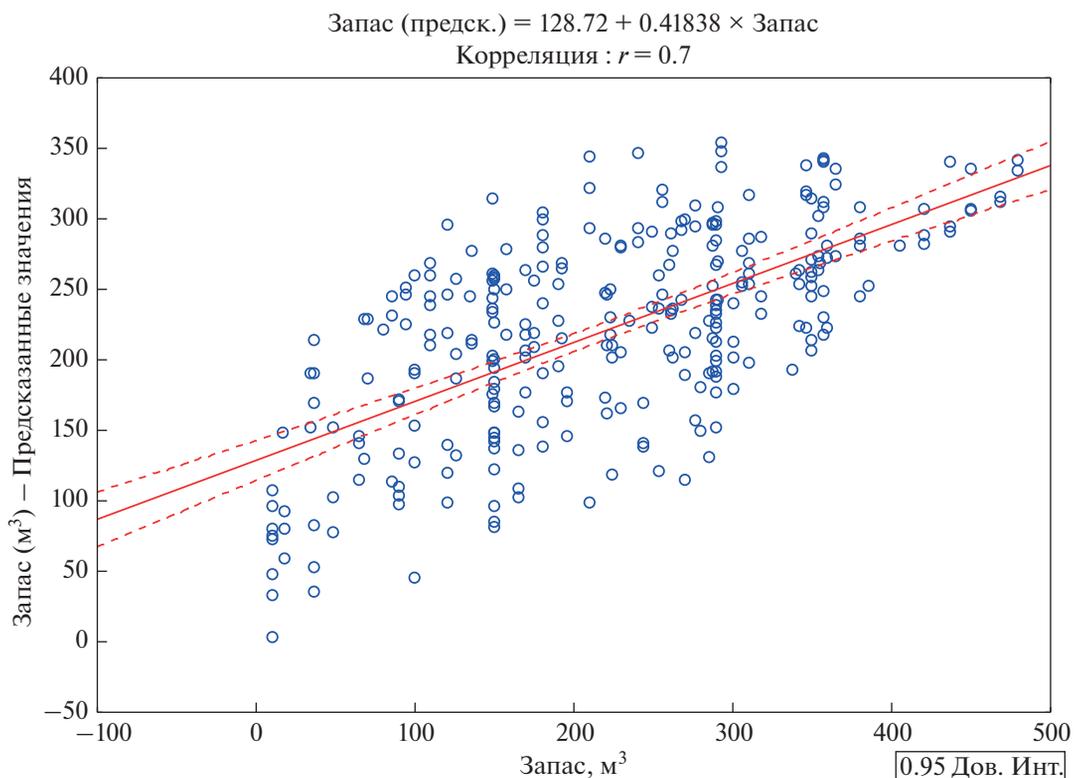


Рис. 7. Оценка эффективности прогноза запасов насаждения на основе логарифмической связи запаса насаждений с показателями радиолокационной съемки (GammaVV, GLCMMean).

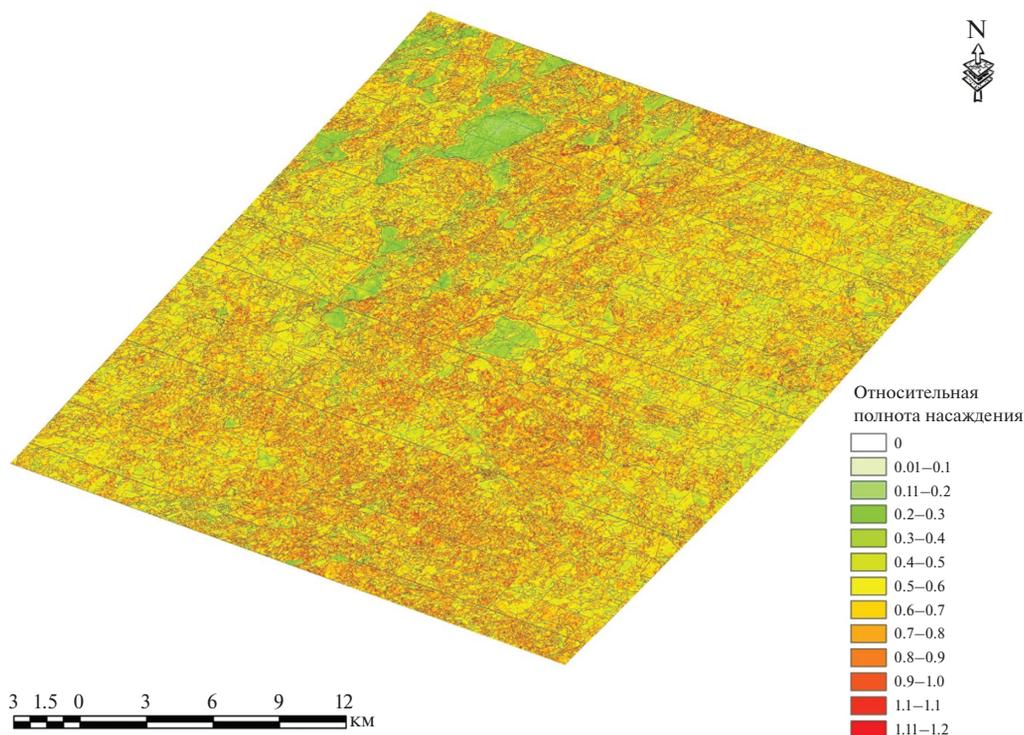


Рис. 8. Признаки различий насаждения по относительной полноте на модельном участке, полученные по результатам дешифрирования данных радиолокационной спутниковой съемки с сенсора Sentinel-1 в зимний период времени.

ский анализ показал возможность использования также логарифмического уравнения взаимосвязи. Эффективность зависимости оценивается коэффициентом корреляции прогнозных значений в интервале от 0.64 по логарифмической модели и 0.7 полиномиальной (рис. 7).

Полиномиальное уравнение связи запаса насаждений с показателями GammaVV , GLCMMean

$$M = (-43.7) + 2410.5 \times \text{GammaVV} - 0.7 \times \text{GLCMMean} - 39840.7 \times \text{GammaVV}^3. \quad (1)$$

Логарифмическое уравнение связи запаса насаждений с показателями GammaVV , GLCMMean :

$$M = 2600.43 - 1323.88 \times \text{GammaVV} + 9.08 \times \text{GLCMMean} + 506.86 \times \text{Log}(\text{GammaVV}) - 1325.09 \times \text{Log}(\text{GLCMMean}),$$

где M – запас насаждения, GammaVV – УЭПР объекта в значении гамма-ноль на поляризации VV, GLCMMean – текстурный признак, являющийся произведением значения пикселя с частотой его появления с соседним пикселем.

Наибольшие показатели погрешности запаса наблюдаются в средне полнотных насаждениях в диапазоне от 100 до 300 м³ и могут в ряде случаев достигать 82 м³ на га. Тем не менее, полученные

результаты исследований позволяют достаточно точно проводить оценку запаса низко и высоко продуктивных лесных насаждений. Возможно, значительные погрешности в среднепродуктивных насаждениях наблюдаются из-за особенностей фильтрации шумов при предварительных алгоритмах обработки снимка. При проведении дальнейших исследований в этом направлении работы будут продолжены с целью поиска оптимальных моделей предварительной обработки радиолокационных данных спутниковой съемки с сенсора Sentinel-1, позволяющих снизить погрешность определения запаса. Улучшение модели прогноза запаса возможно также путем создания модели выбросов и их корректировки. Проведенные исследования показывают также возможность определения высокопродуктивных запасов насаждений, превышающих 300 м³ на га.

Результаты статистического анализа взаимосвязи полноты насаждений с показателями GLCMMean , GammaVV , GammaVH показали, что лучшие результаты позволяет получить модель на основе связей полинома третьей степени с показателями GammaVV , GammaVH . Коэффициент корреляции прогнозных значений полноты по данной модели составляет 0.6 (рис. 9). Средняя ошибка по относительной полноте составляет около 0.2.

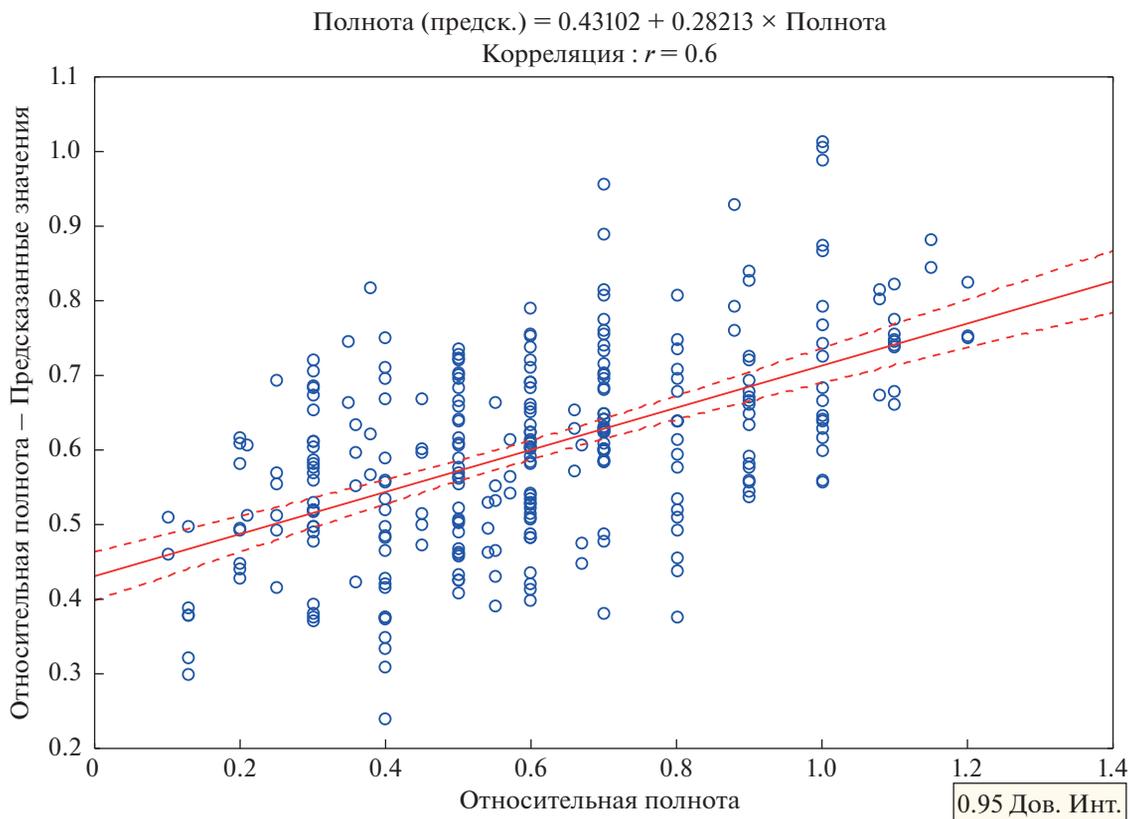


Рис. 9. Оценка эффективности прогноза относительной полноты насаждения на основе полиномиальной связи относительной полноты насаждений с показателями радиолокационной съемки (GammaVV, GLCMMean).

Уравнения связи полноты насаждений с показателями удельной эффективной площади рассеяния поляризации VV, VH (GammaVV, GammaVH):

$$P = 0.11 + 10.39 \times \text{GammaVH} + 3.6 \times \text{GammaVV} - 2150.7 \times \text{GammaVH}^3 - 10.57 \times \text{GammaVV}^3, \quad (2)$$

где P – полнота насаждения, GammaVV – УЭПР объекта в значении гамма-ноль на поляризации VV, GammaVH – УЭПР объекта в значении гамма-ноль на поляризации VH, GLCMMean – текстурный признак, являющийся произведением значения пикселя с частотой его появления с соседним пикселем.

ВЫВОДЫ

Полученные результаты прогнозирования запаса и полноты насаждений показывают возможность использовать данные Sentinel-1 для оценки этих показателей в лесах с третьим разрядом лесоустройства, то есть части эксплуатационных и резервных лесов. Достоверные взаимосвязи запаса и полноты насаждений наблюдаются с показателями удельной эффективной площади рассея-

ния (УЭПР) объекта в значении гамма-ноль на поляризации VH и поляризации VV (GammaVH, GammaVV), радарным индексом, представляющим сумму УЭПР объектов в значении гамма-ноль на VV и VH поляризациях (Sum), текстурным признаком – суммарное среднее, являющимся произведением значения пикселя с частотой его появления с соседним пикселем (GLCMMean). По статистическим показателям точности лучшей моделью является полиномиальное уравнение запаса (1) и полноты насаждений (2). Исследования показывают, что лучшим периодом для разработки моделей оценки запаса и полноты насаждения является январь и февраль месяцы. Видимо, такая тенденция связана с маскированием снегом нижних ярусов растительности, что снижает шумы сигнала и как следствие приводит к большей точности уравнений взаимосвязи.

Проведенные исследования показали возможность оценки запаса, полноты, высоты насаждений. Для повышения точности моделей прогноза запаса, полноты насаждений по радиолокационным данным планируется в будущих исследованиях усовершенствовать алгоритм по уменьшению размерности выборки и поиску выбросов,

улучшить алгоритмы снижения спекл-шума при предварительной обработке данных.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бахтинова Е.В., Соколов А.Ю., Никольский Д.Б., Кантемиров Ю.И. Полуавтоматическое выявление вырубков леса на мультитременных радарных и радарно-оптических цветных композитах // *Геоматика*. 2012. № 1. С. 52–55.

Бондур В.Г., Чимитдоржиев Т.Н. Анализ текстуры радиолокационных изображений растительности // *Изв. вузов. Геодезия и аэрофотосъемка*. 2008. № 5. С. 9–14.

Бондур В.Г., Чимитдоржиев Т.Н., Дмитриев А.В., Дагуров П.Н. Оценка пространственной анизотропии неоднородностей лесной растительности при различных азимутальных углах радарного поляриметрического зондирования // *Исслед. Земли из космоса*. 2019. № 3. С. 92–103.

<https://doi.org/10.31857/S0205-96142019392-103>

Методические рекомендации по подготовительным работам к лесотаксационному дешифрированию данных радиолокационной съемки. Пушкино: ВНИИЛМ, 2020 88 с.

Моисеев Н.А., Мартынюк А.А., Мураев И.Г., Гиряев М.Д. О концепции современного лесоустройства в России // В сб.: “Рослесинфорг” – 80 лет служения лесу. Материалы конференции. 2017. С. 22–29.

Рафаилов М.К., Мартынюк А.А. Стратегическое планирование в лесном хозяйстве России на уровне субъектов Российской Федерации // *Вестник Поволжского государственного технологического университета*. Сер.: Экономика и управление. 2016. № 3(31). С. 38–50.

Руководство пользователя по программе SNAP, [Электронный ресурс] <http://step.esa.int/main/download/>

Сидоренков В.М., Косицын В.Н., Калинин В.В., Кушнырь О.В., Рыбкин А.С. Современные тенденции развития лесотаксационного дешифрирования по данным спутниковой съемки [Электронный ресурс]. Лесохоз. информ.: электрон. сетевой журн. 2019. № 3. С. 48–60. URL: <http://lhi.vniilm.ru/>

Чимитдоржиев Т.Н., Быков М.Е., Кантемиров Ю.И., Холец Ф., Барбиери М. Технология количественной оценки высоты леса по данным космических радарных тандемных интерферометрических съемок со спутников TerraSAR-X/TanDEM-X // *Геоматика*. № 1. 2014. С. 72–79.

Koch B. Remote Sensing supporting national forest inventories NFA // 2013. page 15. United Nations Food and Agriculture Organisation. http://www.fao.org/fileadmin/user_upload/national_forest_assessment/images/PDFs/English/KR2_EN__8_.pdf.

Martone M., Rizzoli P., Wecklich C., Gonzalez C., Bueso-Bello J.-L., Valdo P., Schulze D., Zink M., Krieger G., Moreira A. The global forest/non-forest map from TanDEM-X interferometric SAR data // *Environ.* 2018. V. 205. P. 352–373.

New boreal forest biomass maps produced from radar satellite data (2010, March 25) retrieved 01 March 2021 from <https://phys.org/news/2010-03-boreal-forest-biomass-radar-satellite.html>

Santoro M., Beer C., Cartus O., Schmullius C., Seifert F.M., Shvidenko A., McCallum I., Wegmuller U., Wiesmann A. The BIOMASAR algorithm: An approach for retrieval of forest growing stock volume using stacks of multi-temporal SAR data. In Proc. ESA Living Planet Symposium 2010, ESA SP-686(DVD), Bergen, Norway.

https://www.researchgate.net/publication/230662433_The_BIOMASAR_algorithm_An_approach_for_retrieval_of_forest_growing_stock_volume_using_stacks_of_multi-temporal_SAR_data

Radar Satellite Survey Data Based Forest Inventory Opportunities

V. M. Sidorenkov^{1, 2, 3}, O. V. Kusnir^{1, 2, 3}, L. V. Badak^{1, 2, 3}, D. O. Astapov^{1, 2, 3}, and A. V. Bukas^{1, 2, 3}

¹*Russian Research Institute for Silviculture and Mechanization of Forestry, Pushkino, Russia*

²*Russian Space Systems Ltd., Moscow, Russia*

³*Russian Forest Protection center, Pushkino, Russia*

The paper highlights studies of Sentinel-1 probe radar data application opportunities to address forest inventory targets. Experiments were conducted in pine woods in the Altay pine forest territory. Growing stock, density, height and radar survey parameter interactions were identified on the basis of the experiment findings. Found interactions are practically valuable and enable automated data processing and tentative information on fine forest growing stock, density and height.

Keywords: radar data, Sentinel-1, forest growing stock and density

REFERENCES

Bahtinova, E.V. Sokolov A.Ju., Nikol'skij D.B., Kantemirov Ju.I. Poluavtomaticheskoe vyjavlenie vyrubok lesa na mul'tivremennykh radarnykh i radarno-opticheskikh cvetnykh kompozitah [Semiautomatic detection of forest cutting areas on

multi-timed radar and radar optical colour composites]. *Geomatics*. 2012. № 1. P. 52–55 (In Russian).

Bondur V.G., Chimitdorzhiev T.N. Analiz tekstury radiolokatsionnykh izobrazheniy rastitelnosti (Texture analysis of radar images of vegetation) // *Izvestiya vysshikh uchebnykh*

zavedenii. Geodeziya I aerofotosemka. 2008. № 5. P. 9–14 (In Russian).

Bondur V.G., Chimitdorzhiev T.N., Dmitriev A.V., Dagurov P.N. Spatial anisotropy assessment of the forest vegetation heterogeneity at different azimuth angles of radar polarimetric sensing // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, 2019. V. 55. № 9. P. 926–934. DOI: 10.1134/S0001433819090093

Metodicheskie rekomendacii po podgotovitel'nym rabotam k lesotaksacionnomu deshifirovaniyu dannyh radiolokacionnoy s#emki [Methodological recommendations for preparatory work for forest-taxational decoding of radar survey data]. Pushkino: VNIILM, 2020. 88 p. (In Russian)

Moiseev N.A., Martynjuk A.A., Muraev I.G., Girjaev M.D. O koncepcii sovremennogo lesoustrojstva v Rossii [Modern forest management concept in Russia]: “Roslesinforg” – 80 year service in forest. Conference proceedings. 2017. P. 22–29 (In Russian).

Rafailov M.K., Martynjuk A.A. Strategicheskoe planirovanie v lesnom hozjajstve Rossii na urovne sub#ektov Rossijskoj Federacii [Strategic planning in Russian forestry on the Russian Federation regional level] // *herald of the Volga State Technological University. Ser: Economy and management*. 2016. № 3(31). P. 38–50 (In Russian).

Rukovodstvo pol'zovatelja po programme SNAP [User's guide to the SNAP program], electronic resource, <http://step.esa.int/main/download/> (In Russian).

Sidorenkov V.M., Kosicyn V.N., Kalnin V.V., Kushnyr' O.V., Rybkin A.S. Sovremennye tendencii razvitiya lesotaksacionnogo deshifirovaniya po dannym sputnikovoj s"emki [Modern trends in the development of forest-taxational decoding based on satellite data] *Forestry information: electron. network journal*. 2019. № 3. P. 48–60. <http://lhi.vniilm.ru/> (In Russian).

Chimitdorzhiev T.N., Bykov M. E., Kantemirov Ju.I., Holec F., Barbieri M. Tehnologija kolichestvennoj ocenki vysoty lesa po dannym kosmicheskikh radarnyh tandemnyh interferometricheskikh s"emok so sputnikov TerraSAR-X/TanDEM-X [Quantitative forest height assessment technology based on satellite radar tandem interferometric survey data TerraSAR-X/TanDEM-X]. *Geomatics*. № 1. 2014. P. 72–79 (In Russian).

Koch B. Remote Sensing supporting national forest inventories NFA // 2013. page 15. United Nations Food and Agriculture Organisation. http://www.fao.org/fileadmin/user_upload/national_forest_assessment/images/PDFs/English/KR2_EN_8_.pdf.

Martone M., Rizzoli P., Wecklich C., Gonzalez C., Bueso-Bello J.-L., Valdo P., Schulze D., Zink M., Krieger G., Moreira A. The global forest/non-forest map from TanDEM-X interferometric SAR data // *Remote Sens. Environ.* 2018. V. 205. P. 352–373.

New boreal forest biomass maps produced from radar satellite data (2010, March 25) retrieved 01 March 2021 from <https://phys.org/news/2010-03-boreal-forest-biomass-radar-satellite.html>

Santoro M., Beer C., Cartus O., Schmullius C., Seifert F.M., Shvidenko A., McCallum I., Wegmuller U., Wiesmann A. The BIOMASAR algorithm: An approach for retrieval of forest growing stock volume using stacks of multi-temporal SAR data. In Proc. ESA Living Planet Symposium 2010, ESA SP-686(DVD), Bergen, Norway.

https://www.researchgate.net/publication/230662433_The_BIOMASAR_algorithm_An_approach_for_retrieval_of_forest_growing_stock_volume_using_stacks_of_multi-temporal_SAR_data

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

ВЛИЯНИЕ СУММАРНОГО ЗНАЧЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОДЫ НА РАЗМЕРНО-МАССОВЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ТИХООКЕАНСКОЙ УСТРИЦЫ *CRASSOSTREA GIGAS* (THUNBERG, 1793) В ЗАЛИВЕ АНИВА (О. САХАЛИН) ПО СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ

© 2021 г. А. Ч. Ким^а, *, Д. М. Ложкин^а

^аСахалинский филиал ФГБНУ «ВНИРО» («СахНИРО»), Южно-Сахалинск, Россия

*E-mail: stasy.kim89@yandex.ru

Поступила в редакцию 07.04.2021 г.

На основании массивов среднесуточных спутниковых данных по температуре поверхностного слоя воды за период 2010–2020 гг. в местах традиционного лова тихоокеанской устрицы *Crassostrea gigas* (бухта Лососей и лагуна Буссе) рассчитаны средние многолетние значения и аномалии длительности периода положительных температур и суммарные значения температуры воды. Выявлены зависимости размера раковины и общей массы *Crassostrea gigas* от температуры. В целом, в аномально теплые годы средние показатели высоты и массы значительно ниже нормы, а в аномально холодные годы – выше нормы. Это может свидетельствовать о том, что устрица, как вид умеренных широт, устойчива к холодным и умеренным температурам, но плохо развивается в условиях, повышенных в течение долгого периода температур. Исключение составляет масса моллюска в бухте Лососей, где наблюдается прямая зависимость от суммарного значения температуры воды.

Ключевые слова: тихоокеанская устрица *Crassostrea gigas*, высота раковины, общий вес, суммарное значение температуры воды, залив Анива, лагуна Буссе, бухта Лососей, температура, аномалии

DOI: 10.31857/S0205961421050067

ВВЕДЕНИЕ

В Сахалинской области одним из традиционных объектов промысла и любительского рыболовства является тихоокеанская (гигантская) устрица *Crassostrea gigas* (Thunberg, 1793). Ежегодное сверхлимитное ее освоение в рамках рекомендуемого вылова (РВ) привело к снижению запаса в лагуне Буссе и бухте Лососей (залив Анива, Охотское море). Огромный спрос к ресурсу, как к деликатесному двустворчатому моллюску, стал причиной сильного давления на его биологическое состояние. Как результат, в 2021 г. промысел устрицы в Восточно-Сахалинской подзоне закрыт. Однако, помимо антропогенного фактора, немаловажное влияние на жизненный цикл вида оказывают природные факторы окружающей среды, одним из которых является температура. Отсутствие работ, посвященных исследованию связи биологических параметров моллюска с изменениями термической обстановки в районах интенсивного лова на о. Сахалин, делает рукопись весьма актуальной. Поэтому целью данной работы является оценка влияния локальных температурных условий на высоту и вес раковины *C. gigas* в различных возрастных категориях.

Поскольку во многих районах не проводится круглогодичное наблюдение за факторами окружающей среды, на первое место выходят массивы спутниковых данных. Спектр применения спутниковых и прочих данных постоянно расширяется (Тихонов и др., 2017; Сизов, Кушнырь, 2018). Их практическому применению в области биологии посвящен целый ряд статей (Жабин и др., 2018; Ложкин и др., 2018; Франц и др., 2020).

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Работа основана на анализе размерно-массового и возрастного составов устрицы, собранной в 2010–2020 гг. в период учетных съемок и мониторинга в заливе Анива (включая лагуну Буссе). Районы исследований представлены на рис. 1. Координаты мест сбора материала: бухта Лососей (район с. Песчанское) – 46.728518° с.ш., 142.703118° в.д. и лагуна Буссе – 46.51358333° с.ш., 143.321767° в.д.; 46.51678333° с.ш., 143.3178° в.д.; 46.51833333° с.ш., 143.318183° в.д.; 46.52195° с.ш., 143.311283° в.д.; 46.52366667° с.ш., 143.311917° в.д. Пробы отобраны и обработаны согласно общепринятым в гидробиологии методикам (Скарлато и др., 1964; Левин, Шендеров, 1975; Левин, 1994;

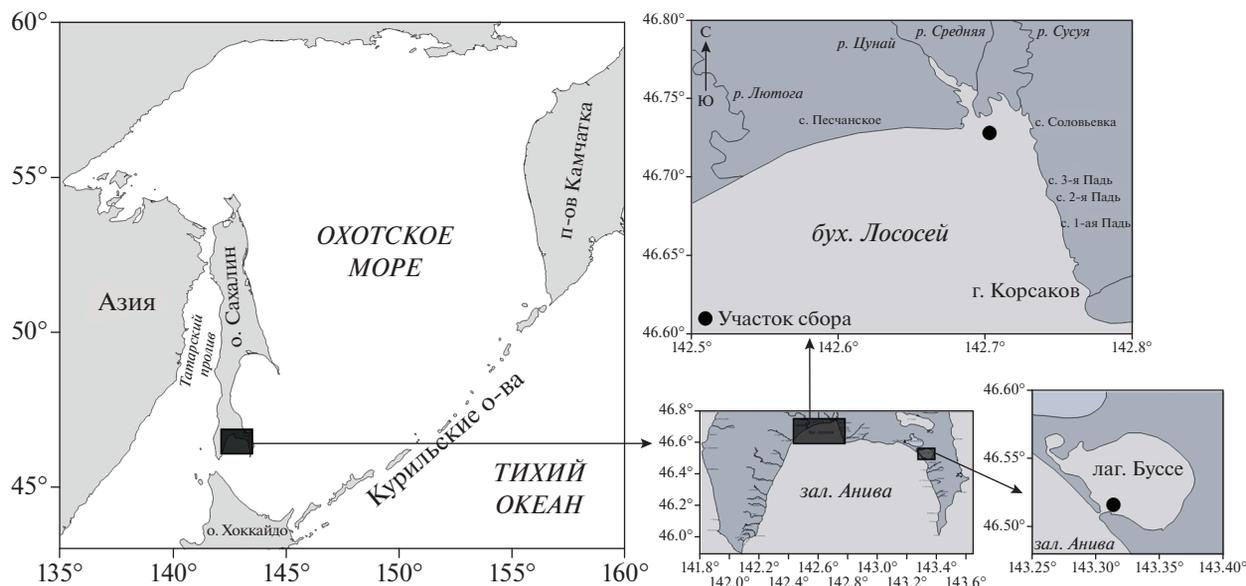


Рис. 1. Карта-схема района работ.

Методы изучения ..., 1990). Линейные измерения высоты раковины проводились при помощи штангенциркуля с точностью до 1 мм, общая масса животных определялась при помощи электронных весов A&D SK-2000WP (точность взвешивания 1 г). Построение диаграмм и необходимые расчеты осуществлялись посредством электронных таблиц Microsoft Excel.

Индивидуальный возраст устрицы определяется по радиальным срезам верхней створки (Золотарев, 1980; Tanabe, Oba, 1988; The age determination..., 1993; Kirby et al., 1998). В статье возраст установлен согласно указанным формулам: для бухты Лососей $t = 1.225\sqrt{M}/14.258$, где t – возраст устрицы (лет) для бухты Лососей; M – общая масса тела (г) для каждой особи (Ким, Гон, 2020) и для лагуны Буссе $t = (M - 0.3223)/49.961$, где t – возраст устрицы (лет) для лагуны Буссе; M – общая масса тела (г) для каждой особи (Шпакова, Чумаков, 2013). Для возрастных групп от 1+ до 10+ лет по обоим районам (бухта Лососей и лагуна Буссе) были рассчитаны среднегодовые показатели высоты (H_1, \dots, H_{10}) и массы (M_1, \dots, M_{10}). Расчет производился только в том случае, когда количество экземпляров того или иного возраста, собранных в определенный год, составляло 6 и более. После чего были вычислены средние многолетние значения высоты и массы устрицы (далее приняты за нормы для отдельных возрастов) и их стандартные отклонения (σ) для каждого возраста. Объем обработанного материала составил 961 экз. в бухте Лососей и 2447 экз. в лагуне Буссе.

За исследуемый период плотность обитания моллюсков в заливе Анива варьировалась в широ-

ких пределах: в бухте Лососей – от 2 до 67 экз./м², в лагуне Буссе – от 1 до 178 экз./м².

Кроме того, использованы спутниковые данные по среднесуточной температуре поверхности океана (ТПО), полученные с помощью приемной станции TeraScan и хранящиеся в базе данных СахНИРО (более подробное описание приведено в работе (Новиненко, Шевченко, 2007)). Пространственное разрешение данных составляет около 2 км, однако для дальнейших расчетов было произведено пространственное осреднение (для района бухты Лососей и лагуны Буссе). Для заполнения пробелов, связанных с облачностью, был использован метод линейной интерполяции. Таким образом, был получен непрерывный ряд среднесуточных данных по ТПО, благодаря чему появилась возможность провести детальный статистический анализ.

Чтобы проследить зависимость размерно-массовых показателей от температуры, необходимо рассчитать соответствующие параметры. Для каждого года были условно выделены два периода (табл. 1): I период – от даты устойчивого перехода температуры через 0°C весной до 31 июля; II период – с 1 августа (массового нереста) до даты устойчивого перехода к отрицательным температурам. На основании этих данных вычислены длительности периодов (L_1 и L_2), суммарные значения температуры воды за указанные периоды (Q_1 и Q_2), среднепериодные температуры (t_{1w} и t_{2w}).

Таблица 1. Даты перехода через 0°C (D_1 – начало I периода; D_2 – конец II периода)

Год	D_1 (Буссе)	D_2 (Буссе)	D_1 (Песчанское)	D_2 (Песчанское)
2010	07 апреля 2010 г.	12 января 2011 г.	16 апреля 2010 г.	12 января 2011 г.
2011	29 марта 2011 г.	12 января 2012 г.	05 апреля 2011 г.	12 января 2012 г.
2012	13 апреля 2012 г.	27 декабря 2012 г.	15 апреля 2012 г.	20 декабря 2012 г.
2013	18 апреля 2013 г.	08 января 2014 г.	15 апреля 2013 г.	08 января 2014 г.
2014	21 апреля 2014 г.	22 декабря 2014 г.	19 апреля 2014 г.	25 декабря 2014 г.
2015	27 марта 2015 г.	14 декабря 2015 г.	13 апреля 2015 г.	23 декабря 2015 г.
2016	09 апреля 2016 г.	03 декабря 2016 г.	21 апреля 2016 г.	08 декабря 2016 г.
2017	16 апреля 2017 г.	06 декабря 2017 г.	15 апреля 2017 г.	19 декабря 2017 г.
2018	16 апреля 2018 г.	22 декабря 2018 г.	10 апреля 2018 г.	31 декабря 2018 г.
2019	06 апреля 2019 г.	21 декабря 2019 г.	07 апреля 2019 г.	18 декабря 2019 г.
2020	11 апреля 2020 г.		12 апреля 2020 г.	

ВАРИАЦИИ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТИ ВОДЫ

В табл. 2 представлены основные статистические параметры для ряда среднесуточных температур по годам, а в табл. 3 сведены средние многолетние (2010–2019 гг.) значения указанных параметров и их стандартные отклонения (σ). За исключением суммарного значения температуры воды за II период (Q_2), температурные условия в лагуне Буссе подвержены большим межгодовым вариациям, чем в бухте Лососей. Что касается средних значений, их различия для двух районов невелики (находятся в пределах одного стандартного отклонения). В свою очередь, вариации всех параметров довольно значительны, разница между максимумом и минимумом превышает две величины стандартного отклонения.

Рассмотрим наиболее значимые отклонения от приведенной в табл. 3 нормы. В районе бухты Лососей раньше всего прогрев до положительных температур произошел в 2011 и 2019 гг., наиболее поздний прогрев наблюдался в 2014 и 2016 гг. Наибольшая длительность II периода в этом районе отмечена в 2010, 2011 и 2013 гг., в то время как в 2016 г. охлаждение произошло на 19 дней раньше обычного.

В районе лагуны Буссе, в отличие от бухты Лососей, 2019 г. по датам прогрева и охлаждения близок к норме. В 2017 г. длительность II периода была аномально низкой. В 2016 г. значение длительности первого периода практически совпадает с нормой, а II период на 3 недели короче обычного. 2015 г., напротив, в районе бухты Лососей можно характеризовать, как нормальный, в то время как в районе Буссе длительность обоих периодов далека от нормы.

Что касается суммарного значения температуры воды, видно, что чаще всего отрицательная аномалия в одном периоде компенсируется поло-

жительной аномалией в другом. Таким образом, суммарное значение температуры воды за два периода меняется менее значительно, чем в отдельные периоды. В обоих районах, как нормальные по этому признаку, можно характеризовать 2010 и 2018 гг., а аномально холодным является 2011 г. Аномально теплыми в обоих районах в I периоде оказались 2019 и 2020 гг. В 2012 и 2014 гг. в районе Буссе в I периоде наблюдалась значительная отрицательная аномалия Q_1 , а в 2016 г. – значительная положительная аномалия. В бухте Лососей параметр Q_2 был аномально низким в 2015 и 2017 гг.

ЗАВИСИМОСТЬ РАЗМЕРА И МАССЫ ОСОБЕЙ ОТ НАКОПЛЕННОГО ТЕПЛА

В табл. 4 и 5 приведены минимальные, максимальные и средние многолетние значения, а также стандартные отклонения (σ) высоты и массы особей для каждой возрастной группы *C. gigas* (от 1+ до 10+) за весь период наблюдения.

Как высота, так и масса особей в каждой возрастной группе в пределах съемки в один и тот же год подвержена значительным вариациям. Разброс значений достигал 50 мм по высоте и 25 г по массе особей в районе бухты Лососей и около 100 мм по высоте и 50 г по массе в районе лагуны Буссе. Стоит заметить, что вариации среднегодовых показателей менее значительны, однако с их помощью можно установить, как влияет продолжительность теплого периода (L_1 и L_2) и суммарное значение температуры воды (Q_1 и Q_2) на размер и массу особей.

В табл. 6 показаны значимые отклонения от нормы, когда значение того или иного параметра (L_i , Q_i , H_i , M_i) было выше или ниже нормы на величину большую или равную σ для данного параметра. Плюсом обозначены положительные аномалии, минусом – отрицательные. Серым цветом

Таблица 2. Основные статистические параметры по годам

Район лагуны Буссе								
год	L ₁ , сут	Q ₁ , °C	t _{1w} , °C	L ₂ , сут	Q ₂ , °C	t _{2w} , °C	L _{сум} , сут	Q _{сум} , °C
2010	116	1045.7	9.0	164	1595.7	9.7	280	2641.4
2011	125	924.6	7.4	164	1745.1	10.6	289	2669.6
2012	110	900.4	8.2	148	1693.4	11.4	258	2593.8
2013	105	946.2	9.0	161	1712.1	10.6	266	2658.3
2014	102	904.1	8.9	144	1637.3	11.4	246	2541.4
2015	127	1014.9	8.0	136	1571.3	11.6	263	2586.2
2016	114	1177.7	10.3	125	1519.8	12.2	239	2697.5
2017	107	1129.8	10.6	128	1556.3	12.2	235	2686.1
2018	107	1001.9	9.4	143	1683.9	11.8	250	2685.9
2019	117	1282.7	11.0	143	1603.1	11.2	260	2885.9
2020	112	1169.6	10.4					

Район с. Песчанское

год	L ₁ , сут	Q ₁ , °C	t _{1w} , °C	L ₂ , сут	Q ₂ , °C	t _{2w} , °C	L _{сум} , сут	Q _{сум} , °C
2010	107	1128.6	10.5	164	1717.2	10.5	271	2845.7
2011	118	918.0	7.8	164	1812.8	11.1	282	2730.9
2012	108	1020.8	9.5	142	1736.5	12.2	250	2757.3
2013	108	1057.3	9.8	161	1638.4	10.2	269	2695.7
2014	104	987.4	9.5	147	1674.1	11.4	251	2661.6
2015	110	1051.2	9.6	145	1561.8	10.8	255	2613.0
2016	102	1090.0	10.7	130	1569.4	12.1	232	2659.4
2017	108	1053.8	9.8	141	1529.6	10.8	249	2583.5
2018	113	1015.5	9.0	153	1710.8	11.2	266	2726.3
2019	116	1169.6	10.1	140	1636.9	11.7	256	2806.5
2020	111	1169.4	10.5					

Примечание. L₁ – длительность I периода; Q₁ – суммарное значение температуры воды за I период; t_{1w} – среднепериодная температура за I период; L₂ – длительность II периода; Q₂ – суммарное значение температуры воды за II период; t_{2w} – среднепериодная температура за II период; L_{сум} – длительность за I и II периоды; Q_{сум} – суммарное значение температуры воды за I и II периоды.

Таблица 3. Сводка статистических параметров за 2010–2019 гг.

	Район лагуны Буссе				Район с. Песчанское			
	минимум	максимум	среднее	σ	минимум	максимум	среднее	σ
L ₁ , сут.	102	127	113	8	102	118	110	5
Q ₁ , °C	900.4	1282.7	1045.2	128.3	918.0	1169.6	1060.1	76.6
t _{1w} , °C	7.4	11.0	9.3	1.2	7.8	10.7	9.7	0.8
L ₂ , сут.	125	164	146	14	130	164	149	11
Q ₂ , °C	1519.8	1745.1	1631.8	74.4	1529.6	1812.8	1658.8	88.9
t _{2w} , °C	9.7	12.2	11.3	0.8	10.2	12.2	11.2	0.7

Таблица 4. Основные статистические параметры размера и массы особей по возрастам в районе с. Песчанское

Район с. Песчанское								
возраст, лет	высота, мм				масса, г			
	минимум	максимум	среднее	σ	минимум	максимум	среднее	σ
1+	35	102	57	7	7	23	16	3
2+	48	109	70	4	24	44	35	3
3+	60	107	83	6	44	66	56	2
4+	70	127	92	7	67	90	79	2
5+	76	143	99	8	91	115	104	1
6+	83	169	108	9	116	141	127	2
7+	92	161	116	8	142	168	155	2
8+	100	194	127	14	169	195	181	3
9+	96	177	130	10	197	224	209	2
10+	110	209	142	14	225	254	242	1

Таблица 5. Основные статистические параметры размера и массы особей по возрастам в районе лагуны Буссе

Район лагуны Буссе								
возраст, лет	высота, мм				масса, г			
	минимум	максимум	среднее	σ	минимум	максимум	среднее	σ
1+	44	187	89	26	26	75	55	8
2+	52	197	100	15	76	125	100	6
3+	65	209	114	14	126	175	153	5
4+	101	197	126	9	176	225	200	4
5+	91	234	132	13	226	275	250	4
6+	105	224	148	8	276	325	302	2
7+	113	247	154	10	326	375	350	2
8+	115	228	162	9	376	425	403	3
9+	130	248	163	6	426	474	449	5
10+	123	250	173	5	475	524	498	4

показаны годы, в которые параметр находился в пределах нормы, а заштрихованные ячейки означают, что по указанной возрастной группе было отобрано 5 и менее экземпляров. Из этой таблицы можно увидеть, что в аномально теплые годы средние показатели высоты значительно ниже нормы, а в аномально холодные годы – выше нормы. Это может свидетельствовать о том, что устрица, как вид умеренных широт, устойчива к холодным и умеренным температурам, но плохо развивается в условиях, повышенных в течение долгого периода температур.

Рассмотрим в качестве примера графики аномалий высоты и массы в двух изучаемых районах: 4-леток для Бухты Лососей и 3-леток для лагуны Буссе (рис. 2). На рисунке столбцы означают аномалии соответствующих биологических параметров, а красной линией показана аномалия сум-

марного значения температуры воды за первый период (Q_1). Синим пунктиром обозначено стандартное отклонение высоты или массы, а красным пунктиром – стандартное отклонение Q_1 . Возрастная группа подобрана таким образом, чтобы было достаточное количество экземпляров во все годы. К сожалению, 2015 г. для района бухты Лососей и 2018 г. для района лагуны Буссе пришлось исключить ввиду недостатка материала по большей части возрастных групп.

Норма высоты четырехлетних особей для бухты Лососей составляет 92 мм, в то время как норма массы – 79 г. Как видно из графика, два параметра (ΔH и ΔQ_1) практически находятся в противофазе, коэффициент корреляции составляет -0.77 . Что касается массы, то в бухте Лососей наблюдается положительная корреляция (0.67).

Таблица 6. Отклонения среднегодовых показателей от нормы

Район с. Песчанское																									
Год	L ₁	L ₂	Q ₁	Q ₂	H ₁	H ₂	H ₃	H ₄	H ₅	H ₆	H ₇	H ₈	H ₉	H ₁₀	M ₁	M ₂	M ₃	M ₄	M ₅	M ₆	M ₇	M ₈	M ₉	M ₁₀	
2013		+				+		+			+	+	+	+		-				+				-	
2014	-							+	+	+	+									-			-		+
2018															+	+						+			
2019	+	-	+																	+				+	+
2020			+			-	-	-	-	-						-				+			-		

Район лагуны Буссе																									
Год	L ₁	L ₂	Q ₁	Q ₂	H ₁	H ₂	H ₃	H ₄	H ₅	H ₆	H ₇	H ₈	H ₉	H ₁₀	M ₁	M ₂	M ₃	M ₄	M ₅	M ₆	M ₇	M ₈	M ₉	M ₁₀	
2010		+			+	+									+	+			-	-					
2011	+	+		+													+	+							
2012			-											+			+	+					-	+	-
2013	-	+		+											-	-			+	+	+				-
2014	-		-				+	+	+	+															
2016		-	+	-																					
2019	+	-	+				-	-	-							-	-								
2020							-																		

Примечание. L₁ – длительность I периода; L₂ – длительность II периода; Q₁ – суммарное значение температуры воды за I период; Q₂ – суммарное значение температуры воды за II период; H₁, ..., H₁₀ – высота раковины в возрасте 1+ – 10+ лет; M₁, ..., M₁₀ – общая масса тела моллюска в возрасте 1+...10+ лет; – положительная аномалия; – отрицательная аномалия; – параметр в пределах нормы; – количество экземпляров в возрастной группе ≤5.

В лагуне Буссе норма трехлетних особей по высоте составляет 114 мм, а по массе – 153 г. Сложно судить о корреляции высоты и массы особей и суммарного значения температуры воды, ведь

даже для этой возрастной группы в 2012 и 2019 гг. было собрано лишь 9 и 10 экземпляров соответственно (поэтому на рис. 2 эти два года заштрихованы). Однако даже в этом случае наблюдается от-

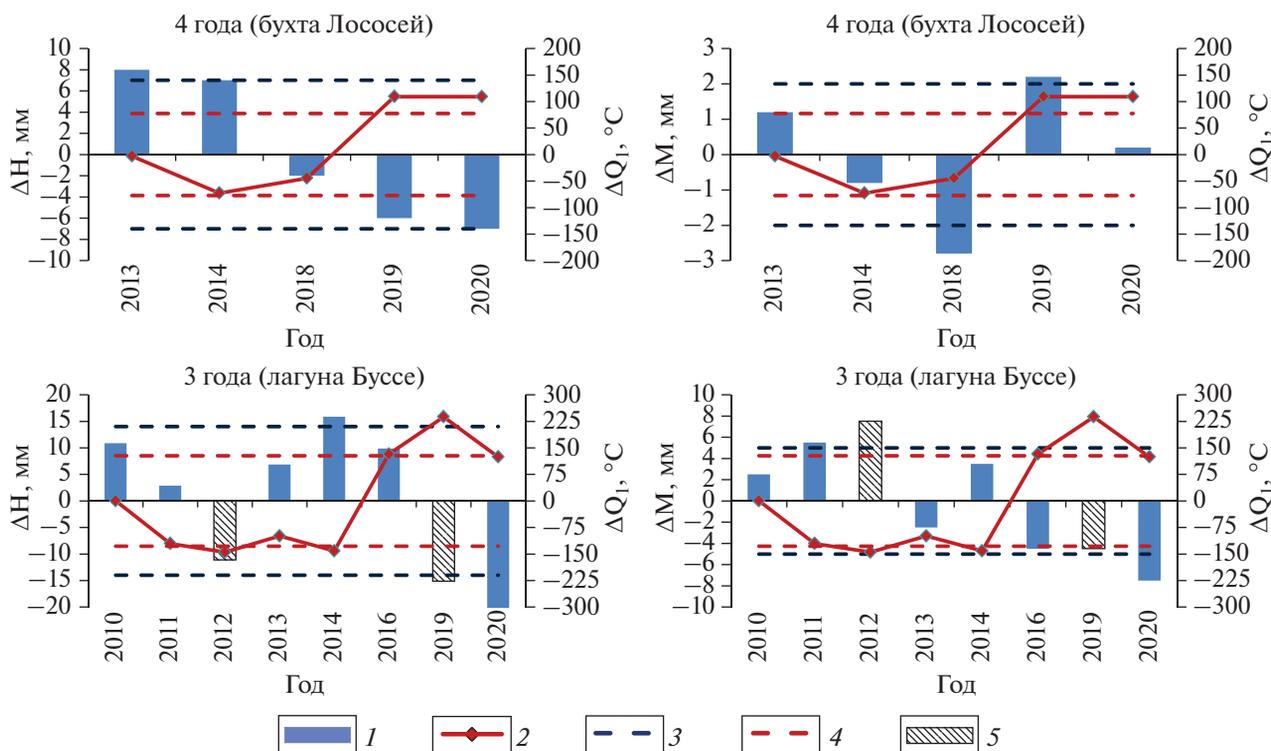


Рис. 2. График аномалий основных исследуемых параметров в указанный год. 1 – аномалия высоты раковины (ΔH) или общей массы тела моллюска (ΔM); 2 – аномалия суммарного значения температуры воды за I период (ΔQ₁); 3 – стандартное отклонение ΔH или ΔM; 4 – стандартное отклонение ΔQ₁; 5 – малая выборка (9–10 экземпляров).

рицательная корреляция и по высоте (-0.45), и по массе (-0.81).

Подтверждение сезонных и межгодовых изменений роста устрицы описано в работах (Раков, 1984; Холодов и др., 2017), где одним из основных факторов, ограничивающих активный рост, является температура воды. Последнее влияет на норму потребления кислорода и при 32°C наблюдается значительное увеличение смертности (Bouquier et al., 1995).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Температурные условия в указанных районах подвержены значительным межгодовым вариациям, в самые суровые годы длительность теплового периода (с температурой воды выше 0°C) может отличаться от таковой в мягкие годы почти на два месяца. Интенсивность прогресса также зависит от текущих гидрометеорологических условий и может существенно отличаться из года в год. Естественно, подобные различия могут оказывать влияние на вид, чья активность зависит от температуры окружающей среды.

В целом, в аномально теплые годы средние показатели высоты и массы устрицы значительно ниже нормы, а в аномально холодные годы — выше нормы. Это может свидетельствовать о том, что устрица, как вид умеренных широт, устойчива к холодным и умеренным температурам, но плохо развивается в условиях, повышенных в течение долгого периода температур. Исключение составляет масса моллюска в бухте Лососей, где наблюдается прямая зависимость от суммарного значения температуры воды.

Полученные результаты можно считать лишь начальной оценкой, ведь температура является лишь одним из множества абиотических факторов среды, которые влияют на жизненный цикл объекта (таких как соленость, содержание кислорода, тип грунта, турбулентность воды, глубина обитания и т.п.), однако даже по столь грубой оценке видно, что она является немаловажным фактором окружающей среды.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность заместителю руководителя Сахалинского филиала ФГБНУ «ВНИРО» («СахНИРО») Д.А. Галанину за ценные рекомендации при подготовке работы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Жабин И.А., Лукьянова Н.Б., Дубина В.А. Структура и динамика вод морской акватории национального парка «Шантарские острова» (Охотское море) по данным

спутниковых наблюдений // Исслед. Земли из космоса. 2018. № 5. С. 3–14.

Золотарев В.Н. Продолжительность жизни двустворчатых моллюсков Японского и Охотского морей // Биология моря. 1980. № 6. С. 3–12.

Ким А.Ч., Гон Р.Т. Размерно-возрастная структура устрицы гигантской *Crassostrea gigas* в бухте Лососей (залив Анива): отчет о НИР (промежуточный). Южно-Сахалинск: СахНИРО, 2019. 38 с. Науч. арх. № 12693 н/а.

Левин В.С. Промысловая биология морских донных беспозвоночных и водорослей. С-Пб.: ПКФ «ОЮ-92», 1994. 240 с.

Левин В.С., Шендеров Е.Л. Некоторые вопросы методики количественного учета макробентоса с применением водолазной техники // Биология моря. 1975. № 1. С. 64–70.

Ложкин Д.М., Цхай Ж.Р., Шевченко Г.В. Спутниковый мониторинг температурных условий в районах устьев нерестовых рек южной части о. Сахалин // Исслед. Земли из космоса. 2018. № 5. С. 15–22.

Методы изучения двустворчатых моллюсков: Труды Зоологического института АН СССР. Т. 219 / Под ред. Г.Л. Шкорбатова, Я.И. Старобогатова. Л.: ЗИН, 1990. 206 с.

Новиненко Е.Г., Шевченко Г.В. Пространственно-временная изменчивость температуры поверхности Охотского моря по спутниковым данным // Исслед. Земли из космоса. 2007. № 5. С. 50–60.

Пранц С.В., Кулик В.В., Будянский М.В., Улейский М.Ю. О связи мест промысла сайры с крупномасштабными когерентными структурами в океане по спутниковым данным // Исслед. Земли из космоса. 2020. № 4. С. 18–26.

Раков В.А. Биологические основы культивирования тихоокеанской устрицы *Crassostrea gigas* Thunberg в заливе Петра Великого. Автореферат дисс. на соискание ученой степени к. б. н. — Владивосток, 1984. 24 с.

Сизов О.С., Кушнырь О.В. Анализ подходов к систематизации тематических задач, решаемых с помощью данных // Исслед. Земли из космоса. 2018. № 2. С. 77–86.

Скарлато О.А., Голиков А.Н., Грузов Е.Н. Водолазный метод гидробиологических исследований // Океанология. М.: Наука, 1964. № 4. С. 710–711.

Тихонов В.В., Хвостов И.В., Романов А.Н., Шарков Е.А. Анализ изменений ледяного покрова пресноводных водоемов по данным SMOS // Исслед. Земли из космоса. 2017. № 6. С. 46–53.

Холодов В.И., Пиркова А.В., Ладыгина Л.В. Выращивание мидий и устриц в Черном море. Воронеж: ООО «Издат-принт», 2017. 508 с.

Шпакова Т.А., Чумаков Д.Е. Размерно-возрастная структура промысловых скоплений устрицы в лагуне Буссе: отчет о НИР (промежуточный). Южно-Сахалинск: СахНИРО, 2013. 24 с. Науч. арх. № 11841 н/а.

Bouquier S., Geairon P., Deslous-Paoli J., Bacher C., Jonquière G. Allometric relationships and effects of temperature on clearance and oxygen consumption rates of *Crassostrea gigas* (Thunberg) // Aquaculture. 1995. V. 134(1).

P. 143–154.

[https://doi.org/10.1016/0044-8486\(95\)00036-2](https://doi.org/10.1016/0044-8486(95)00036-2)

Kirby M.X., Soniat T.M., Spero H.J. Stable Isotope Sclerochronology of Pleistocene and Recent Oyster Shells (*Crassostrea virginica*) // *Palaios*. 1998. V. 13(6). P. 560–569.

Tanabe K., Oba T. Latitudinal variation in shell growth patterns of *Phacosoma japonicum* (Bivalvia: Veneridae) from

the Japanese coast // *Marine Ecology Progress Series*. 1988. V. 47. № 1. P. 75–82.

The age determination and growth rate of the European flat oyster, *Ostrea edulis*, in British waters determined from acetate peels of umbo growth lines / C.A. Richardson, S.A. Collis, K. Ekaratne et al. (eds) // *ICES J. of Mar. Sci.* 1993. V. 50(4). P. 493–500.

Influence of the Total Water Temperature Value on Size and Mass Characteristics of the Pacific Oyster *Crassostrea Gigas* (Thunberg, 1793) in Aniva Bay (Sakhalin Island) According to Satellite Data

A. Ch. Kim¹ and D. M. Lozhkin¹

¹*Sakhalin Scientific Research Institute of Fisheries and Oceanography, Yuzhno-Sakhalinsk, Russia*

On the basis of the array of average daily satellite data on the surface water layer temperature for the period 2010–2020 in the places of traditional fishing for the Pacific oyster *Crassostrea gigas* (Salmon Bay and Busse Lagoon), long-term average values and anomalies of the duration of the period of positive temperatures and the total water temperature value were calculated. Dependences of the shell size and the total mass of *Crassostrea gigas* on temperature were revealed. In general, in abnormally warm years, the average values of height and mass are much lower than normal, and in abnormally cold years, they are higher than normal. This may indicate that the oyster, as a species of temperate latitudes, is resistant to cold and moderate temperatures, but does not develop well under conditions of elevated temperatures for a long period. An exception is the mass of the mollusk in the Salmon Bay, where there is a direct dependence on the total water temperature value.

Keywords: pacific oyster *Crassostrea gigas*, shell height, total weight, total water temperature, Aniva Bay, Busse Lagoon, Salmon Bay, temperature, anomalies

REFERENCES

Zhabin I.A., Luk'yanova N.B., Dubina V.A. Struktura i dinamika vod morskoi akvatorii natsional'nogo parka "Shantarskie ostrova" (Okhotskoe more) po dannym sputnikovyx nablyudenii [The water structure and dynamics of the Shantar islands national park aquatory (the sea of Okhotsk) according to satellite data] // *Issledovanie Zemli iz kosmosa*. 2018. № 5. P. 3–14 (in Russian).

Zolotarev V.N. Prodolzhitel'nost' zhizni dvustvorchatykh mollyuskov Yaponskogo i Okhotskogo morei [The life span of bivalve mollusks in the Sea of Japan and Okhotsk] // *Biologiya morya*. 1980. № 6. P. 3–12 (In Russian).

Kim A.Ch., Gon R.T. Razmerno-vozzrastnaya struktura us-tritsy gigantskoi *Crassostrea gigas* v bukhte Lososei (zaliv Aniva): otchet o NIR (promezhutochnyi) [Size-age structure of the giant oyster *Crassostrea gigas* in Salmon Bay (Aniva Bay): research report (interim)]. Yuzhno-Sakhalinsk: SakhNIRO, 2019. 38 p. Nauch. arkh. № 12693 n/a. (In Russian).

Levin V.S. Promyslovaya biologiya morskikh donnykh bespozvonochnykh i vodoroslei [Fishery biology of marine benthic invertebrates and algae]. S-Pb.: PKF "OYu-92", 1994. 240 p. (In Russian).

Levin V.S., Shenderov E.L. Nekotorye voprosy metodiki kolichestvennogo ucheta makrobentosa s primeneniem vodolaznoi tekhniki [Some questions of the methodology for quantitative accounting of macrobenthos using diving equipment] // *Biologiya morya*. 1975. № 1. P. 64–70 (In Russian).

Lozhkin D.M., Tskhay Zh.R., Shevchenko G.V. Sputnikovyi monitoring temperaturnykh uslovii v raionakh ust'ev nerestovykh rek yuzhnoi chasti o. Sakhalin [Satellite monitoring of temperature conditions near the mouths of spawning rivers in the southern part of Sakhalin Island] // *Issledovanie Zemli iz kosmosa*. 2018. № 5. P. 15–22 (In Russian).

Metody izucheniya dvustvorchatykh mollyuskov [Methods of Studying Bivalves]: Trudy Zoologicheskogo instituta AN SSSR. T. 219 / Eds. G.L. Shkorbatova, Ya.I. Starobogatova. L.: ZIN, 1990. 206 p. (In Russian).

Novinenko E.G., Shevchenko G.V. Prostranstvenno-vremennaya izmenchivost' temperatury poverkhnosti Okhotskogo morya po sputnikovym dannym [Spatio-temporal variability of the surface temperature of the Sea of Okhotsk according to satellite data] // *Issledovanie Zemli iz kosmosa*. 2007. № 5. P. 50–60 (In Russian).

Prants S.V., Kulik V.V., Budyanskii M.V., Uleiskii M.Yu. O svyazi mest promysla sairy s krupnomasshtabnymi kogerentnymi strukturami v okeane po sputnikovym dannym [On connection of saury fishing grounds with large-scale coherent structures in the ocean studied by satellite data] // *Issledovanie Zemli iz kosmosa*. 2020. № 4. P. 18–26 (In Russian).

Rakov V.A. Biologicheskie osnovy kul'tivirovaniya tikhookeanskoj us-tritsy *Crassostrea gigas* Thunberg v zalive Petra Velikoro. Avtoreferat diss. na soiskanie uchenoj stepeni k.b.n. [Biological bases of cultivation of the Pacific oyster *Crassostrea gigas* Thunberg in the Peter the Great Bay. The author's abstract of the thesis for the degree of

candidate of biological sciences]. Vladivostok, 1984. 24 p. (In Russian).

Sizov O.S., Kushnyr' O.V. Analiz podkhodov k sistematizatsii tematicheskikh zadach, reshaemykh s pomoshch'yu dannykh [Analysis of approaches to systematization of thematic tasks solved using remote sensing data] // *Issledovanie Zemli iz kosmosa*. 2018. № 2. P. 77–86 (In Russian).

Skarlato O.A., Golikov A.N., Gruzov E.N. Vodolaznyi metod gidrobiologicheskikh issledovaniy [Diving method of hydrobiological research] // *Okeanologiya*. M.: Nauka, 1964. № 4. P. 710–711 (In Russian).

Tikhonov V.V., Khvostov I.V., Romanov A.N., Sharkov E.A. Analiz izmenenii ledyanogo pokrova presnovodnykh vododermov po dannym SMOS [Analysis of changes in the ice cover of freshwater lakes by SMOS data] // *Issledovanie Zemli iz kosmosa*. 2017. № 6. P. 46–53 (In Russian).

Kholodov V.I., Pirkova A.V., Ladygina L.V. Vyrashchivanie midii i ustrits v Chernom more [Growing mussels and oysters in the Black Sea]. Voronezh: OOO "Izdat-print", 2017. 508 p.

Shpakova T.A., Chumakov D.E. Razmerno-voznrastnaya struktura promyslovykh skoplenii ustritsy v lagune Busse:

otchet o NIR (promezhutochnyi) [Size-age structure of commercial oyster aggregations in Busse Lagoon: research report (interim)]. Yuzhno-Sakhalinsk: SakhNIRO, 2013. 24 p. Nauch. arkh. № 11841 n/a (In Russian).

Bougrier S., Geairon P., Deslous-Paoli J., Bacher C., Jonquières G. Allometric relationships and effects of temperature on clearance and oxygen consumption rates of *Crassostrea gigas* (Thunberg) // *Aquaculture*. 1995. V. 134(1). P. 143–154. DOI: 10.1016/0044-8486(95)00036-2

Kirby M.X., Soniat T.M., Spero H.J. Stable Isotope Sclerochronology of Pleistocene and Recent Oyster Shells (*Crassostrea virginica*) // *Palaios*. 1998. V. 13(6). P. 560–569.

Tanabe K., Oba T. Latitudinal variation in shell growth patterns of *Phacosoma japonicum* (Bivalvia: Veneridae) from the Japanese coast // *Marine Ecology Progress Series*. 1988. V. 47. № 1. P. 75–82.

The age determination and growth rate of the European flat oyster, *Ostrea edulis*, in British waters determined from acetate peels of umbo growth lines / C.A. Richardson, S.A. Collis, K. Ekaratne et al. (eds) // *ICES J. Mar. Sci.* 1993. V. 50(4). P. 493–500.

КРАТКИЕ
СООБЩЕНИЯ

**ПЕРВЫЕ КОСМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МИРОВОГО ОКЕАНА
И АТМОСФЕРЫ ЗЕМЛИ (К 60-ЛЕТИЮ НАЧАЛА НАУЧНЫХ
ЭКСПЕРИМЕНТОВ НА ИСЗ СЕРИИ “КОСМОС” И “ИНТЕРКОСМОС”)**

© 2021 г. Л. А. Ведешин*

Институт космических исследований Российской академии наук, Москва, Россия

**E-mail: vedeshin40@mail.ru*

Поступила в редакцию 22.06.2021 г.

DOI: 10.31857/S0205961421050092

Океанографические и метеорологические искусственные спутники Земли (ИСЗ) в настоящее время позволяют проводить фундаментальные и прикладные исследования поверхностных и глубинных слоев Мирового океана, изучать сложные процессы взаимодействия океана и атмосферы, формирования погоды и климата планеты, зарождения тайфунов и ураганов, оценки состояния ледового покрова, осуществлять контроль нефтяных разливов в океане, загрязнений шельфовой зоны и др.

Космические методы дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) начали развиваться в мире практически с первых запусков ИСЗ. В СССР уже в 1962 г. были созданы первые спутники серии “Космос”, которые сыграли важную роль в исследовании физических процессов, происходящих в атмосфере и Мировом океане, а также решении многих научных и прикладных задач.

В конце 60-х гг. учеными АН СССР были разработаны первые приборы для СВЧ-измерений радиоизлучения Земли в миллиметровом и сантиметровом диапазонах длин волн. В 1968 г. на спутнике “Космос-243” были выполнены измерения теплового радиоизлучения поверхности Земли и ее атмосферы на длинах волн 0.8, 1.35, 3.4 и 8.5 см, а с помощью ИК-радиометра регистрировалось излучение в полосе 10–11 мкм. Космический эксперимент по микроволновой радиометрии показал преимущества и эффективность радиофизических методов исследования природной среды: определения геофизических характеристик атмосферы, морской поверхности и земных покровов.

Научная аппаратура ИСЗ “Космос-243” была создана учеными трех организаций: Института радиоэлектроники (ИРЭ) АН СССР, Института физики атмосферы (ИФА) АН СССР и Научно-исследовательского института приборостроения (НИИП) проф. А.Е. Башариновым, А.С. Гурви-

чем, Б.Г. Кутузой, С.Т. Егоровым и др. Работы велись под руководством академиков В.А. Котельникова и А.М. Обухова.

В 1975 г. в рамках “Соглашения между СССР и США о сотрудничестве в исследовании и использовании космического пространства” был проведен обмен данными с американскими специалистами, который показал, что результаты, полученные в ходе эксперимента на ИСЗ “Космос-243”, более чем на четыре года опередили аналогичные исследования, выполненные на спутнике Nimbus-5 в 1973 г.

Исследования физики атмосферы и океана были продолжены специалистами ИФА АН СССР (А.М. Обуховым и др.) на ИСЗ “Космос-261 (1968), “Космос-320 и 321” (1970) с участием ученых социалистических стран. На спутниках измерялся радиационный баланс Земли и ее атмосферы в видимой, ближней УФ- и ИК-областях спектра. Были получены изображения облачного покрова Земли, карты распределения озона и водяного пара в атмосфере, выполнены измерения параметров подстилающей поверхности Земли и высоты верхней границы облаков. Эти исследования и эксперименты были продолжены по программе “Интеркосмос” с участием ученых Болгарии, ГДР, Венгрии, Кубы, Польши, Румынии, Чехословакии, Австрии, Индии, Франции, Швеции на спутниках “Интеркосмос-2” (1969), “Интеркосмос-4” (1970), “Интеркосмос-8” (1972), “Интеркосмос-12” (1974), “Интеркосмос-14” (1975), “Интеркосмос-19” (1979) и др.

Аналогичные исследования были выполнены индийскими учеными на спутниках “Бхаскара” (1979) и “Бхаскара-2” (1981), запущенных в СССР с участием советских специалистов. На них были установлены две телевизионные камеры для съемки земной поверхности, трехканальный микроволновый радиометр “Самир” и система

сбора и передачи на Землю информации с наземных и морских буев.

Задачи по изучению физики атмосферы и Мирового океана решались также учеными и специалистами Гидрометеорологической службы СССР с помощью спутников серии “Метеор-1” (1969–1979). В экспериментах на ИСЗ “Метеор-1” принимали участие ученые социалистических стран и Франции. В ГДР была создана наземная станция WES-2 для приема и автоматической обработки телевизионных и ИК-снимков с ИСЗ “Метеор-1”. С помощью этих данных были зарегистрированы несколько десятков крупных тайфунов и ураганов, в том числе таких мощных, как “Бэтси”, “Агнес”, “Эстер”, “Нэнси”, “Памелла” и др.

С целью дальнейшего развития океанографических исследований Правительство СССР приняло решение о разработке национальной программы изучения Мирового океана и создания космической системы “Океан”. Были подписаны Соглашения о сотрудничестве в области исследования Мирового океана с Правительством Французской Республики (1979) и Правительством США (1973), в результате которых был реализован ряд международных программ, таких как “Полимоде”, “Разрезы”, “Беринг”, “СовФранс”, “Джейсон”, “МОКАРИБ”, “ПИГАП” и др.

На основе накопленного опыта специалистами АН СССР и Гидрометеослужбы СССР были разработаны требования к созданию спутниковой универсальной океанографической станции (АУОС) “Океан”, научной и служебной аппаратуры. В ОКБ “Южное” под руководством известного конструктора и крупного ученого чл.-корр. РАН В.М. Ковтуненко на базе АУОС были разработаны и запущены океанографические спутники “Космос-1076” (1979), “Космос-1151” (1980), “Космос-1500”, “Океан-ОЭ” № 1 (1983) и др. для проведения исследований параметров океана и атмосферы. Спутники этой серии оснащались целым комплексом съемочной аппаратуры, в состав которого входили: радиолокационная система бокового обзора – РЛСБО (разработана в ИРЭ АН УССР, А.И. Калмыков и др.) с захватом 460 км на поверхности; сканирующий сверхвысокочастотный (СВЧ) радиометр РМ-08 (ИРЭ АН УССР); трехчастотный трассовый СВЧ-радиометр-спектрометр; радиотелевизионный комплекс (РТВК) с многоспектральным сканирующим устройством оптического диапазона малого и среднего пространственного разрешения (НИИ космического приборостроения, А.С. Селиванов и др.). В результате находившиеся на борту приборы определяли основные характеристики морской воды, атмосферы и ледового покрова, интенсивность морского волнения, силу ветра, температуру, цветность и др. С помощью спутников “Космос-1076” и “Космос-1151” впервые был сформирован

банк космических данных о Мировом океане. В период с 1983 по 1999 гг. было запущено 10 спутников по программе “Океан”. Последний космический аппарат этой серии – “Океан-О” № 1 был выведен из эксплуатации в 2004 г. в связи с выработкой ресурса.

Для проведения международных океанографических исследований по программе “Интеркосмос” в СССР были разработаны и запущены спутники “Интеркосмос-20” (1979), “Интеркосмос-21” (1981) с научной аппаратурой в составе: двухканальный спектрометр для одновременного измерения яркости океана и параметров атмосферы (ГДР и СССР); двух-поляризационный СВЧ-радиометр (СССР); бортовая система сбора и передачи информации с морских и наземных платформ и буев (Болгария, Венгрия, ГДР, Чехословакия, СССР). В эксперименте принимали участие ученые и специалисты Венгрии, ГДР, Кубы, Румынии, СССР и Чехословакии. Впервые в мире одновременно проводилась отработка уникальной методики морских и атмосферных исследований с помощью аналогичной аппаратуры, установленной на спутниках “Интеркосмос-20 и -21” и станциях “Салют-6” (1980) и “Салют-7” (1982), “Космос-1076” (1979), самолете-лаборатории АН-30, морских судах и океанографической платформе в акватории Черного моря Морского гидрофизического института АН УССР в Севастополе (под руководством акад. НАН УССР Б.А. Нелепо). Дополняя друг друга спутники давали возможность вести наблюдения океана с разных высот и сравнивать полученные данные. В результате серии проведенных экспериментов удалось разработать научно-методическую основу создания глобальной системы наблюдений и контроля состояния океана в интересах службы погоды, промышленности и морского флота страны.

Другой эксперимент в рамках программы “Интеркосмос” был подготовлен специалистами Института космических исследований (ИКИ) АН СССР (Г.А. Аванесов и др.), Всесоюзного научно-исследовательского института электромеханики (ВНИИЭМ) (Ю.В. Трифонов и др.) и предприятием “Карл Цейс Йена” (ГДР) с помощью цифровой сканирующей системы “Фрагмент”, установленной на спутнике “Ресурс-ОЭ” (ВНИИЭМ, 1980). Система “Фрагмент” обеспечивала измерение спектральных энергетических яркостей природных объектов в восьми каналах с различной точностью и позволяла получать в реальном времени радиометрическую видеоинформацию о различных районах земной поверхности, в том числе о характеристиках Мирового океана. В результате этого эксперимента были разработаны принципы построения оперативной космической системы “Ресурс-ОЭ” и “Ресурс-01” № 1, № 2, № 3 и № 4 (1980–1994).

Еще один проект по исследованию океана и атмосферы, посвященный 1300-летию Болгарии, осуществили в 1981 г. ученые Болгарии и СССР на спутнике “Метеор-Природа” (ВНИИЭМ). На его борту была размещена многоканальная спектрометрическая аппаратура СМП-32 (Болгария), работающая в видимой и ближней ИК-области спектра, и СВЧ-радиометры РМ-1 и РМ-2 (СССР). Разработанные принципы привязки трассовых измерений к координатам изображений СМП-32 позволяли осуществлять анализ спектров отражения от облаков, суши и моря и разработать методику получения информации о природных ресурсах Болгарии и Черноморского бассейна.

Многочисленные визуально-инструментальные атмосферные и океанические эксперименты и наблюдения осуществлялись космонавтами социалистических стран, Франции, Индии, Сирии, Афганистана и др. во время пилотируемых полетов на советских космических кораблях и станциях “Салют-6 и -7” (1978–1985).

В период с 2009–2021 гг. во ВНИИЭМ была разработана новая серия низкоорбитальных метеоспутников “Метеор-М” № 1 (2009), “Метеор-М” № 2 (2014), “Метеор-М” № 2-1 (2017), “Метеор-М” № 2-2 (2019), предназначенных в основном для проведения метеорологических исследова-

ний, а также серия природно-ресурсных аппаратов ДЗЗ “Канопус” (2012–2018 гг.).

Однако для решения фундаментальных и прикладных океанографических и гидрологических задач необходима разработка всепогодного и независимого от освещенности спутника с радиолокатором АФАР, скаттерометром, аппаратурой для измерения параметров атмосферы, оптических сканеров для определения цветности воды и контроля состояния биосферы океана. Такой спутник позволил бы также решать задачи безопасности мореплавания, обнаруживать зарождение тайфунов и ураганов, оценивать состояние ледяного покрова и осуществлять прогноз наводнений, контролировать нефтяные разливы и загрязнения шельфовой зоны и др. Во ВНИИЭМ в течение ряда лет ведутся работы по созданию океанографического и гидрологического аппарата “Метеор-М” № 3, а также космического комплекса четвертого поколения “Метеор-МП” для решения аналогичных задач.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке Министерства науки и высшего образования РФ (тема “Мониторинг”, госрегистрация № 01.20.0.2.00164).