
СОДЕРЖАНИЕ

Номер 6, 2022

Использование космической информации о Земле

Краткосрочная изменчивость структуры полей однослойной облачности над Западной Сибирью по спутниковым данным modis и VIIRS

А. В. Скороходов, В. Г. Астафуров

3

Регистрация из космоса аномальных вариаций тепловых полей при сейсмических событиях на территории Северного Кавказа с 2017 по 2022 гг.

В. Г. Бондур, О. С. Воронова

13

Крупномасштабное прогнозирование золотого оруденения в центральной части Чукотского полуострова на основе многозональной космической съемки Ресурс-П (Геотон) и Landsat-7

Г. А. Миловский, А. Д. Апарин

27

В чем причина межгодовой изменчивости и многолетних тенденций интенсивности Бенгельского апвеллинга?

А. Б. Полонский, А. Н. Серебренников

38

Анализ гидрологического режима устьевых областей Енисея, Печоры и Хатанги в зимний период по данным спутника SMOS

В. В. Тихонов, И. В. Хвостов, Т. А. Алексеева, А. Н. Романов, Е. В. Афанасьева, Ю. В. Соколова, Е. А. Шарков, Д. А. Боярский, Н. Ю. Комарова

47

Оценка условий осенней миграции черноморской хамсы к берегам Крыма в 2019 и 2020 годах по данным с ИСЗ

Б. Н. Панов, С. С. Смирнов, Е. О. Спиридонова, С. А. Негода

63

Исследование из космоса последствий природных пожаров на территории России для разных типов растительного покрова

В. Г. Бондур, К. А. Гордо, А. Л. Зима

74

Кросс-сенсорное сравнение спутниковых продуктов Sentinel-2 и Gaofen-1B/C для северных таежных лесов

Е. В. Черепанова, Н. В. Феоктистова

87

Методы и средства обработки и интерпретации космической информации

Географическая привязка данных дистанционных радиометрических измерений МТВЗА-ГЯ

И. Н. Садовский, Д. С. Сазонов

101

Определение параметров уравнения (в виде степенной функции) прогноза урожайности сельскохозяйственных культур для территории республики Беларусь по данным дистанционного зондирования Земли

С. Л. Кравцов, Ф. И. Привалов, С. А. Пушкина, В. В. Холодинский, Е. В. Лепесевич, Д. В. Голубцов, А. П. Гвоздов, Д. Г. Симченков

113

Физические основы исследования Земли из космоса

Отражение сферической волны от двухслойной среды и бистатическое микроволновое зондирование ледового покрова озера Байкал

П. Н. Дагуров, А. В. Дмитриев, С. И. Добрынин, Т. Н. Чимитдоржиев, А. К. Балтухаев

124

Contents

No. 6, 2022

Utilization of the Earth Space Data

Short-Term Variability of Single-Layer Cloud Field Structure over Western Siberia from MODIS and VIIRS Satellite Data <i>A. V. Skorokhodov, V. G. Astafurov</i>	3
Registering from Space Anomalous Variations of Thermal Fields during Seismic Events in the Northern Caucasus Region in 2017-2022 <i>V. G. Bondur, O. S. Voronova</i>	13
Large-Scale Forecasting of Gold Mineralization in the Central Part the Chukchi Peninsula Based on Multi-Zone Satellite Imagery "Resource-P" (Geotone) and Landsat-7 <i>G. A. Milovsky, A. D. Aparin</i>	27
What is the Reason for the Mult-Year Trends of Variability Benguela Upwelling? <i>A. B. Polonsky, A. N. Serebrennikov</i>	38
Analysis of the Winter Hydrological Regime of the Yenisei, Pechora and Khatanga Estuaries Using SMOS Data <i>V. V. Tikhonov, I. V. Khvostov, T. A. Alekseeva, A. N. Romanov, E. V. Afanasyeva, J. V. Sokolova, E. A. Sharkov, D. A. Boyarskii, N. Yu. Komarova</i>	47
Assessment of Autumn Migration Conditions of the Black Sea Khamisa to the Shores of Crimea in 2019 and 2020 According to the Data from the Satellite <i>B. N. Panov, S. S. Smirnov, E. O. Spiridonova, S. A. Negoda</i>	63
Satellite Research of the Effects of Wildfires on the Territory of Russia for Various Types of Vegetation Cover <i>V. G. Bondur, K. A. Gordo, A. L. Zima</i>	74
Cross-Sensor Comparison of Sentinel-2 and Gaofen-1B/C Satellite Products for Northern Taiga Forests <i>E. V. Cherepanova, N. V. Feoktistova</i>	87

Methods and Means of Space Data Processing and Interpretation

Geographical Reference of MTVZA-GYa's Radiometric Remote Sensing Data <i>I. N. Sadovsky, D. S. Sazonov</i>	101
Determination of the Equation Parameters in the Form of a Power Function for Forecasting the Yield of Agricultural Crops in Belarus with Use of Earth Remote Sensing Data <i>S. L. Krautsou, F. I. Privalov, S. A. Pushkina, V. V. Kholodinsky, K. V. Lepiasevich, D. V. Golubtsov, A. P. Gvozdoz, D. G. Simchenkov</i>	113

Earth Research from Space Physical Ground

Spherical Wave Reflection from a Two-Layer Medium and Bistatic Microwave Sounding of the Lake Baikal Ice Cover <i>P. N. Dagurov, S. I. Dobrynin, A. V. Dmitriev, T. N. Chimitdorzhiev, A. K. Baltukhaev</i>	124
--	-----

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

КРАТКОСРОЧНАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ СТРУКТУРЫ ПОЛЕЙ ОДНОСЛОЙНОЙ ОБЛАЧНОСТИ НАД ЗАПАДНОЙ СИБИРЬЮ ПО СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ MODIS И VIIRS

© 2022 г. А. В. Скороходов^а, *, В. Г. Астафуров^а

^аИнститут оптики атмосферы им. В.Е. Зуева Сибирского отделения РАН, Томск, Россия

*E-mail: vazime@yandex.ru

Поступила в редакцию 08.07.2022 г.

Предложена методика анализа краткосрочной изменчивости структуры облачных полей и их характеристик по ночным и дневным спутниковым данным MODIS и VIIRS. Данный подход заключается в использовании детализированных результатов классификации облачности на последовательных дневных и ночных изображениях из космоса отдельного взятого региона планеты. Предложенная методика позволяет не только определять тип трансформации облаков (преобразование одной разновидности в другую), но и получать количественные оценки изменения параметров облачности при этом. Обсуждаются результаты апробации данного подхода на примере спутниковых данных для Западной Сибири в период с 2017 по 2020 год с октября по март. Установлены наиболее повторяющиеся виды облачных трансформаций за рассматриваемый интервал времени и определены основные причины этих преобразований. Приведены результаты оценки достоверности классификации облачности по ночным снимкам VIIRS в сравнении с данными наземных метеостанций региона.

Ключевые слова: Западная Сибирь, классификация облачности, краткосрочная изменчивость, параметры облачности, трансформация облаков, MODIS, VIIRS

DOI: 10.31857/S0205961422060112

ВВЕДЕНИЕ

Облачность является одним из основных объектов исследований в климатологии и метеорологии. Облака принимают непосредственное участие в таких процессах, как гидрологический цикл, радиационный теплообмен, транспорт аэрозоля и разрушение озонового слоя (Ramathan et al., 1989; Stubenrauch et al., 2013; Martin et al., 2017; Tritscher et al., 2021). Структура облачных полей является неоднородной. Облачность непрерывно образуется, перемещается, видоизменяется и исчезает под воздействием различных процессов, происходящих в атмосфере Земли. Согласно действующему метеорологическому стандарту ВМО облака делятся на 27 разновидностей, включая 10 основных форм, их подтипы и некоторые сочетания (KN-01 SYNOP, 2013). Поэтому информация об изменчивости структуры облачных полей и их характеристик как над отдельными регионами, так и всей планетой в целом необходима при решении таких задач, как численный прогноз погоды, обеспечение безопасности полетов воздушных судов, моделирование климата и других.

Интерес представляет краткосрочная, сезонная и многолетняя изменчивость структуры об-

лачных полей и их характеристик. В настоящее время наиболее изученными являются долгосрочные изменения параметров общей и нижней облачности по спутниковым данным и повторяемость основных форм облаков над различными регионами планеты по результатам наземных наблюдений (Чернокульский, Мохов, 2009; King et al., 2013; Комаров и др. 2015). Оценка краткосрочной изменчивости структуры облачных полей и их характеристик, включая суточную и часовую, является более трудоемкой процедурой как в глобальном, так и региональном масштабе. Однако такие сведения необходимы не только для составления прогнозов погоды, но и улучшения понимания механизмов образования облаков, например, быстроразвивающихся конвективных ячеек (Wing, 2019).

Традиционным способом получения информации о краткосрочной изменчивости структуры облачных полей и их характеристик является использование результатов 3-х часовых наблюдений на сети наземных метеостанций (Cairns, 1995; Eastman, Warren, 2014; Yin, Porporato, 2017). Основным недостатком указанного подхода является отсутствие полной информации о полях облачности (например, их горизонтальных размерах)

по причине низкой плотности метеорологических постов, особенно в высоких широтах и труднодоступных местах, а также низкая достоверность таких данных в ночное время суток (Руководство..., 2018). В частности это не позволяет надежно и оперативно осуществлять наблюдение за перемещением даже небольших облачных образований, например, отдельно взятых ячеек мезомасштабных конвективных систем, с целью изучения процессов эволюции их формы и изменчивости их характеристик.

Более эффективным подходом к оценке краткосрочных изменений параметров облачности является использование результатов геостационарной спутниковой съемки с периодичностью 10–30 мин (Shang et al., 2018). Однако в ночное время суток ее возможности по анализу структуры облачных полей сильно ограничены из-за отсутствия информации в видимом диапазоне спектра. При этом известно, что преобразования некоторых типов облачности (например, кучево-дождевой и слоисто-кучевой) происходит именно после захода Солнца за счет ослабления нагрева подстилающей поверхности (Рыбакова, 2020). Кроме этого, результаты геостационарной съемки ухудшаются с увеличением угла визирования по мере удаления от надира, что приводит к размытию текстуры облаков на краях изображений и снижению достоверности восстановленных оценок их характеристик (Escrig et al., 2013).

Перечисленные выше проблемы в области изучения краткосрочной изменчивости параметров облачности требуют разработки новых методов и подходов к их решению. Одним из возможных способов анализа изменений формы облаков и их характеристик, включая ночное время суток, является использование данных радиометра VIIRS, установленного на борту спутников Suomi-NPP и NOAA-20. Отличительной особенностью данного прибора является возможность получения так называемых day/night band (DNB) изображений в видимом диапазоне спектра (0.5–0.9 мкм) на фоне плохой освещенности подстилающей поверхности. При благоприятных условиях съемки полученные DNB-снимки аналогичны дневным спутниковым сценам, на которых отчетливо прослеживается текстура облачности, что позволяет использовать данные VIIRS для оценки краткосрочной изменчивости структуры отдельно взятых массивов облаков и их характеристик.

В данной работе рассмотрена методика оценки краткосрочной изменчивости структуры облачных образований и их характеристик по спутниковым данным MODIS и VIIRS с привлечением информации наземных метеостанций и результаты ее апробации для территории Западной Сибири (ЗС), ограниченной 50–70° с.ш. и 70–90° в.д.

Полученные результаты являются логическим продолжением и дополнением исследований полей общей и нижней облачности в указанном регионе, приведенных в работах (Комаров и др., 2014; Комаров и др. 2015; Астафуров и др, 2021; Астафуров и др, 2021).

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Источником информации об облаках в наших исследованиях являлись результаты дистанционного зондирования сенсорами MODIS (спутник Aqua) и VIIRS (спутник Suomi-NPP) (Ackerman et al., 2019). Время пересечения ими экватора в рассматриваемом часовом поясе совпадает и составляет 13:30 (здесь и далее по тексту используется местное время Томской области – UTC+7), что обеспечивает получение близких по времени изображений целевого региона. Это облегчает идентификацию исследуемых полей облачности на ночных снимках MODIS, полученных по данным измерений в тепловом ИК-диапазоне спектра, используя DNB-снимки VIIRS. Указанные сенсоры позволяют охватывать практически всю территорию целевого региона 2–4 раза в сутки при углах отклонения от надира $\pm 40^\circ$, исключая из рассмотрения искаженные края изображений, составляющие около 30% полосы обзора (Barnes et al., 1998). Результаты классификации облачности по спутниковым снимкам сопоставлялись с архивными данными метеостанций целевого региона, которые включают информацию о форме облаков и высоте их нижней границы.

В работе использовались спутниковые данные, полученные за период с 2017 по 2020 год: дневные изображения MODIS (0.62–0.67 мкм) и VIIRS (0.6–0.8 мкм) с пространственным разрешением 250 и 375 м соответственно, ночные снимки MODIS (3.66–3.84 мкм) и VIIRS (0.5–0.9 мкм) с пространственным разрешением 1000 и 750 м соответственно, продукты MYD06_L2, CLDPROP_L2 (VIIRS) и CLDPROP_L2 (MODIS), содержащие информацию о характеристиках облаков, а также файлы геопривязки MYD03 и VNP03. Качество DNB-изображений зависит от условий съемки, с учетом которых и формировались комплекты спутниковых данных. В (Скороходов, 2020) установлено, что при зенитных углах Луны больше 75° и освещенности ее диска меньше 72% текстуры облачности и подстилающей поверхности над ЗС становятся неразличимы. Поэтому отбор спутниковых данных, пригодных для анализа краткосрочной изменчивости структуры облачных полей, осуществлялся исходя из наличия благоприятных для этого условий съемки. Отметим, что хорошая освещенность небосвода в ночное время суток обеспечивает также и более высокую достоверность наземных метеонаблюдений за облаками. Перечисленным выше условиям съем-

ки удовлетворяет до 12 DNB-изображений в месяц в зависимости от продолжительности светового дня и положения линии солнечного терминатора на них. При этом засвеченные Солнцем более чем наполовину ночные спутниковые снимки не использовались. Исходя из этого, в работе рассматривался сезон с октября по март.

Для исследований на дневных снимках MODIS и VIIRS в ручном режиме выбирались достаточно крупные образования облаков исходя из значений соответствующего флага в продукте MYD06_L2. Далее на ночных изображениях из космоса путем визуального осмотра осуществлялся поиск этих же облачных массивов. При этом для отслеживания траектории их перемещения в течение исследуемого интервала времени (с 12–14 ч дня до 3–5 ночи следующих суток) привлекались данные Terra и NOAA-20, а также информация о скорости и направлении ветра, получаемая в результате аэрологического зондирования на некоторых метеостанциях целевого региона. Следует отметить, что в ночное время суток флаг многослойности в продукте MYD06_L2 не определен. Поэтому решение о наличии/отсутствии облаков нескольких ярусов одновременно принималось на основе экспертной оценки. Так, одним из критериев наблюдения на DNB-изображениях однослойной облачности является видимость искусственных источников света от населенных пунктов сквозь нее. Кроме этого, учитывалась информация о перемещении близлежащих к исследуемым образованиям облаков на основе дневных и ночных снимков, которая позволяет оценить возможность их перекрытия. Поскольку выбирались достаточно крупные облачные массивы, то за рассматриваемый промежуток времени (13 ч) многослойность могла возникнуть только при натекании образований облаков разных ярусов друг на друга из-за отличающихся скоростей ветра на высотах их расположения. Исключением являются быстроразвивающиеся конвективные ячейки, которые над целевым регионом в рассматриваемый сезон года практически не регистрируются (Мазин, Хргиан, 1989). Поэтому, если расстояние между исследуемым образованием облаков и другими крупными облачными массивами на DNB-изображениях сокращалось до 100 км и менее по сравнению с их расположением на дневных снимках, то такие спутниковые сцены отбраковывались. Общее количество выборочных данных за период с 2017 по 2020 год, удовлетворяющих указанным выше условиям, составило 235 комплектов продуктов MODIS и VIIRS, состав которых перечислен выше.

В работе рассматривались следующие характеристики облаков, которые восстанавливаются в дневное и ночное время суток по данным обоих приборов одинаковыми алгоритмами (так назы-

ваемые continuous data): высота $h_{\text{вг}}$, давление $p_{\text{вг}}$ и температура $T_{\text{вг}}$ верхней границы и их эффективная излучательная способность в диапазоне 11 мкм ϵ (Ackerman, 2019). Однако для классификации облачности на дневных спутниковых снимках MODIS и VIIRS применялись и другие ее характеристики, содержащиеся в продуктах CLDPROP_L2. При проведении исследований использовалась объединенная классификация облачности, предложенная нами в (Скороходов и др., 2018; Скороходов, 2020), которая приведена в табл. 1. Основное отличие дневной и ночной классификации облачности заключается в слиянии высокослоистой As и слоисто-дождевой облачности Ns в один класс $As-Ns$ из-за отсутствия информации о водозапасе в темное время суток и совпадающих значений высот их верхних границ, лежащих в интервале 2–7 км, а также перистослоистых Cs и перисто-кучевых облаков Cc в класс $Cs-Cc$ вследствие сходства текстур их изображений на спутниковых снимках MODIS и VIIRS с пространственным разрешением 1000 и 750 м соответственно.

МЕТОДИКА АНАЛИЗА

Методика анализа краткосрочной изменчивости структуры отдельно взятых облачных образований и их характеристик заключается в сопоставлении результатов распознавания типов облаков на дневных и ночных спутниковых снимках MODIS и VIIRS. При этом используются разработанные нами ранее алгоритмы классификации облачности по спутниковым данным обоих приборов, полученных в различное время суток и сезоны года (Скороходов и др., 2018; Скороходов А.В., 2020). Указанные методы позволяют распознавать приведенные в табл. 1 разновидности облаков со средней вероятностью 0.85, что является одним из самых высоких показателей достоверности в данной области (Tarakis et al., 2013). Основными этапами анализа краткосрочной изменчивости структуры отдельно взятых облачных образований и их характеристик являются:

1) Выполнение процедуры распознавания типов облаков разработанными нами ранее алгоритмами на основе каждого сформированного комплекта спутниковых данных MODIS и VIIRS;

2) выделение прямоугольной областью крупных (более 10000 км²) однослойных облачных образований, принадлежащих одному типу и находящихся в границах целевого региона на обработанных изображениях MODIS и VIIRS. Описание процедуры поиска одних и тех же массивов облаков на разновременных спутниковых снимках изложено в предыдущем разделе данной работы;

3) определение дневных и ночных средних значений высоты $\langle (h_{\text{вг}})_d \rangle_i$ и $\langle (h_{\text{вг}})_n \rangle_i$, давления

Таблица 1. Используемая в работе объединенная классификация облачности

Разновидности облаков	День	Ночь
<i>Облака вертикального развития</i>		
Кучевые плоские (<i>Cu hum</i>)	+	+
Кучевые средние и мощные (<i>Cu med/cong</i>)	+	+
Кучево-дождевые лысые (<i>Cb calv</i>)	+	+
Кучево-дождевые волосатые (<i>Cb cap</i>)	+	+
<i>Облака нижнего яруса</i>		
Слоисто-кучевые кучевообразные (<i>Sc cuf</i>)	+	+
Слоисто-кучевые волнистообразные (<i>Sc und</i>)	+	+
Слоистые (<i>St</i>)	+	+
Слоисто-дождевые (<i>Ns</i>)	+	
<i>Облака среднего яруса</i>		{ <i>As–Ns</i> }
Высокослоистые (<i>As</i>)	+	
Высококучевые кучевообразные (<i>Ac cuf</i>)	+	+
Высококучевые волнистообразные (<i>Ac und</i>)	+	+
<i>Облака верхнего яруса</i>		
Перистые нитевидные (<i>Ci fib</i>)	+	+
Перистые плотные (<i>Ci sp</i>)	+	+
Перисто-слоистые (<i>Cs</i>)	+	
Перисто-кучевые (<i>Cc</i>)	+	<i>Cs–Cc</i>

$\langle(p_{\text{ВГ}})_d\rangle_i$ и $\langle(p_{\text{ВГ}})_n\rangle_i$, температуры $\langle(T_{\text{ВГ}})_d\rangle_i$ и $\langle(T_{\text{ВГ}})_n\rangle_i$ верхней границы выделенных облачных образований, а также их эффективной излучательной способности $\langle\epsilon_d\rangle_i$ и $\langle\epsilon_n\rangle_i$ соответственно. Вычисление этих характеристик осуществляется путем усреднения по всем облачным пикселям, попавшим в прямоугольные области на дневных и ночных изображениях из космоса, выделенных на этапе 2 для i -го комплекта $i = 1, 2, \dots, 235$;

4) нахождение оценок краткосрочной изменчивости рассматриваемых характеристик облаков и установление фактов их трансформации (преобразования из одной разновидности в другую) за интервал времени между дневной и ночной спутниковой съемки MODIS и VIIRS. Так, для высоты верхней границы облачности:

$$\Delta_i(h_{\text{ВГ}}) = \left| \langle(h_{\text{ВГ}})_d\rangle_i - \langle(h_{\text{ВГ}})_n\rangle_i \right|.$$

Оценки $\Delta_i(p_{\text{ВГ}})$, $\Delta_i(T_{\text{ВГ}})$ и $\Delta_i(\epsilon)$ определяются аналогично. При этом факт трансформации облаков устанавливается на основе анализа результатов классификации облачности, полученных на этапе 1. Рассматриваемые наборы данных группируются по виду наблюдаемых преобразований облаков;

5) для каждой группы g_k , сформированной на этапе 4, рассчитываются средние значения оценок краткосрочной изменчивости характеристик облачности $\langle\Delta_i(h_{\text{ВГ}})\rangle_{g_k}$, $\langle\Delta_i(p_{\text{ВГ}})\rangle_{g_k}$, $\langle\Delta_i(T_{\text{ВГ}})\rangle_{g_k}$ и $\langle\Delta_i(\epsilon)\rangle_{g_k}$.

На рис. 1 показан пример распознавания разновидностей облаков на дневном (MODIS) и ночном (VIIRS) спутниковых снимках целевого региона от 16.09.2019 г. и 17.09.2019 г. соответственно с разницей около 13 часов. Зеленой окружностью здесь выделен один и тот же массив конвективной облачности. Несмотря на то, что повторяемость облаков вертикального развития в рассматриваемый сезон с октября по март низкая (Мазин, Хргиан, 1989), именно эта разновидность позволяет наиболее наглядно рассмотреть краткосрочную изменчивость структуры отдельно взятых облачных образований. Результаты классификации свидетельствуют о том, что в светлое время суток над территорией Томской области исследуемый массив облаков, находящийся в хвосте окклюдирующего холодного фронта, соответствовал типу *Cu med/cong* (рис. 1, б), а в ночное развился до *Cb calv* (рис. 1, г). Все это хорошо согласуется с данными наземных наблюдений до наступления темного времени суток: в 16:00 на ближайшей к рассматриваемому полю облачно-

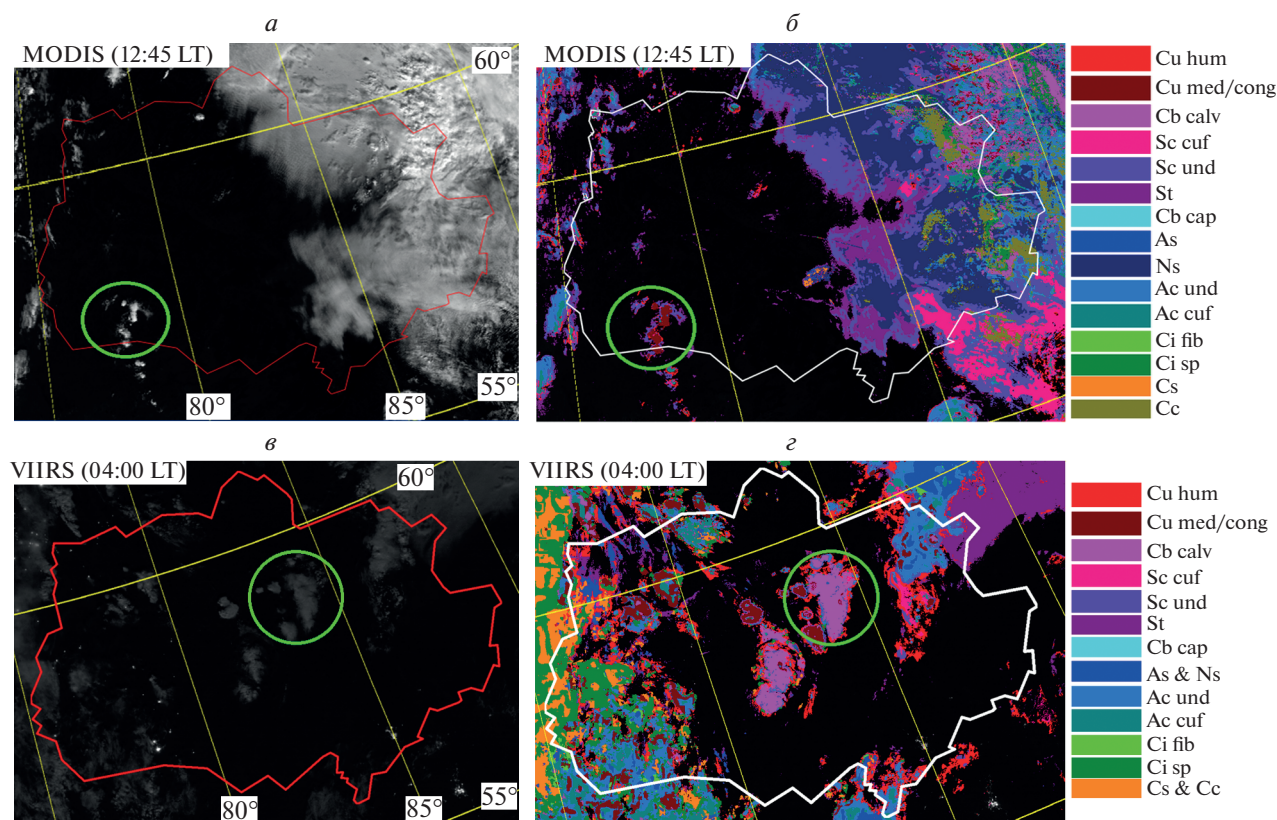


Рис. 1. Результаты классификации облачности и локализации отдельно взятого массива конвективных облаков (б, г) на спутниковых снимках MODIS (а) от 16.09.2019 г. и VIIRS (в) от 17.09.2019 г. целевого региона в районе Томской области.

сти метеостанции (Пудино) была зарегистрирована облачность *Cu med/cong*, на следующих постах наблюдения по пути его предположительного перемещения в 19:00 (Старица) — *Cb calv*, в 22:00 (Парабель) — *Cb cap*, а в 01:00 (Березовка) и 04:00 (Ванжиль-Кынак) — чистое небо. Разногласия в двух последних случаях можно объяснить удаленностью метеостанций от рассматриваемого облачного образования, которое составило более 50 км. Для рассматриваемого эпизода трансформации массива облаков $\Delta(h_{\text{вг}}) = 400$ м, $\Delta(p_{\text{вг}}) = 30$ гПа, $\Delta(T_{\text{вг}}) = 3$ К и $\Delta(\epsilon) = 0$. Более подробно сопоставление результатов классификации облачности по спутниковым снимкам с данными метеостанций обсуждается в следующем разделе.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В табл. 2 приведены результаты оценки краткосрочной изменчивости структуры однослойных облачных образований и их характеристик после обработки всех 235 комплектов спутниковых данных MODIS и VIIRS. В первом столбце таблицы указаны виды наблюдаемых преобразований облаков из одной разновидности в другую

от начала наблюдения (днем) и до его окончания (ночью), а в последнем N_k — число эпизодов наблюдения таких трансформаций. Здесь индекс $k = 1, 2, \dots, 11$ определяет вид преобразования однослойной облачности. Следует отметить, что в табл. 2 приведены только наиболее повторяющиеся виды трансформаций структуры облачных образований. Общее число эпизодов зарегистрированных преобразований однослойной облачности составило $\sum N_k = 103$ из 235 рассмотренных наборов данных. В остальных случаях разнообразие облаков, наблюдаемая на дневном и ночном снимках, совпадала.

Из табл. 2 видно, что преобразования облаков $As-Ns \rightarrow Cs-Cc$ и наоборот являются наиболее повторяющимися. Анализируя факторы образования отдельных типов облачности по (Мазин, Хргиан, 1989; Беспалов и др., 2013; Рыбакова, 2020), можно сделать вывод о том, что данные трансформации характерны при эволюции теплых и холодных (1-го рода) атмосферных фронтов. На втором месте по повторяемости расположено преобразование $Ci sp \rightarrow Cs-Cc$. Основным механизмом этой трансформации является растекание вершин облачности *Cb cap* под тропопа-

Таблица 2. Наиболее повторяющиеся виды трансформации облаков над ЗС за период между дневной и ночной спутниковой съемками с октября по март

k	Вид	$\langle \Delta(h_{\text{ВГ}}) \rangle_{g_k}$, м	$\langle \Delta(p_{\text{ВГ}}) \rangle_{g_k}$, гПа	$\langle \Delta(T_{\text{ВГ}}) \rangle_{g_k}$, К	$\langle \Delta(\epsilon) \rangle_{g_k}$	N_k
Наблюдается изменение яруса облаков						
1	$As-Ns \rightarrow Cs-Cc$	4357	315	29	0.48	30
2	$Cs-Cc \rightarrow As-Ns$	4549	328	29	0.34	26
3	$Ac\ cuf \rightarrow Sc\ cuf$	1173	130	7	0.03	9
Ярус облаков остается неизменным						
4	$Ci\ sp \rightarrow Cs-Cc$	879	47	5	0.15	15
5	$As-Ns \rightarrow Ac\ cuf$	264	29	2	0.02	7

узой с последующим гравитационным оседанием. На третьем месте находится преобразование $Ac\ cuf \rightarrow Sc\ cuf$. Данная трансформация предположительно связана с ослабеванием конвективных процессов в ночное время, способствующее понижению яруса облачности. Последнее преобразование $As-Ns \rightarrow Ac\ cuf$ обусловлено эволюцией окклюдирующих и холодных (2-го рода) атмосферных фронтов. Полученные результаты свидетельствуют о том, что с октября по март над ЗС краткосрочная трансформация однослойных облачных образований преимущественно связана с эволюцией атмосферных фронтов различных типов, а не ослабеванием нагрева подстилающей поверхности к концу светового дня.

Из табл. 2 видно, что трансформации облаков, в которых они меняют ярус, сопровождаются более существенной изменчивостью их характеристик по сравнению с преобразованиями облачности, наблюдаемых в пределах одного яруса. Отметим, что высокие значения $\langle \Delta(\epsilon) \rangle_{g_1} = 0.48$ и $\langle \Delta(\epsilon) \rangle_{g_2} = 0.34$ в табл. 2 обусловлены фазовыми переходами облачных частиц (из жидкого состояния в кристаллы льда и наоборот). При этом для преобразования $Ci\ sp \rightarrow Cs-Cc$ величину $\langle \Delta(\epsilon) \rangle_{g_4} = 0.15$ можно объяснить тем, что первый из этих типов облачности образуется вследствие замерзания крупных капель облаков $Cb\ cap$, которые затем уменьшаются в размерах при их таянии из-за гравитационного оседания (Мазин, Хргиан, 1989).

В работе проведен сравнительный анализ результатов классификации (РК) облачности по спутниковым снимкам VIIRS с данными метеостанций (ДМ) целевого региона, полученных в ночное время суток, с целью оценки надежности предложенной нами методики. Для каждого из 235 эпизодов наблюдения однослойных облачных образований учитывались одновременные

данные трех метеостанций, расположенных под ними. В табл. 3 приведены результаты анализа. Здесь n_i – число эпизодов, описанных в первом столбце, v – их относительная повторяемость по группам, обозначенным в последнем столбце, “НО(l)” – свидетельствует о том, что на l метеостанциях регистрировались облака более низкого яруса по отношению к “мнению” классификатора облачности по спутниковым данным, а “ДМ(l)” – обозначает количество метеостанций, с которыми совпали/не совпали РК. Анализируя табл. 3, можно сделать вывод о том, что в 72% рассматриваемых эпизодов РК хорошо согласуются с ДМ, в 15% – результат неопределенный, а в 13% – результаты распознавания разновидностей облаков в целом не совпадают. Однако в последнем случае наблюдаются достаточно противоречивые эпизоды классификации облачности.

На рис. 2 показаны фрагменты спутниковых снимков полей однослойной облачности, попавших в число эпизодов “Несовпадающая классификация” из табл. 3. В 04:00 06.12.2020 г. на метеостанциях в Парабели, Каргаске и Колпашеве были зарегистрированы облака $Cb\ cap$. Визуальное дешифрирование фрагмента спутникового снимка, полученного в 04:36 (рис. 2, б), свидетельствует об отсутствии указанного типа облачности над территорией Томской области и наличии оптически тонкой слоистообразной облачности, что совпадает с “мнением классификатора” ($As-Ns$). Таким образом, наблюдается ярко выраженная ошибка наземных метеонаблюдений, поскольку время распада облаков $Cb\ cap$ существенно превышает интервал в 30 мин (Мазин, Хргиан, 1989) между наземными и спутниковыми данными. Другой пример: облака $Cb\ cap$, были зарегистрированы в 04:00 06.10.2020 г. на метеостанциях в Бакчаре, Молчанове и Колпашеве. Однако из рис. 2, г видно, что на фрагменте спутникового снимка VIIRS, сделанного в 03:42, изображены поля однослойной облачности $Sc\ und$ и $As-Ns$.

Таблица 3. Результаты сопоставления РК с ДМ относительно типа наблюдаемой облачности над целевым регионом

Типы эпизодов (число метеостанций)	n_i	v	Примечание
РК совпадают с ДМ (3)	45	0.72	Совпадающая классификация
РК совпадают с ДМ (2) и НО (1)	21		
РК совпадают с ДМ (2) и не совпадают с ДМ (1)	19		
РК совпадают с ДМ (1) и НО (2)	32		
РК совпадают с ДМ (0) и НО (3)	52		
РК совпадают с ДМ (1), не совпадают с ДМ (1) и НО (1)	10	0.15	Наблюдаются разногласия в классификации
РК не совпадают с ДМ (1) и НО (2)	20		
РК не совпадают с ДМ (2) и НО (1)	6		
РК совпадают с ДМ (1) и не совпадают с ДМ (2)	9	0.13	Несовпадающая классификация
РК не совпадают с ДМ (3)	21		

Это подтверждается видимостью искусственных источников света сквозь эти облака (рис. 2, в), что было бы невозможно при наличии оптически плотных облаков *Cb cap*. Помимо приведенных примеров регистрировались случаи разногласия между РК и ДМ при определении типа слоистообразных форм облачности, что предположительно вызвано отсутствием информации о высоте ее нижней границы на метеостанциях в условиях плохой освещенности подстилающей поверхности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе предложена методика оценки краткосрочной изменчивости структуры однослойных облачных образований и их характеристик по дневным и ночным спутниковым данным MODIS и VIIRS. Основной особенностью данного подхода является использование таких результатов классификации облачности, которые позволяют идентифицировать преобразования не только основных форм облаков, как в работах (Stubenrauch et al., 2006; Eastman, Warren, 2014; Yin, Porporato, 2017), но и их разновидностей в любое время суток. Это расширяет возможности анализа причин краткосрочной изменчивости структуры облачных полей над отдельно взятыми регионами планеты, что может оказаться весьма полезным для составления региональных прогнозов погоды. В частности, нами установлено, что над Западной Сибирью в рассматриваемый период с октября по март атмосферные фронты становились основной причиной быстропротекающих трансформаций однослойных облачных образований, а не усиление/ослабление интенсивности конвективных процессов в течение суток. При этом найдены характерные изменения

значений параметров облаков при их преобразовании. Так, наибольшая изменчивость характеристик однослойной облачности наблюдается при изменении ее яруса в процессе трансформации, а также вследствие фазовых переходов в ней. Основным ограничением предложенной методики является возможность ее применения только для тех ночных спутниковых снимков VIIRS, которые получены при благоприятном положении Луны относительно исследуемого региона. Поэтому данный подход применим для изучения региональных особенностей краткосрочной трансформации однослойных облачных образований, а не для оперативного мониторинга.

Сопоставление РК с ДМ за ночное время суток показало, что практически в 70% случаев информация о типе наблюдаемой облачности совпадала. В остальных эпизодах результаты были противоречивыми (например, отличался ярус слоистообразных форм облаков или регистрировались существенно различающиеся по своим характеристикам разновидности облаков, например, *Cb cap* и *As–Ns*). Детальный анализ таких ситуаций продемонстрировал более высокую достоверность классификации облачности по спутниковым данным VIIRS из-за наличия информации о высоте верхней границы облаков, а также охвата наблюдаемых облачных образований целиком. Поэтому можно утверждать, что более надежным методом определения форм облаков в ночное время при решении различных задач метеорологии является использование DNB-изображений. По крайней мере это утверждение справедливо в тех случаях, когда наблюдается благоприятное положение Луны. В дневное время суток спутниковая информация и данные метеостанций об облаках способны дополнять друг друга, особенно в случаях многослойной облачности.

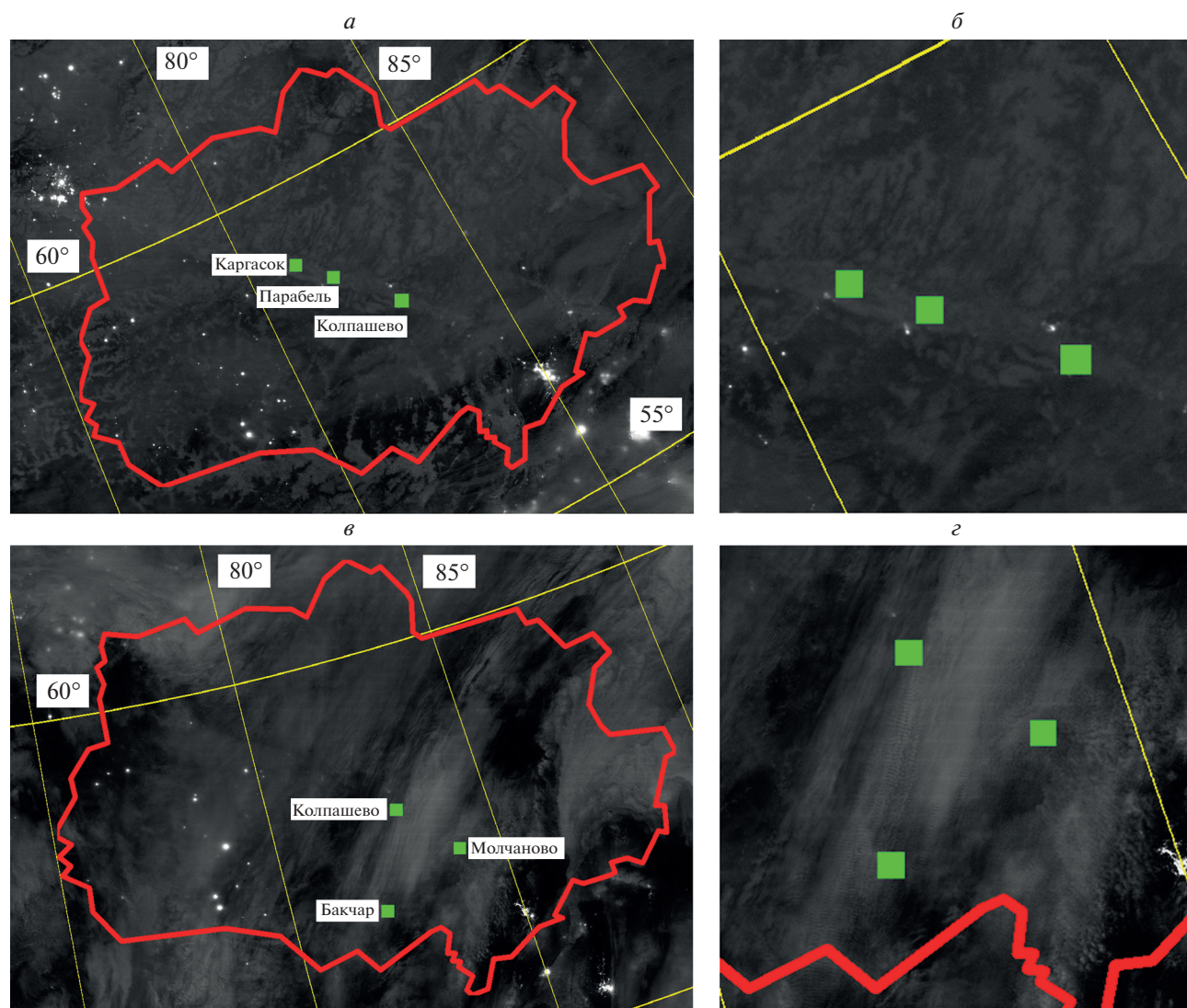


Рис. 2. Уменьшенные фрагменты спутниковых снимков VIIRS целевого региона в районе Томской области от 06.12.2020 г. (04:36) (а) и 06.10.2020 г. (03:42) (в) и участки изображений исследуемого района в реальном масштабе (б) и (г) соответственно.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках государственного задания Института оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Астафуров В.Г., Скороходов А.В., Курьянович К.В. Исследование многолетних трендов характеристик облачности в летнее время над Западной Сибирью по спутниковым данным // Материалы 19-й Международной конференции “Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса”. 15–19 ноября 2021 г. Москва. 2021. С. 148.

Астафуров В.Г., Скороходов А.В., Курьянович К.В. Статистические модели характеристик облачности над За-

падной Сибирью в летний период по данным MODIS // Метеорология и гидрология. 2021. № 11. С. 20–35.

Беспалов Д.П., Девяткин А.М., Довгало Ю.А., Кондрачук В.И., Кулишов Ю.В., Светлова Т.П., Суворов С.С., Тимофеев В.И. Атлас облаков. СПб.: Изд-во Д’АРТ, 2011. 248 с.

KN-01 SYNOP. Код для оперативной передачи данных приземных метеорологических наблюдений с сети станций Росгидромета / Под ред. Фахрутдинова Н.П. М.: Гидрометцентр России, 2013. 79 с.

Комаров В.С., Нахтигалова Д.П., Ильин С.Н., Лавриненко А.В., Ломакина Н.Я. Климатическое районирование территории Сибири по режиму общей и нижней облачности как основа для построения локальных облачных моделей атмосферы. Часть 1. Методические основы // Оптика атмосферы и океана. 2014. Т. 27. № 10. С. 895–898.

Комаров В.С., Матвиенко Г.Г., Ильин С.Н., Ломакина Н.Я. Оценка локальных особенностей долговременного из-

менения облачного покрова над территорией Сибири с использованием результатов ее климатического районирования по режиму общей и нижней облачности // Оптика атмосферы и океана. 2015. Т. 28. № 1. С. 59–65. Облака и облачная атмосфера. Справочник / Под ред. Мазина И.П., Хргиана А.Х. Л.: Гидрометеиздат, 1989. 647 с.

Руководство по приборам и методам наблюдений. Том V — Обеспечение качества и менеджмент систем наблюдений. Женева: Изд-во ВМО, 2018. 151 с.

Рыбакова Ж.В. Облака и их трансформация / Под ред. Кужевской И.В. Томск: Издательский дом ТГУ, 2020. 234 с.

Скороходов А.В., Астафуров В.Г., Евсюткин Т.В. Применение статистических моделей текстуры изображений и физических параметров облаков для их классификации на спутниковых снимках MODIS // Исслед. Земли из космоса. 2018. № 4. С. 43–58.

Скороходов А.В. Классификация облачности в ночное время суток по спутниковым данным VIIRS // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса, 2020. Т. 17. № 3. С. 240–251.

Чернокульский А.В., Мохов И.И. Сравнение современных глобальных климатологий облачности // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2009. Т. 6. № 2. С. 235–243.

Ackerman S.A., Frey R., Heidinger A., Li Y., Walther A., Platnick S., Meyer K.G., Wind G., Amarasinghe N., Wang C., Marchant B., Holz R.E., Dutcher S., Hubanks P. EOS MODIS and SNPP VIIRS Cloud Properties: User Guide for the Climate Data Record Continuity Level-2 Cloud Top and Optical Properties Product (CLDPROP). USA. Greenbelt, MD: Goddard Space Flight Center, 2019. 65 p. Barnes W.L., Pagano T.S., Salomonson V.V. Prelaunch characteristics of the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) on EOS-AM1 // IEEE T. Geosci. Remote. V. 36. № 20. P. 1088–1100.

Cairns B. Diurnal variations of cloud from ISCCP data // Atmospheric research. 1995. V. 37. № 1–3. P. 133–146.

Eastman R., Warren S.G. Diurnal cycles of cumulus, cumulonimbus, stratus, stratocumulus, and fog from surface ob-

servations over land and ocean // J. climate. 2014. V. 27. № 6. P. 2386–2404.

Escrig H. et al. Cloud detection, classification and motion estimation using geostationary satellite imagery for cloud cover forecast // Energy. 2013. V. 55. P. 853–859.

King M.D., Platnick S., Menzel W.P., Ackerman S.A., Hubanks P.A. Spatial and temporal distribution of clouds observed by MODIS onboard the Terra and Aqua satellites // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 2013. V. 51. P. 3826–3852.

Martin A.C. et al. Transport of pollution to a remote coastal site during gap flow from California's interior: impacts on aerosol composition, clouds, and radiative balance // Atmospheric Chemistry and Physics. 2017. V. 17. № 2. P. 1491–1509.

Ramanathan V., Cess R.D., Harrison E.F., Minnis P., Barkstrom B.R., Hartmann D.L. Cloud-radiative forcing and climate: Results from the Earth Radiation Budget Experiment // Science. 1989. V. 243. P. 57–63.

Shang H. et al. Diurnal cycle and seasonal variation of cloud cover over the Tibetan Plateau as determined from Himawari-8 new-generation geostationary satellite data // Scientific reports. 2018. V. 8. № 1. P. 1–8.

Stubenrauch C.J., Chédin A., Rädel G., Scott N.A., Serrar S. Cloud properties and their seasonal and diurnal variability from TOVS Path-B // J. Climate. 2006. V. 19. P. 5531–5553.

Stubenrauch C.J. et al. Assessment of global cloud datasets from satellites: Project and database initiated by the GEWEX Radiation Panel // Bull. Amer. Meteor. Soc. 2013. V. 94. P. 1031–1049.

Tapakis R., Charalambides A.G. Equipment and methodologies for cloud detection and classification: A review // Solar Energy. 2013. V. 95. P. 392–430.

Tritscher I. et al. Polar stratospheric clouds: Satellite observations, processes, and role in ozone depletion // Reviews of geophysics. 2021. V. 59. № 2. P. e2020RG000702.

Wing A.A. Self-aggregation of deep convection and its implications for climate // Current climate change reports. 2019. V. 5. № 1. P. 1–11.

Yin J., Porporato A. Diurnal cloud cycle biases in climate models // Nature communications. 2017. V. 8. № 1. P. 1–8.

Short-Term Variability of Single-Layer Cloud Field Structure over Western Siberia from MODIS and VIIRS Satellite Data

A. V. Skorokhodov¹ and V. G. Astafurov¹

¹V.E. Zuev Institute of Atmospheric Optics Siberian branch of RAS, Tomsk, Russia

We propose a methodology for analyzing the short-term variability of cloud field structure and its parameters using night and day satellite data from MODIS and VIIRS. This approach consists in using the detailed results of cloud classification on serial day and night images from space of a single region of the planet. The proposed methodology makes it possible not only to determine the kind of cloud transformation (from one cloud type into another), but to obtain quantitative estimates of changes in cloud features in this case also. We discuss the results of testing this approach using the example of satellite data for Western Siberia from 2017 to 2020 from October to March. The most frequently occurring types of cloud transformations during the time interval under consideration were identified and main causes of this modification were singled out. The results of assessing the reliability of cloud classification using night VIIRS images compared with data from ground-based weather stations in the region are presented.

Keywords: Western Siberia, cloud classification, short-term variability, cloud features, cloud transformation, MODIS, VIIRS

REFERENCES

- Ackerman S.A., Frey R., Heidinger A., Li Y., Walther A., Platnik S., Meyer K.G., Wind G., Amarasinghe N., Wang C., Marchant B., Holz R.E., Dutcher S., Hubanks P. EOS MODIS and SNPP VIIRS Cloud Properties: User Guide for the Climate Data Record Continuity Level-2 Cloud Top and Optical Properties Product (CLDPROP). USA. Greenbelt, MD: Goddard Space Flight Center, 2019. 65 p.
- Astafurov V.G., Skorokhodov A.V., Kur'yanovich K.V. Issledovanie mnogoletnikh trendov kharakteristik oblachnosti v letnee vremya nad Zapadnoi Sibir'yu po sputnikovym dannym [Study of multiyear trends for cloud features in summer over Western Siberia by satellite data] // Materialy 19-i Mezhdunarodnoi konferentsii "Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa". 15–19 noyabrya 2021 g. Moskva. 2021. P. 148. (In Russian).
- Astafurov V.G., Skorokhodov A.V., Kur'yanovich K.V. Statisticheskie modeli kharakteristik oblachnosti nad Zapadnoi Sibir'yu v letnii period po dannym MODIS [Summer statistical models of cloud parameters over Western Siberia according to MODIS data] // Meteorologiya i gidrologiya. 2021. № 11. P. 20–35. (In Russian).
- Barnes W.L., Pagano T.S., Salomonson V.V. Prelaunch characteristics of the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) on EOS-AM1 // IEEE T. Geosci. Remote. V. 36. № 20. P. 1088–1100.
- Bespalov D.P., Devyatkin A.M., Dovgalyuk Yu.A., Kondratyuk V.I., Kuleshov Yu.V., Svetlova T.P., Suvorov S.S., Timofeev V.I. Atlas oblakov [Cloud Atlas]. Saint Petersburg: Izd-vo D'ART, 2011. 248 p. (In Russian).
- Cairns B. Diurnal variations of cloud from ISCCP data // Atmospheric research. 1995. V. 37. № 1–3. P. 133–146.
- Chernokul'skii A.V., Mokhov I.I. Sravnenie sovremennykh global'nykh klimatologii oblachnosti [Comparison of global cloud climatologies] // Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa. 2009. V. 6. № 2. P. 235–243. (In Russian).
- Eastman R., Warren S.G. Diurnal cycles of cumulus, cumulonimbus, stratus, stratocumulus, and fog from surface observations over land and ocean // J. climate. 2014. V. 27. № 6. P. 2386–2404.
- Eserig H. et al. Cloud detection, classification and motion estimation using geostationary satellite imagery for cloud cover forecast // Energy. 2013. V. 55. P. 853–859.
- King M.D., Platnick S., Menzel W.P., Ackerman S.A., Hubanks P.A. Spatial and temporal distribution of clouds observed by MODIS onboard the Terra and Aqua satellites // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 2013. V. 51. P. 3826–3852.
- KN-01 SYNOP. Kod dlya operativnoi peredachi dannyykh prizemnykh meteorologicheskikh nablyudenii s seti stantsii Rosgidrometa [KN-01 SYNOP. Code for operational transmission the data of surface meteorological observations from Roshydromet station network] / Pod red. Fakhrutdinova N.P. Moscow: Gidromettsentr Rossii, 2013. 79 p. (In Russian).
- Komarov V.S., Nakhtigalova D.P., Il'in S.N., Lavrinenko A.V., Lomakina N.Ya. Klimaticheskoe raionirovanie territorii Sibiri po rezhimu obshchei i nizhnei oblachnosti kak osnova dlya postroeniya lokal'nykh oblachnykh modelei atmosfery. Chast' 1. Metodicheskie osnovy [Climatic zoning of the Siberia territory according to the total and lower cloudiness conditions as a basis for construction of local cloud atmosphere models. Part 1. Methodical bases] // Optika atmosfery i okeana. 2014. V. 27. № 10. P. 895–898. (In Russian).
- Komarov V.S., Matvienko G.G., Il'in S.N., Lomakina N.Ya. Otsenka lokal'nykh osobennostei dolgovremennogo izmeneniya oblachnogo pokrova nad territoriei Sibiri s ispol'zovaniem rezul'tatov ee klimaticheskogo raionirovaniya po rezhimu obshchei i nizhnei oblachnosti [Evaluation of local features of longterm changes in cloud cover over the territory of Siberia from results of climatic zoning according to total and low cloudiness conditions] // Optika atmosfery i okeana. 2015. V. 28. № 1. P. 59–65. (In Russian).
- Martin A.C. et al. Transport of pollution to a remote coastal site during gap flow from California's interior: impacts on aerosol composition, clouds, and radiative balance // Atmospheric Chemistry and Physics. 2017. V. 17. № 2. P. 1491–1509.
- Oblaka i oblachnaya atmosfera. Spravochnik [Clouds and cloudy atmosphere. Handbook] / Pod red. Mazina I.P., Khrgiana A.Kh. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1989. 647 p. (In Russian).
- Ramanathan V., Cess R.D., Harrison E.F., Minnis P., Barkstrom B.R., Hartmann D.L. Cloud-radiative forcing and climate: Results from the Earth Radiation Budget Experiment // Science. 1989. V. 243. P. 57–63.
- Rukovodstvo po priboram i metodam nablyudenii. Tom V – Obespechenie kachestva i menedzhment sistem nablyudenii [Handbook on instruments and methods of observation. Volume V – Quality assurance and management of observing systems]. Zheneva: Izd-vo VMO, 2018. 151 p. (In Russian).
- Rybakova Zh.V. Oblaka i ikh transformatsiya [Clouds and their transformation] / Pod. red. Kuzhevskoi I.V. Tomsk: Izdatel'skii dom TGU, 2020. 234 p. (In Russian).
- Shang H. et al. Diurnal cycle and seasonal variation of cloud cover over the Tibetan Plateau as determined from Himawari-8 new-generation geostationary satellite data // Scientific reports. 2018. V. 8. № 1. P. 1–8.
- Skorokhodov A.V., Astafurov V.G., Evsyutkin T.V. Primenenie statisticheskikh modelei tekstury izobrazhenii i fizicheskikh parametrov oblakov dlya ikh klassifikatsii na sputnikovyykh snimkakh MODIS [Application of statistical models of image textures and physical parameters of clouds for their classification on MODIS satellite imagery] // Issledovanie Zemli iz kosmosa. 2018. № 4. P. 43–58. (In Russian).
- Skorokhodov A.V. Klassifikatsiya oblachnosti v nochnoe vremya sutok po sputnikovym dannym VIIRS [Nighttime cloud classification by VIIRS satellite data] // Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa. 2020. V. 17. № 3. P. 240–251. (In Russian).
- Stubenrauch C.J., Chédin A., Rädcl G., Scott N.A., Serrar S. Cloud properties and their seasonal and diurnal variability from TOVS Path-B // J. Climate. 2006. V. 19. P. 5531–5553.
- Stubenrauch C.J. et al. Assessment of global cloud datasets from satellites: Project and database initiated by the GEWEX Radiation Panel // Bull. Amer. Meteor. Soc. 2013. V. 94. P. 1031–1049.
- Tapakis R., Charalambides A.G. Equipment and methodologies for cloud detection and classification: A review // Solar Energy. 2013. V. 95. P. 392–430.
- Tritscher I. et al. Polar stratospheric clouds: Satellite observations, processes, and role in ozone depletion // Reviews of geophysics. 2021. V. 59. № 2. P. e2020RG000702.
- Wing A.A. Self-aggregation of deep convection and its implications for climate // Current climate change reports. 2019. V. 5. № 1. P. 1–11.
- Yin J., Porporato A. Diurnal cloud cycle biases in climate models // Nature communications. 2017. V. 8. № 1. P. 1–8.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

РЕГИСТРАЦИЯ ИЗ КОСМОСА АНОМАЛЬНЫХ ВАРИАЦИЙ ТЕПЛОВЫХ ПОЛЕЙ ПРИ СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЯХ НА ТЕРРИТОРИИ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА С 2017 ПО 2022 гг.

© 2022 г. В. Г. Бондур^а, *, О. С. Воронова^а

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

*E-mail: office@aerocosmos.info

Поступила в редакцию 26.09.2022 г.

С использованием спутниковых данных, исследованы изменения тепловых полей при подготовке и протекании землетрясений с магнитудами 4.2–4.8, произошедших на территории Северного Кавказа с 2017 по 2022 гг. Анализировались значения температур земной поверхности, приповерхностного слоя атмосферы, уходящего длинноволнового излучения, а также относительной влажности у поверхности, зарегистрированные из космоса. Сопоставление изменения тепловых полей при подготовке сейсмических явлений проводилось для землетрясений, эпицентры которых были расположены в зоне схожих геологических структур, таких как Складчато-глыбовые сооружения Большого Кавказа и Предкавказские краевые прогибы. Обнаружена схожесть изменения температур, относительной влажности и колебаний уходящего длинноволнового излучения для ряда землетрясений. Наибольшая схожесть характера изменений нормализованных значений уходящего длинноволнового излучения, выявленная в период подготовки всех проанализированных сейсмических событий, несмотря на разницу в местоположениях их эпицентров. Полученные результаты могут быть использованы в качестве краткосрочных предвестников сейсмических событий, регистрируемых из космоса.

Ключевые слова: природные катастрофы, землетрясения, предвестники землетрясений, тепловые аномалии, дистанционное зондирование Земли, спутниковые данные

DOI: 10.31857/S0205961422060021

ВВЕДЕНИЕ

Землетрясения относятся к одним из наиболее опасных видов природных катастроф, мониторинг которых является актуальной и сложной задачей, имеющей важное значение (Соболев, Пonomarev, 2003). Они представляют собой динамические явления, происходящие обычно из-за движений земной коры, в процессе которых высвобождается энергия, передаваемая в окружающую среду. Эта энергия воздействует на литосферу, атмосферу и ионосферу, вызывая аномальные изменения их параметров, которые могут использоваться в качестве предвестников значительных сейсмических событий (Saradjian, Akhoondzadeh, 2011). Для выявления таких аномальных, предвестниковых изменений различных геофизических параметров перспективно использование данных дистанционного зондирования Земли из космоса (Бондур, Зверев, 2005; Бондур, Смирнов, 2005; Jiao et al., 2018). Спутниковые данные позволяют регистрировать различные предвестники, в том числе такие, как: геодинамические, связанные с изменением характера систем линеаментов (Бондур, Зверев, 2005); аномалии параметров

ионосферы (Бондур, Смирнов, 2005; Пулинец и др., 2010; Saradjian, Akhoondzadeh, 2011; Смирнов и др., 2018); вариации тепловых полей (Ouzounov et al., 2007; Бондур, Воронова, 2020; Жуков и др. 2010).

Основными преимуществами дистанционного зондирования из космоса по сравнению с традиционными геофизическими подходами к мониторингу сейсмоопасных территорий, а также с методами, основанными на использовании геохимических моделей (Бондур и др., 2016а, 2016б) или метода сейсмической энтропии (Акопян и др., 2017) являются: большой пространственный охват, непрерывность, стабильность и доступность получаемых данных (Бондур и др., 2020).

Космические данные, полученные в тепловом ИК-диапазоне спектра электромагнитных волн, являются достаточно надежным источником информации, необходимой для регистрации и изучения крупномасштабных и быстро меняющихся тепловых аномалий в сейсмоопасных регионах (Tronin et al., 2004; Бондур, Воронова, 2020). Спутниковый мониторинг позволяет достаточно

быстро фиксировать аномалии, которые содержат информацию об изменении температуры земной поверхности, связанной с движением земной коры. Более того, спутниковые данные позволяют выявить крупномасштабные линейные структуры и краткосрочные (от нескольких дней до недели) вариации тепловых аномалий на границах тектонических плит и активных разломов (Вилор, Минько, 2002; Tronin et al., 2004; Filizzola et al., 2004; Tramutoli et al., 2005; Tronin et al., 2010; Jiao et al., 2018; Бондур, Воронова, 2020).

В настоящей работе, для проведения исследований использовались такие значимые параметры тепловых полей, связанные с сейсмической активностью, как: температура земной поверхности (SST), температура приповерхностного слоя атмосферы (SAT), а также изменения относительной влажности (RHS) и уходящего длинноволнового излучения (OLR) (Бондур, Воронова, 2020; Ouzounov et al., 2007). Температура приповерхностного слоя и относительная влажность являются важными физическими величинами, которые характеризуют состояние атмосферы, прежде всего в ее пограничном слое (Pulinets et al., 2006). Регистрация изменений уходящего длинноволнового излучения позволяет выявить аномальные процессы на верхней границе облачности в период подготовки сейсмических явлений (Ouzounov et al., 2007).

Целью проведения настоящих исследований являлось выявление изменений в многолетних рядах спутниковых данных, полученных с помощью одного и того же прибора в пределах одной сейсмоопасной территории. Это позволяло исключать влияние факторов сезонности, а также погрешностей, связанных с использованием различных спутниковых приборов.

В данной работе представлены результаты исследований аномальных изменений тепловых полей, возникающих в период подготовки и протекания сейсмических событий на территории Северного Кавказа в период времени с 2017 по 2022 гг. Для исследований были выбраны землетрясения с относительно небольшими магнитудами от 4.2–4.8, наиболее часто происходящими на исследуемой территории, которые могут иметь серьезные последствия и служить причиной возникновения других опасных природных процессов, таких как: камнепады, оползни, снежные лавины, грязевые потоки и др.

ОСОБЕННОСТИ ИССЛЕДУЕМОГО РЕГИОНА

Объектом исследований в данной работе была выбрана территория Северного Кавказа, которая характеризуется самой высокой сейсмичностью в европейской части России (Уломов и др., 2007; Is-

mail-Zadeh et al., 2020). Являясь частью Альпийско-Гималайского складчатого пояса, расположенного между Черным и Каспийским морями, эта территория представляет собой сложную систему альпийских складчатых сооружений с активными тектоническими движениями. Современное строение, геодинамика и сейсмичность Кавказского региона определяются субмеридиональными сокращениями, связанными с продолжающимися сближениями Аравийской и Евразийскими плитами литосферы (Рогожин и др., 2015; Dzeboev et al., 2019).

Большой Кавказ состоит из крупного складчато-надвигового сооружения в составе альпийского подвижного пояса, расположенное между его северной ветвью (дуга Малого Кавказа) и Скифской плитой на севере. Вместе с сооружениями Крыма и Копетдага оно образует крупную линейную структуру, отделяемую Закавказским срединным массивом, а также плитами Черного и Каспийского морей от основных частей Альпийско-Гималайского подвижного пояса (Яковлев, 2012).

Наиболее сейсмоактивными областями восточной территории Кавказа являются сеймоопасные зоны Дагестана, Чечни, Ингушетии и Северной Осетии (Уломов и др., 2007).

Из крупных сейсмических событий, произошедших на Кавказе следует отметить землетрясения, состоявшиеся на: территории Дагестана в 1830 г. ($M = 6.3$) и в 1970 г. ($M = 6.6$); территории Чечни — Черногорское землетрясение в 1976 г. ($M = 6.2$). В западной части региона, вблизи границы России, произошли Тебердинское (1905 г., $M = 6.4$) и Чхалтинское (1963 г., $M = 6.4$) землетрясения. Самые крупные из известных землетрясений Кавказа, ощущавшихся на территории России, происходили в Азербайджане в 1902 г. (Шемаха, $M = 6.9$), в Армении в 1988 г. (Спитак, $M = 6.9$). На смежной с Северным Кавказом Скифской плите местная сейсмичность связана со Ставропольским поднятием, частично охватывающим Адыгею, Ставропольский и Краснодарский края. Магнитуды известных землетрясений в этом регионе пока не превышали $M = 6.5$ (Уломов и др., 2007).

При этом следует отметить, что на территории Северного Кавказа чаще всего происходят землетрясения с магнитудами менее 5 (<https://earthquake.usgs.gov/>).

В табл.1 представлена информация о землетрясениях, исследуемых в настоящей работе (дата, магнитуда и координаты). Глубина залегания очага у всех выбранных сейсмических событий составляла величину порядка 10 км.

На рис. 1 приведена схематическая геологическая карта Северного Кавказа (Рогожин и др., 2015), на которой отмечены места землетрясений с магнитудами 4.2–4.8, произошедших в период времени с 2017 по 2022 гг.

Таблица 1. Список исследуемых землетрясений, произошедших на территории Кавказа с 2017 по 2022 гг.

№ п/п	Дата	Магнитуда	Координаты эпицентра (широта/долгота)
1	14.03.2022	4.5	42.655/45.335
2	24.05.2021	4.4	42.759/45.141
3	28.07.2021	4.7	42.747/46.545
4	03.09.2021	4.8	42.263/46.033
5	06.02.2020	4.3	43.400/46.054
6	12.12.2020	4.7	43.155/45.529
7	24.05.2019	4.5	43.056/47.183
8	24.04.2018	4.2	44.993/37.559
9	09.06.2018	4.3	43.040/46.219
10	24.11.2018	4.4	45.008/38.613
11	06.03.2017	4.5	43.355/45.812
12	24.08.2017	4.4	44.295/41.701

Произошедшие землетрясения (см. рис. 1) были расположены, в основном, в восточной части Северного Кавказа. При этом большая часть из них была сосредоточена в зоне Предкавказского краевого прогиба.

МЕТОДИКА ПРОВЕДЕНИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ

Наиболее вероятным физическим механизмом, ответственным за формирование тепловых аномалий, возникающих при подготовке земле-

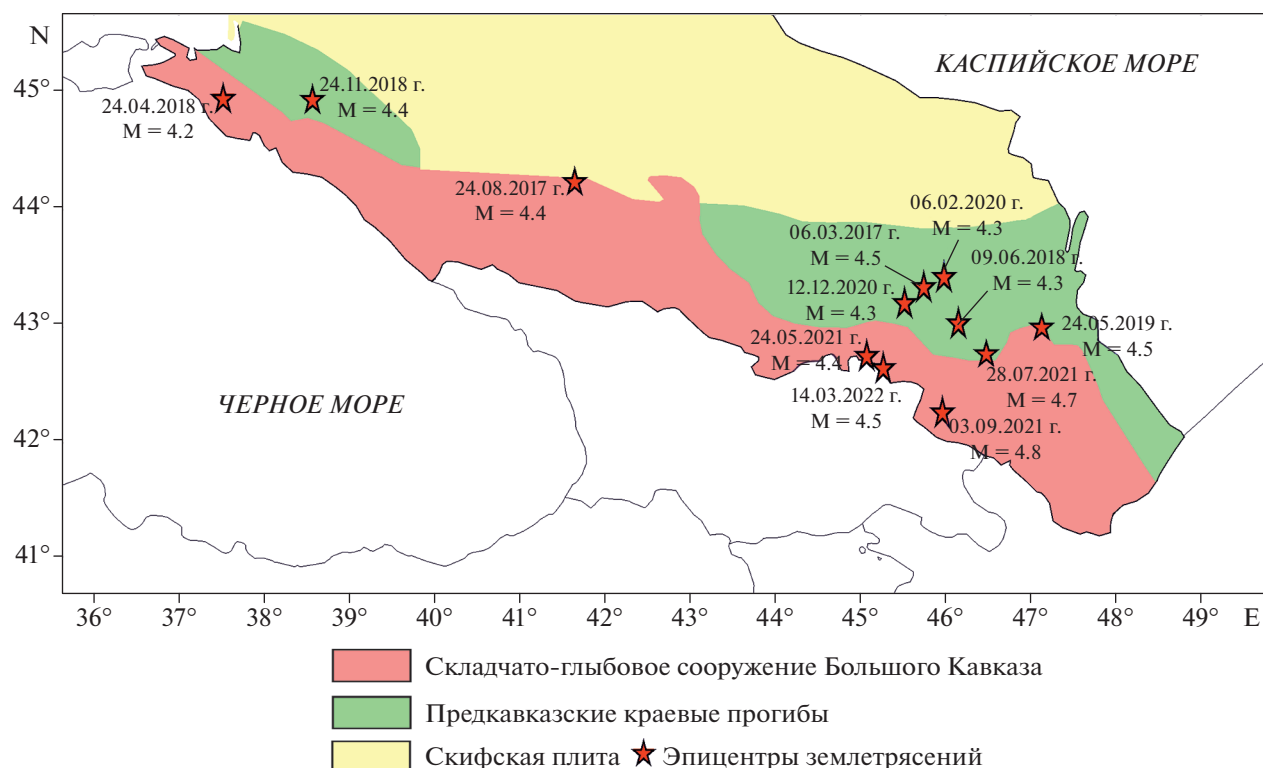


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Северного Кавказа с эпицентрами землетрясений, произошедшими с 2017 по 2020 гг., магнитуды 4.2–4.8.

трясений, является выделение скрытой теплоты испарения при конденсации паров воды на ионах, образуемых при ионизации приземного слоя воздуха (Пулинец и др., 2010, 2015). Этот процесс позволяет отслеживать пространственное распределение и динамику изменений тепловых аномалий в период подготовки и протекания сейсмических событий. При этом следует отметить, что процесс трансформации тепла, который начинается с поверхности Земли и распространяется на различные высоты атмосферы вплоть до верхней границы облаков (Ouzounov et al., 2007; Бондур, Воронова, 2020).

В период подготовки землетрясений возникают различные тепловые аномалии. К ним можно отнести: повышение температуры земной поверхности (LST) и аномальные потоки уходящего длинноволнового излучения (OLR) на высоте ~12 км (Тронин, Сараф, 2010, Ouzounov, D., Freund 2004, Бондур, Воронова, 2020; Pulinets S.A., Ouzounov 2011, Tramutoli et al., 2013, Jiao 2018). К тепловым аномалиям можно отнести также атмосферные аномалии, непосредственно связанные с изменениями температуры — изменения влажности и давления. В результате таких аномальных изменений формируются области, указывающие на эпицентр будущего землетрясения. Признаками подготовки землетрясений являются не только появление тепловых аномалий, но и их временная динамика. В частности, для ряда землетрясений была обнаружена определенная форма изменений суточного диапазона температуры воздуха и относительной влажности (Pulinets et al., 2006).

В настоящей работе исследование аномалий тепловых полей, вызванных активизацией сейсмической деятельности, основано на сборе и обработке космических изображений, полученных в ИК-диапазоне спектра электромагнитных волн. Одним из условий для таких исследований является то, что эндогенная энергия в зонах сейсмической активности концентрируется в виде регионального теплового потока, определенная часть которого отчетливо фиксируется с борта космических аппаратов с помощью аппаратуры в ИК-диапазоне спектра электромагнитных волн (Вилор, Минько, 2002).

В процессе проведения исследований анализировались следующие информационные продукты 3-го уровня обработки данных прибора AIRS, формировавшиеся с пространственным разрешением $1^\circ \times 1^\circ$:

- температура поверхности (SST);
- температура приповерхностного слоя атмосферы (SAT);
- относительная влажность у поверхности (RHS);
- уходящее длинноволновое излучение (OLR) (Hearty et al., 2013).

Использование данных, полученных с одного прибора, позволило проанализировать многолетние изменения тепловых полей и выявить их аномальные значения, регистрируемые перед сейсмическими событиями.

В настоящей работе обработка многолетних спутниковых данных, полученных с помощью прибора AIRS (спутник Aqua), осуществлялась для выявления пространственно-временных вариаций значимых параметров тепловых полей с использованием разработанного специального программного модуля (Бондур, Воронова, 2020), а также путем пространственного и временного осреднения данных в исследуемом регионе.

В разработанном программном модуле использовался нормализованный индекс (Ni), рассчитываемый по формуле:

$$Ni = (S_d - S^*)/\sigma, \quad (1)$$

где S_d — данные за текущий день; S^* — среднее арифметическое для данных, полученных за прошлые годы; σ — стандартное отклонение.

Для сопоставления полученных результатов и применения аналитических алгоритмов осуществлялась нормализация значимых параметров тепловых полей с использованием стандартного отклонения. Это позволяло преобразовать диапазон изменения используемых значимых параметров тепловых полей, к величинам, не зависящим от единиц измерения, для сопоставления полученных результатов (Бондур, Воронова, 2020).

Проведено осреднение нормализованных значений значимых параметров тепловых полей, зарегистрированных в зоне радиуса активизации сейсмической деятельности. Для расчетов использовалась формула Добровольского (Добровольский и др., 1980):

$$R = 10^{0.43M}, \quad (2)$$

где M — магнитуда землетрясения.

Для землетрясений с магнитудами до 4.8 был выбран радиус осреднения 200 км, центром которого являлись эпицентры произошедших землетрясений.

Для анализа изменчивости тепловых полей при подготовке и протекании землетрясений, произошедших на Северном Кавказе в период с 2017 по 2022 гг., были систематизированы и обработаны космические данные, полученные прибором AIRS (спутник Aqua), в ночное время суток. Спутниковые данные были получены в периоды времени за 20 дней до главных сейсмических событий и через 3 дня после них. Для нормализации использовались данные за предшествующие годы (с 2004 г.). В результате обработки систематизированных спутниковых данных были получены нормализованные значения исследуемых значимых параметров тепловых полей (SST, SAT, RHS,

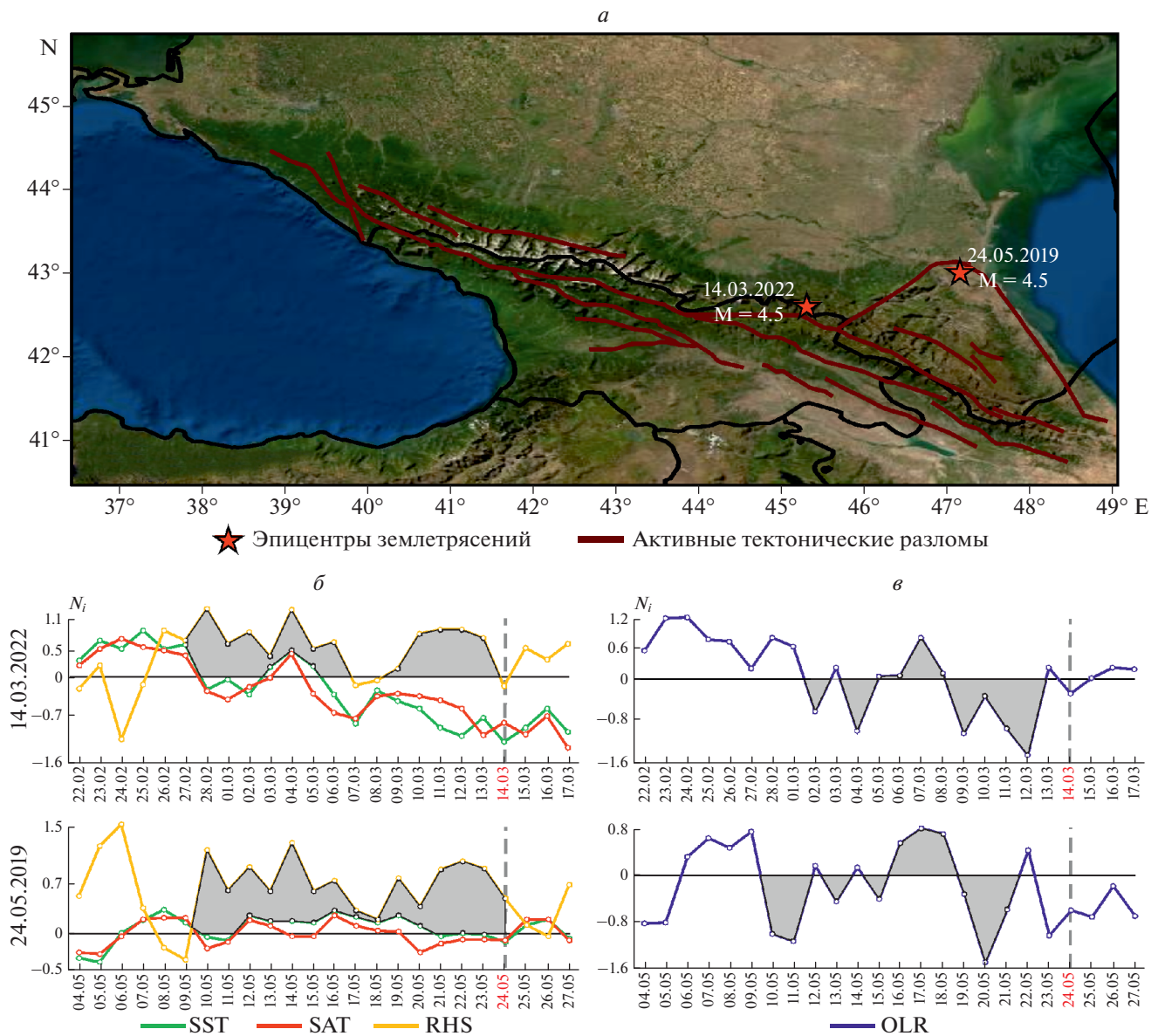


Рис. 2. Карта расположения эпицентров землетрясений, произошедших 14 марта 2022 г. ($M = 4.5$) и 24 мая 2019 г. ($M = 4.5$) (*a*) и изменения значений тепловых полей в период их подготовки: температуры земной поверхности, приповерхностного слоя атмосферы и относительной влажности (*б*); уходящего длинноволнового излучения (*б'*).

OLR) и проведено их пространственно-временное осреднение в пределах радиуса зоны активизации сейсмической деятельности (200 км). Аномальными считались значения этих параметров, которые соответствовали положительному или отрицательному отклонению от данных предшествующих лет (с 2004 г.).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ АНАЛИЗ

Изменения значимых параметров тепловых полей представлены в виде графиков на рис. 2–5.

На картах, представленных на этих рисунках, показано расположение эпицентров землетрясений с нанесенными основными активными разломами на территории Северного Кавказа. (Tan and Taymaz, 2006; Forte et al., 2014; Tsereteli et al., 2016; Tibaldi et al., 2019).

На рис. 2, *a* изображена карта с эпицентрами землетрясений, произошедшими на исследуемой территории 14 марта 2022 г. ($M = 4.5$) и 24 мая 2019 г. ($M = 4.5$), а также графики изменения исследуемых значимых параметров тепловых полей в период подготовки этих сейсмических событий (рис. 2, *б*, 2, *б'*). Эпицентры данных землетрясений

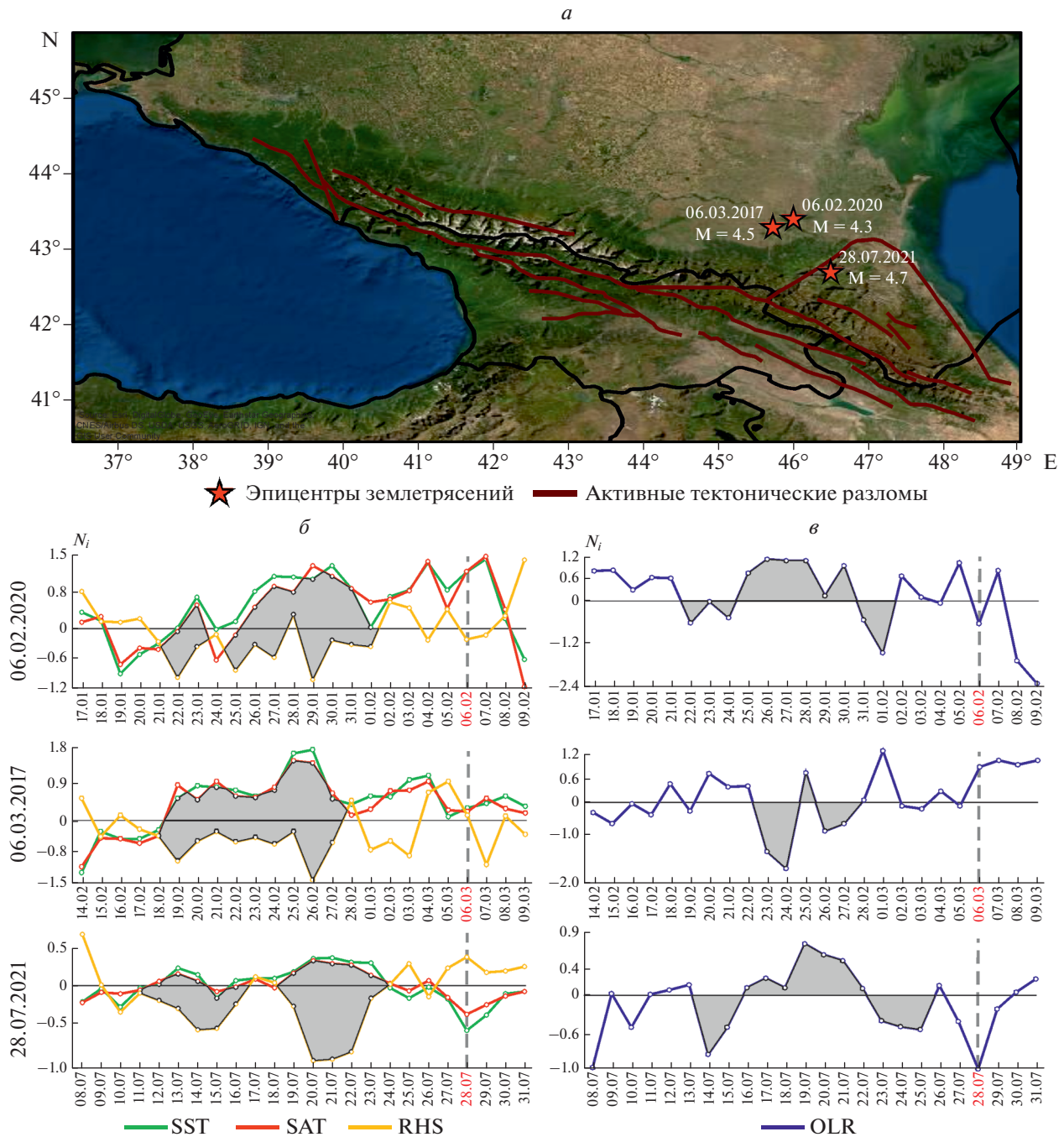


Рис. 3. Карта расположения эпицентров землетрясений, произошедших 06 февраля 2020 г. ($M = 4.3$), 06 марта 2017 г. ($M = 4.5$) и 28 июля 2021 г. ($M = 4.7$) (*a*) и изменения значений тепловых полей в период их подготовки: температуры земной поверхности, приповерхностного слоя атмосферы и относительной влажности (*б*); уходящего длинноволнового излучения (*в*).

находились в зоне Складчато-глыбового сооружения Большого Кавказа (см. рис. 1).

Сопоставление результатов обработки полученных космических данных, приведены на рис. 2, *б*, 2, *в*. Анализ этого рисунка позволил выявить схожий характер изменений различных значимых параметров тепловых полей (SST, SAT,

RHS, OLR) в период подготовки и протекания исследуемых землетрясений. Начиная с 28 февраля 2022 г. и с 10 мая 2019 г. (за 14 дней до землетрясения), наблюдалось превышение нормализованных значений относительной влажности (RHS) по сравнению с прошлыми годами. При этом значения нормализованного индекса достигали ве-

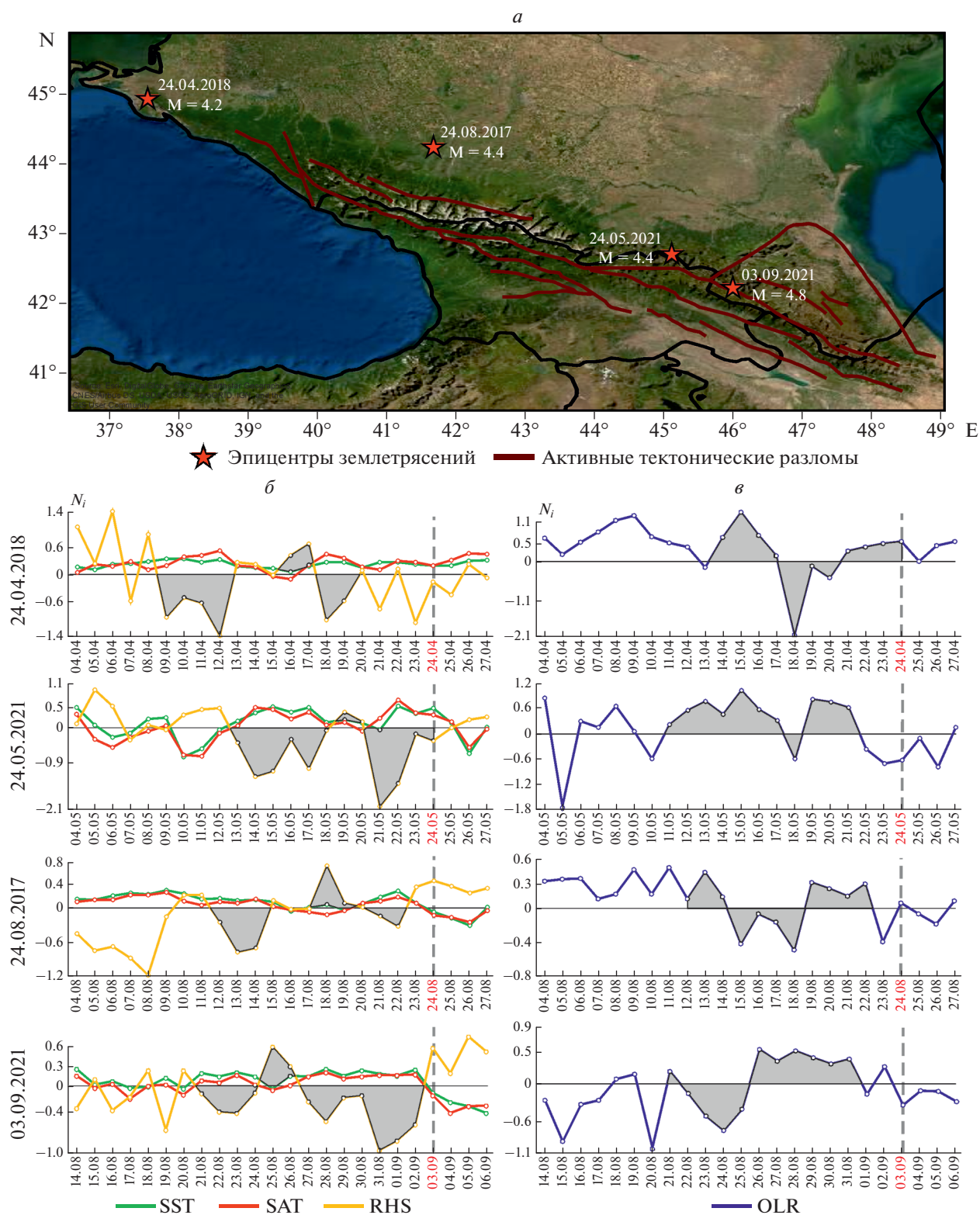


Рис. 4. Карта расположения эпицентров землетрясений, произошедших 24 апреля 2018 г. ($M = 4.2$), 24 августа 2017 г. ($M = 4.4$), 24 мая 2021 г. ($M = 4.4$) и 03 сентября 2021 г. ($M = 4.8$) (а) и изменения значений тепловых полей в период их подготовки: температуры земной поверхности, приповерхностного слоя атмосферы и относительной влажности (б); уходящего длинноволнового излучения (в).

значений, выделенные на рис. 2, *в*. За 14 дней (28 февраля 2022 г.) до землетрясения, произошедшего 14 марта 2022 г., было зафиксировано начало предвестникового периода изменений OLR. Значения нормализованного индекса OLR, 28 февраля 2022 г., составили $N_i = 0.8$. Схожие колебания OLR перед землетрясением, состоявшимся 24 мая 2019 г. были обнаружены за 15 дней (9 мая 2019 г.) до сейсмического события. При этом 9 мая 2019 г. значения нормализованного индекса OLR составили $N_i = 0.7$.

На рис. 3, *б*, 3, *в* представлены результаты исследований динамики тепловых полей в период подготовки землетрясений, произошедших 06 февраля 2020 г. ($M = 4.3$), 06 марта 2017 г. ($M = 4.5$) и 28 июля 2021 г. ($M = 4.7$), эпицентры (рис. 3, *а*) которых были расположены в зоне Предкавказского краевого прогиба (см. рис. 1).

Анализ вариаций тепловых полей, приведенных на рис. 3, *б*, показал, что во время подготовки сейсмических событий выявлены периоды падения относительной влажности (RHS) и рост значений температур (SST, SAT) с 21 января по 01 февраля 2020 г., с 18 февраля по 29 февраля 2017 г., а также с 11 июля по 24 июля 2021 г. Значения нормализованного индекса относительной влажности доходили до $N_i = -1.5$, а значения нормализованного индекса температур до $N_i = 1.8$.

По нормализованным значениям уходящего длинноволнового излучения (OLR) были обнаружены схожие колебания (выделенные на рис. 3, *в*) в период подготовки землетрясений: за 16 дней (21 января 2020 г.) до землетрясения, произошедшего 06 февраля 2020 г., за 14 дней (20 февраля 2017 г.) до землетрясения, состоявшегося 06 марта 2017 г. и за 15 дней (13.07.2021 г.) до сейсмического события, произошедшего 28 июля 2021 г.

Результаты обработки космических данных для исследования изменений тепловых полей в период подготовки землетрясений, состоявшихся 24 апреля 2018 г. ($M = 4.2$), 24 августа 2017 г. ($M = 4.4$), 24 мая 2021 г. ($M = 4.4$) и 03 сентября 2021 г. ($M = 4.8$), приведены на рис. 4, *б*, 4, *в*. Эпицентры произошедших землетрясений (рис. 4, *а*) располагались вдоль Складчато-глыбового сооружения Большого Кавказа (см. рис. 1).

При анализе результате проведенной обработки космических данных выявлены схожие колебания нормализованных значений тепловых полей, область которых выделена на рис. 4, *б*, 4, *в* серым цветом. Изменения нормализованных значений температур (SST, SAT) и относительной влажности (RHS) в апреле (для землетрясения, произошедшего 24 апреля 2018 г.) и в мае (для землетрясения, произошедшего 24 мая 2021 г.) позволили выявить противофазные колебания в период подготовки сейсмических событий. Значения нормализованного индекса температур доходили до

$N_i = 0.7$, а значения относительной влажности до $N_i = -2$. Рост температур и падение относительной влажности представляют собой атмосферные процессы, сопровождающие подготовку сейсмического события (Prasad, et al., 2005; Pulinets et al., 2006).

Нормализованные значения SST, SAT, RHS в августе (для землетрясения, произошедшего 24 августа 2017 г.) и сентябре (для землетрясения, состоявшегося 03 сентября 2021 г.) имеют схожий характер изменения, выделенный на рис. 4, *б*.

Проведенный анализ нормализованных значений уходящего длинноволнового излучения (OLR) позволил обнаружить схожие колебания в период подготовки землетрясений (рис. 4, *в*). Аномальные изменения OLR были зафиксированы в среднем от 14–16 дней до произошедших землетрясений 24.04.2018 г. (значения нормализованного индекса до $N_i = 1.1$), 24.05.2021 г. (значения нормализованного индекса $N_i = 0.8$); 24.08.2017 г. (значения нормализованного индекса до $N_i = 0.5$), и 03.09.2021 г. (значения нормализованного индекса до $N_i = 0.5$).

Карта расположения эпицентров землетрясений, произошедших 09 июня 2018 г. ($M = 4.3$), 24 ноября 2018 г. ($M = 4.4$), 12 декабря 2020 г. ($M = 4.3$) изображена на рис. 5, *а*, графики изменений значимых параметров тепловых полей приведены на рис. 5, *б*, 5, *в*. Эпицентры этих землетрясений располагались в зоне Предкавказских краевых прогибов (см. рис. 1).

Анализ результатов обработки спутниковых данных, представленных на рис. 5, *б*, 5, *в*, позволил выявить предвестниковые изменения значимых параметров тепловых полей в период подготовки сейсмических событий, состоявшихся 09 июня 2018 г. ($M = 4.3$), 24 ноября 2018 г. ($M = 4.4$), 12 декабря 2020 г. ($M = 4.3$).

За 9–11 дней до произошедших землетрясений выявлены аномальные превышения значений нормализованного индекса (до $N_i = 1$) относительной влажности (RHS), по сравнению с прошлыми годами (начиная с 2004 г.). В эти же дни были зафиксированы падения нормализованных индексов температур (SST и SAT), которые достигали значений $N_i = -1.5$ (рис. 5, *б*). Максимальные нормализованные значения индексов уходящего длинноволнового излучения (OLR) достигали величин $N_i = 1$ (рис. 5, *в*) и были обнаружены 24 мая и 28 мая 2018 г. (за 13 и 16 дней до землетрясения, произошедшего 09 июня 2018 г.), 09 ноября 2018 г. (за 15 дней до землетрясения, произошедшего 24 ноября 2018 г.) и 28 ноября 2020 г. (за 14 дней до землетрясения, произошедшего 12 декабря 2020 г.).

Проведенные исследования вариаций тепловых полей в период подготовки землетрясений, произошедших на Северном Кавказе с 2017 по

Таблица 2. Временная последовательность появления положительных аномалий тепловых полей, обнаруженная перед землетрясениями, произошедшими на Северном Кавказе с 2017 по 2022 гг. (М от 4.2 до 4.8)

Дата землетрясения	Время появления тепловых аномалий перед землетрясениями			
	для температуры поверхности	для температуры приповерхностного слоя атмосферы	для относительной влажности у поверхности	для уходящего длинноволнового излучения
14.03.2022	за 10 дней	за 10 дней	за 14 дней	за 14 дней
24.05.2021	за 10 дней	за 10 дней	за 13 дней	за 16 дней
28.07.2021	за 8 дней	за 8 дней	за 3 дня	за 9 дней
03.09.2021	за 11 дней	за 11 дней	за 9 дней	за 15 дней
06.02.2020	за 7 дней	за 8 дней	за 4 дня	за 11 дней
12.12.2020	—	за 9 дней	за 10 дней	за 14 дней
24.05.2019	за 12 дней	за 12 дней	за 14 дней	за 15 дней
24.04.2018	за 12 дней	за 12 дней	за 7 дней	за 15 дней
09.06.2018	за 14 дней	за 14 дней	за 9 дней	за 16 дней
24.11.2018	—	—	за 11 дней	за 15 дней
06.03.2017	за 9 дней	за 9 дней	за 6 дней	за 14 дней
24.08.2017	за 10 дней	за 10 дней	за 6 дней	за 15 дней

2022 гг. (М от 4.2 до 4.8) позволили выявить временную последовательность появления положительных аномалий, которая представлена в табл. 2.

Анализ табл. 2 показал следующее: повышение нормализованных значений уходящего длинноволнового излучения происходило в среднем за 14 дней до землетрясений; положительные аномалии температур земной поверхности и приповерхностного слоя атмосферы проявлялись в среднем за 10 дней до сейсмических событий; а увеличение нормализованных значений относительной влажности проявлялись за 8 дней.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей работе по спутниковым данным были проанализированы вариации тепловых полей в процессе подготовки и протекания землетрясений с магнитудами от 4.2 до 4.8, произошедших на территории Северного Кавказа с 2017 по 2022 гг.

Для исследуемых землетрясений, эпицентры которых располагались в зоне одинаковых геологических структур, выявлены схожие изменения тепловых полей в периоды их подготовки.

Схожие изменения тепловых полей были обнаружены для групп землетрясений, произошедших в зоне Складчато-глыбового сооружения Большого Кавказа и в зоне Предкавказских краевых прогибов. Землетрясения, произошедшие в

зоне Складчато-глыбового сооружения Большого Кавказа (в восточной части), отличались превышениями значений нормализованного индекса относительной влажности (до $N_i = 1.5$).

Для сейсмических событий, происходивших в зоне Предкавказских краевых прогибов (в восточной части), выявлены положительные аномалии температур (значения нормализованного индекса достигали величин $N_i = 1.8$) и аномальные понижения относительной влажности ($N_i = -1.5$).

Эпицентры землетрясений, произошедших вдоль зоны Складчато-глыбового сооружения Большого Кавказа характеризовались колебательными изменениями значений тепловых полей: нормализованные значения относительной влажности изменялись с отрицательных ($N_i = -2$) до положительных ($N_i = 1$); нормализованные значения температур от отрицательных $N_i = -0.8$ до положительных $N_i = 0.7$.

Землетрясения, произошедшие в зоне Предкавказских краевых прогибов (на западе близ Черного моря и на востоке ближе к Каспийскому морю) характеризовались превышениями нормализованных значений относительной влажности (до $N_i = 1$) и пониженными значениями температур ($N_i = -1.5$).

По мере приближения к моментам сейсмических событий атмосферные процессы сопровождались противофазными проявлениями температуры приповерхностного слоя и относитель-

ной влажности у земной поверхности. Вариации уходящего длинноволнового излучения (OLR) носили более схожий характер для всех проанализированных сейсмических событий, несмотря на разницу в местоположениях их эпицентров (значения нормализованного индекса изменялись от $N_i = -1.5$ до $N_i = 1.5$). При этом следует отметить, что каждое землетрясение имеет свои индивидуальные свойства и характеристики, поэтому наблюдаемые вариации тепловых полей не являлись полностью идентичными.

Таким образом на основании результатов анализа изменений значимых параметров тепловых полей (температур поверхности, приповерхностного слоя атмосферы, относительной влажности, и уходящего длинноволнового излучения) были обнаружены их предвестниковые изменения в эпицентральных зонах готовящихся землетрясений. Они заключались в следующем: в повышении нормализованных значений уходящего длинноволнового излучения, которое происходило в период от 9 до 16 дней до землетрясений; в возникновении положительных аномалий температур земной поверхности и приповерхностного слоя атмосферы, которые проявлялись от 7 до 14 дней до землетрясений; в увеличении нормализованных значений относительной влажности, происходивших от 3 до 14 дней до сейсмических событий.

Полученные результаты свидетельствуют об эффективности использования космических данных для регистрации тепловых предвестников, связанных с активизацией сейсмической деятельности. Результаты выполненных исследований предвестниковой изменчивости тепловых полей могут быть использованы при проведении комплексного мониторинга сейсмоопасных территорий для повышения достоверности прогноза землетрясений.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акопян С.Ц., Бондур В.Г., Рогожин Е.А. Технология мониторинга и прогнозирования сильных землетрясений на территории России с использованием метода сейсмической энтропии // *Физика Земли*. 2017. № 1. С. 34–53.
<https://doi.org/10.7868/S0002333717010021>
- Бондур В.Г., Гарагаш И.А., Гохберг М.Б., Родкин М.В. Эволюция напряженного состояния Южной Калифорнии на основе геомеханической модели и текущей сейсмичности // *Физика Земли*. 2016 а. № 1. С. 120–132.
<https://doi.org/10.7868/S000233371601004X>
- Бондур В.Г., Гарагаш И.А., Гохберг М.Б. Крупномасштабное взаимодействие сейсмоактивных тектонических провинций. На примере Южной Калифорнии // *Докл. АН*. 2016 б. Т. 466. № 5. С. 598–601.
<https://doi.org/10.7868/S0869565216050170>
- Бондур В.Г., Зверев А.Т. Космический метод прогноза землетрясений на основе анализа динамики систем линеаментов // *Исслед Земли из космоса*. 2005. № 3. С. 37–52.
- Бондур В.Г., Смирнов В.М. Метод мониторинга сейсмоопасных территорий по ионосферным вариациям, регистрируемым спутниковыми навигационными системами // *Доклады Академии наук*. 2005. Т. 402. № 5. С. 675–679.
- Бондур В.Г., Цидилина М.Н., Гапонова Е.В., Воронова О.С. Систематизация ионосферных, геодинимических и тепловых предвестников сильных землетрясений ($M \geq 6$), регистрируемых из космоса // *Исслед. Земли из космоса*. 2018. № 4. С. 3–19.
<https://doi.org/10.31857/S020596140002352-8>
- Бондур В.Г., Цидилина М.Н., Гапонова Е.В., Воронова О.С. Совместный анализ аномалий различных геофизических полей, регистрируемых из космоса, при подготовке сильных землетрясений в Калифорнии // *Исслед. Земли из космоса*. 2020. № 5. С. 3–24.
<https://doi.org/10.31857/S0205961420050036>
- Бондур В.Г., Воронова О.С., Исследования тепловых полей перед сильными землетрясениями в Турции 8 марта 2010 г. ($M = 6.1$) и 24 января 2020 г. ($M = 6.7$) // *Исслед. Земли из космоса*. 2020. № 6. С. 3–16.
<https://doi.org/10.31857/S0205961420060032>
- Вилор Н.В., Минько Н.П. Спутниковый мониторинг инфракрасного излучения геолого-структурных элементов Саяно-Байкало-Патомской горной области и Байкальской рифтовой зоны // *Исслед. Земли из космоса*. 2002. № 4. С. 55–61.
- Добровольский И.А., Зубков С.И., Мячкин В.И. Об оценке размеров зоны проявления предвестников землетрясения / *Моделирование предвестников землетрясений*. М.: Наука. С. 7–14. 1980.
- Жуков Б.С., Халле В., Шлотцхауэр Г., Эртель Д. Пространственно-временной анализ тепловых аномалий как предвестников землетрясений // *Соврем. пробл. дистанц. зондир. Земли из космоса*. 2010. Т. 7. № 2. С. 333–343.
- Пулинец С.А., Узунов Д.П., Карелин А.В., Давиденко Д.В. Физические основы генерации краткосрочных предвестников землетрясений. комплексная модель геофизических процессов в системе литосфера–атмосфера–ионосфера–магнитосфера, инициируемых ионизацией // *Геомагнетизм и Аэрономия*, 2015. Т. 55. № 4. С. 1–19
<https://doi.org/10.7868/S0016794015040136>
- Пулинец С.А., Бондур В.Г., Цидилина М.Н., Гапонова М.В. Проверка концепции сейсмо-ионосферных связей в спокойных гелиогеомагнитных условиях на примере Венчуаньского землетрясения в Китае 12 мая 2008 г. // *Геомагнетизм и аэрономия*. 2010. Т. 50. № 2. С. 240–252.
- Рогожин Е.А., Горбатилов А.В., Степанова М.Ю., Овсяченко А.Н., Андреева Н.В., Харазова Ю.В. Структура и современная геодинамика мегантиклинория Большого Кавказа в свете новых данных о глубинном строении // *Геотектоника*. 2015. № 2. С. 36–49.
<https://doi.org/10.7868/S0016853X15020058>

- Соболев Г.А., Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестники. М.: Наука, 2003. 270 с.
- Смирнов В.М., Смирнова Е.В., Цидилина М.Н., Гапонова М.В. Сейсмоионосферные вариации во время сильных землетрясений на примере землетрясения 2010 г. в Чили // Космические исслед. 2018. Т. 56. № 4. С. 21–30. <https://doi.org/10.31857/S002342060000347-9>
- Тронин А.А., Сараф А.К. Космическая тепловая съемка Передового надвига Гималаев // Соврем. пробл. дистанц. зондир. Земли из космоса. 2010. Т. 7. № 2. С. 350–353.
- Уломов В.И., Данилова Т.И., Медведева Н.С., Полякова Т.П., Шумилина Л.С. К оценке опасности на Северном Кавказе // Физика Земли, 2007. № 76. С. 31–45.
- Яковлев Ф.Л. Опыт построения сбалансированной структуры восточной части альпийского Большого Кавказа по данным количественных исследований линейной складчатости // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2012. Вып. 19. № 1. С. 191–214.
- Dzheboev B.A., Soloviev A.A., Dzeranov B.V., Karapetyan J.K., Sergeeva N.A. Strong earthquake-prone areas recognition based on the algorithm with a single pure training class. II. Caucasus, $M \geq 6.0$. Variable EPA method // Russ. J. Earth. Sci., 2019, 19, ES6005, <https://doi.org/10.2205/2019ES000691>
- Filizzola C., Pergola N., Pietrapertosa C., Tramutoli V. Robust satellite techniques for seismically active areas monitoring: a sensitivity analysis on September 7, 1999 Athens's earthquake, Phys. Chem. Earth, 2004. 29. 517–527.
- Forte A., Cowgill E., Whipple K.X. Transition from a singly vergent to doubly vergent wedge in a young orogen: The Greater Caucasus. Tectonics, 2014. 33. 2077–2101.
- Hearty T., Savtchenko A., Theobald M., Ding F., Esfandiari E., Vollmer B. Readme document for AIRS version 006 products, Readme, NASA GES DISC Goddard Earth Sci. Data and Inf. Serv. Cent., Greenbelt, Md. 2013. 14 p.
- Ismail-Zadeh A., Adamia S., Chabukiani A., Chelidze T., Cloetingh S., Floyd M., ... Soloviev A. Geodynamics, seismicity, and seismic hazards of the Caucasus. Earth-Science Reviews, 2020. 103222. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103222>
- Jiao Z.-H., Zhao J., Shan X. Pre-seismic anomalies from optical satellite observations: a review, Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 2018. 18. 1013–1036. <https://doi.org/10.5194/nhess-18-1013-2018>
- Ouzounov D., Freund F. Mid-infrared emission prior to strong earthquakes analyzed by remote sensing data, Adv. Space Res., 2004. 33, 268–273.
- Ouzounov D., Liu D., Chunli K., Cervone G., Kafatos M., Taylor P. Outgoing long wave radiation variability from IR satellite data prior to major earthquakes. Tectonophysics. 2007. 431. 211–220.
- Prasad B.S.N., Nagaraja K., Chandrashekara M.S., Paramesh L., Madhava M.S. Diurnal and seasonal variations of radioactivity and electrical conductivity near the surface for a continental location Mysore, India. Atmospheric Research, 2005. 76(1–4). 65–77. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2004.11.011>
- Pulinets S.A., Ouzounov D., Karelin A.V., Boyarchuk K.A., Pokhmelnikh L.A. The physical nature of thermal anomalies observed before strong earthquakes. Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C, 31(4–9), 2006. 143–153. <https://doi.org/10.1016/j.pce.2006.02.042>
- Pulinets S., Ouzounov D. Lithosphere–Atmosphere–Ionosphere Coupling (LAIC) model – An unified concept for earthquake precursors validation. J. Asian Earth Sciences, 2011. 41(4–5), 371–382. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2010.03.005>
- Saradjian M.R., Akhoondzadeh M. Prediction of the date, magnitude and affected area of impending strong earthquakes using integration of multi precursors earthquake parameters. Natural Hazards and Earth System Sciences, 2011. 11(4), 1109–1119. <https://doi.org/10.5194/nhess-11-1109-2011>
- Song D., Xie R., Zang L., Yin J., Qin K., Shan X., ... Wang B. A New Algorithm for the Characterization of Thermal Infrared Anomalies in Tectonic Activities. Remote Sensing, 2018. 10(12), 1941. <https://doi.org/10.3390/rs10121941>
- Tan O., Taymaz T. Active tectonics of the Caucasus: Earthquake source mechanisms and rupture histories obtained from inversion of teleseismic body waveforms, in Dilek Y., and Pavlides S., eds., Postcollisional tectonics and magmatism in the Mediterranean region and Asia: Geological Society of America Special Paper 2006, 409. 531–578. [https://doi.org/10.1130/2006.2409\(25\)](https://doi.org/10.1130/2006.2409(25))
- Tibaldi A., Tsereteli N., Varazanashvili O., Babayev G., Barth A., Mumladze T., ... Kazimova S. Active stress field and fault kinematics of the Greater Caucasus // J. Asian Earth Sciences, 2019. 104108. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2019.104108>
- Tramutoli V., Aliano C., Corrado R., Filizzola C., Genzano N., Lisi M., Martinelli G., Pergola N. On the possible origin of thermal infrared radiation (TIR) anomalies in earthquake-prone areas observed using robust satellite techniques (RST), Chem. Geol., 2013. 339. 157–168.
- Tramutoli V., Cuomo V., Filizzola C., Pergola N., Pietrapertosa C. Assessing the potential of thermal infrared satellite surveys for monitoring seismically active areas: The case of Kocaeli (İzmit) earthquake, August 17, 1999, Remote Sens. Environ., 2005. 96. 409–426.
- Tronin A.A. Satellite Remote Sensing in Seismology. A Review. Remote Sensing, 2(1), 2010. 124–150. <https://doi.org/10.3390/rs2010124>
- Tronin A.A., Biagi P.F., Molchanov O.A., Khatkevich Y.M., Gordeev E.I. Temperature variations related to earthquakes from simultaneous observation at the ground stations and by satellites in Kamchatka area. Phys. Chem. Earth 29, 2004, 501–506. <https://doi.org/10.1016/j.pce.2003.09.024>
- Tsereteli N., Tibaldi A., Alania V., Gventsadse A., Enukidze O., Varazanashvili O., Muller B.I.R. Active tectonics of central-western Caucasus, Georgia. Tectonophysics. 2016. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.10.025> S0040-1951(16)30478-4

Registering From Space Anomalous Variations of Thermal Fields during Seismic Events in the Northern Caucasus Region in 2017-2022

V. G. Bondur¹ and O. S. Voronova¹

¹AEROCOSMOS Research Institute for Aerospace Monitoring, Moscow, Russia

Changes in thermal fields during preparation and occurrence of earthquakes (4.2–4.8 magnitudes) in the Northern Caucasus region between 2017–2022 were studied using satellite data. Values of temperatures of the surface and near-surface air, outgoing longwave radiation, as well as relative humidity near the surface registered from space, were analyzed. Comparison of changes in thermal fields during the preparation of seismic events was carried out for the earthquakes with epicenters located in the zone of similar geological structures such as Fold-block structures of the Greater Caucasus and Pre-Caucasian foreland basin. A similarity in temperature changes, relative humidity, and fluctuations of outgoing longwave radiation was revealed for a number of earthquakes. The greatest similarity in the nature of changes in the normalized values of outgoing longwave radiation was revealed during the preparation of all analyzed seismic events, despite the difference in the locations of their epicenters. The results obtained can be used as short-term precursors of seismic events that can be registered from space.

Keywords: natural disasters, strong earthquakes, earthquake precursors, thermal anomalies, remote sensing, 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. <https://doi.org/10.1134/S1069351317010025>
- Bondur V.G., Garagash I.A., Gokhberg M.B. Large scale interaction of seismically active tectonic provinces: the example of Southern California // *Doklady Earth Sciences*. 2016. V. 466. № 2. P. 183–186. <https://doi.org/10.1134/S1028334X16020100>
- 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. <https://doi.org/10.1134/S1069351316010043>
- Bondur V.G., Smirnov V.M. Method for monitoring seismically hazardous territories by ionospheric variations recorded by satellite navigation systems // *Doklady Earth Sciences*. 2005. V. 403. № 5. P. 736–740.
- Bondur V.G., Tsidilina M.N., Gaponova E.V., Voronova O.S. Joint Analysis of Anomalies of Different Geophysical Fields, Recorded from Space during Precursors of Strong Earthquakes in California // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, 2020. V. 56. № 12. P. 1502–1519. <https://doi.org/10.1134/S000143382012035X>
- Bondur V.G., Tsidilina M.N., Gaponova E.V., Voronova O.S. Systematization of Ionospheric, Geodynamic, and Thermal Precursors of Strong ($M \geq 6$) Earthquakes Detected from Space // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, 2018. V. 54. № 9. P. 1172–1185. <https://doi.org/10.1134/S0001433818090475>
- Bondur V.G., Voronova O.S. Study of Thermal Fields before Strong Earthquakes in Turkey on March 8, 2010 ($M = 6.1$), and January 24, 2020 ($M = 6.7$) // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2021. V. 57. № 9. P. 991–1002. <https://doi.org/10.1134/S0001433821090425>
- Bondur V.G., Zverev A.T. Kosmicheskiy metod prognoza zemletryaseniya na osnove analiza dinamiki sistem lineamentov (A method of earthquake forecast based on the lineament dynamic analysis using satellite imagery) // *Issledovanie Zemli iz kosmosa*. 2005b. № 3. P. 37–52. (In Russian).
- Dobrovolskiy I.A., Zubkov S.I., Myachkin V.I. Ob otsenke razmerov zony proyavleniya predvestnikov zemletryaseniya (On the assessment of the size of the zone of earthquake precursor manifestation) // *Modelirovaniye predvestnikov zemletryaseniya*. Moscow: Nauka. P. 7–14. 1980. (In Russian).
- Dzheboev B.A., Soloviev A.A., Dzeranov B.V., Karapetyan J.K., Sergeeva N.A. Strong earthquake-prone areas recognition based on the algorithm with a single pure training class. II. Caucasus, $M \geq 6.0$. Variable EPA method, *Russ. J. Earth. Sci.*, 2019, 19, ES6005. <https://doi.org/10.2205/2019ES000691>
- Filizzola C., Pergola N., Pietrapertosa C., Tramutoli V. Robust satellite techniques for seismically active areas monitoring: a sensitivity analysis on September 7, 1999 Athens's earthquake, *Phys. Chem. Earth*, 2004. 29. 517–527.
- Forte A., Cowgill E., Whipple K.X. Transition from a singly vergent to doubly vergent wedge in a young orogen: The Greater Caucasus. *Tectonics*, 2014. 33. 2077–2101.
- Hearty T., Savtchenko A., Theobald M., Ding F., Esfandiari E., Vollmer B., Readme document for AIRS version 006 products, Readme, NASA GES DISC Goddard Earth Sci. Data and Inf. Serv. Cent., Greenbelt, Md. 2013. 14 p.
- Ismail-Zadeh A., Adamia S., Chabukiani A., Chelidze T., Cloetingh S., Floyd M., ... Soloviev A. Geodynamics, seismicity, and seismic hazards of the Caucasus. *Earth-Science Reviews*, 2020. 103222. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103222>
- Jiao Z.-H., Zhao J., Shan X. Pre-seismic anomalies from optical satellite observations: a review, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 2018. 18, 1013–1036. <https://doi.org/10.5194/nhess-18-1013-2018>

- Khain V.Ye., Limonov A.F.* Regionalnaya geotektonika (Tektonika kontinentov i okeanov) (Regional geotectonics (Tectonics of continents and oceans). Textbook. 2004. 272 p. ISBN 5-88942-036-4. (In Russian).
- Ouzounov D., Freund F.* Mid-infrared emission prior to strong earthquakes analyzed by remote sensing data, *Adv. Space Res.*, 2004. 33. 268–273.
- Ouzounov D., Liu D., Chunli K., Cervone G., Kafatos M., Taylor P.* Outgoing long wave radiation variability from IR satellite data prior to major earthquakes. *Tectonophysics*. 2007. 431. 211–220.
- Prasad B.S.N., Nagaraja K., Chandrashekara M.S., Paramesh L., Madhava M.S.* Diurnal and seasonal variations of radioactivity and electrical conductivity near the surface for a continental location Mysore, India. *Atmospheric Research*, 2005. 76(1–4). 65–77. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2004.11.011>
- Pulinets S.A., Bondur V.G., Tsidilina M.N., Gaponova M.V.* Verification of the concept of seismoionospheric coupling under quiet heliogeomagnetic conditions, using the Wenchuan (China) earthquake of May 12, 2008, as an example // *Geomagnetism and Aeronomy*. 2010. V. 50. № 2. P. 231–242. <https://doi.org/10.1134/S0016793210020118>.
- Pulinets S.A., Ouzounov D., Karelina A.V., Boyarchuk K.A., Pokhmelnikh L.A.* The physical nature of thermal anomalies observed before strong earthquakes. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 31(4–9), 2006. 143–153. <https://doi.org/10.1016/j.pce.2006.02.042>.
- Pulinets S., Ouzounov D.* Lithosphere–Atmosphere–Ionosphere Coupling (LAIC) model – An unified concept for earthquake precursors validation // *J. Asian Earth Sciences*, 2011. 41(4–5). 371–382. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2010.03.005>
- Rogozhin E.A., Gorbatikov A.V., Stepanova M.Y., Ovsyuchenko A.N., Andreeva N.V., Kharazova Y.V.* The structural framework and recent geodynamics of the greater Caucasus meganticlinorium in the light of new data on its deep structure // *Geotectonics*. 2015. T. 49. № 2. C. 123–134. <https://doi.org/10.1134/S0016852115020053>
- Saradjian M.R., Akhoondzadeh M.* Prediction of the date, magnitude and affected area of impending strong earthquakes using integration of multi precursors earthquake parameters. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 2011. 11(4). 1109–1119. <https://doi.org/10.5194/nhess-11-1109-2011>
- Smirnov V.M., Smirnova E.V., Tsidilina M.N., Gaponova M.V.* Seismo-Ionospheric Variations during Strong Earthquakes Based on the Example of the 2010 Earthquake in Chile // *Cosmic Research*, 2018. V. 56. № 4. P. 310–318. <https://doi.org/10.1134/S0010952518040068>.
- Sobolev G.A., Ponomarev A.V.* Fizika zemletraseniy i predvestniki (Earthquake physics and precursors). Moscow: Nauka, 2003. P. 270 p. (In Russian).
- Song D., Xie R., Zang L., Yin J., Qin K., Shan X., ... Wang B.* A New Algorithm for the Characterization of Thermal Infrared Anomalies in Tectonic Activities. *Remote Sensing*, 2018. 10(12), 1941. <https://doi.org/10.3390/rs10121941>
- Tan O., Taymaz T.* Active tectonics of the Caucasus: Earthquake source mechanisms and rupture histories obtained from inversion of teleseismic body waveforms, in Dilek, Y., and Pavlides, S., eds., *Postcollisional tectonics and magmatism in the Mediterranean region and Asia: Geological Society of America Special Paper* 2006. 409, 531–578. [https://doi.org/10.1130/2006.2409\(25\)](https://doi.org/10.1130/2006.2409(25))
- Tibaldi A., Tsereteli N., Varazanashvili O., Babayev G., Barth A., Mumladze T., ... Kazimova, S.* (2019). Active stress field and fault kinematics of the Greater Caucasus // *J. Asian Earth Sciences*, 104108. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2019.104108>
- Tramutoli V., Aliano C., Corrado R., Filizzola C., Genzano N., Lisi M., Martinelli G., Pergola N.* On the possible origin of thermal infrared radiation (TIR) anomalies in earthquake-prone areas observed using robust satellite techniques (RST), *Chem. Geol.*, 2013. 339. 157–168.
- Tramutoli V., Cuomo V., Filizzola C., Pergola N., Pietrapertosa C.*: Assessing the potential of thermal infrared satellite surveys for monitoring seismically active areas: The case of Kocaeli (İzmit) earthquake, August 17, 1999, *Remote Sens. Environ.*, 2005. 96. 409–426.
- Tronin A.A., Saraf A.K.* Satellite thermal survey of Himalayan Frontal Thrust // *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2010. V. 7. № 2. P. 350–353.
- Tronin A.A.* Satellite Remote Sensing in Seismology. A Review. *Remote Sensing*, 2(1), 2010. 124–150. <https://doi.org/10.3390/rs2010124>
- Tronin A.A., Biagi P.F., Molchanov O.A., Khatkevich Y.M., Gordeev E.I.* Temperature variations related to earthquakes from simultaneous observation at the ground stations and by satellites in Kamchatka area. *Phys. Chem. Earth* 29, 2004. 501–506. <https://doi.org/10.1016/j.pce.2003.09.024>
- Tsereteli N., Tibaldi A., Alania V., Gventsadse A., Enukidze O., Varazanashvili O., B.I.R. Muller* Active tectonics of central-western Caucasus, Georgia. *Tectonophysics*. 2016. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.10.025> S0040-1951(16)30478-4
- Ulomov V.I., Danilova T.I., Medvedeva N.S., Polyakova T.P., Shumilina L.S.* Assessment of seismic hazard in the north Caucasus // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. 2007. T. 43. № 7. C. 559–572. <https://doi.org/10.1134/S1069351307070051>.
- Vilor N.V., Minko N.P.* Sputnikovyy monitoring infrakrasnogo izlucheniya geologo-strukturnykh elementov Sayano-Baykalo-Patomskoy gornoy oblasti i Baykalskoy riftovoy zony (Satellite monitoring of infrared radiation of geological and structural elements of the Sayano-Baikal-Patom mountainous region and the Baikal rift zone) // *Issledovaniye Zemli iz kosmosa*. 2002. № 4. P. 55–61. (In Russian).
- Yakovlev F.L.* Opyt postroyeniya sbalansirovannoy struktury vostochnoy chasti alpiyskogo Bolshogo Kavkaza po dannym kolichestvennykh issledovaniy lineynoy skladchatosti (Reconstruction of the balanced structure of the eastern part of alpine greater Caucasus using data from quantitative analysis of linear folding – case study) // *Bulletin of Kamchatka Regional Association “Educational-Scientific Center”*. *Earth Sciences*. 2012. Is. 19. № 1. P. 191–214. (In Russian).
- Zhukov B.S., Halle W., Schlottzhauer G., Oertel D.* Spatial and temporal analysis of thermal anomalies as earthquake precursors // *Sovr. Probl. DZZ Kosm.* 2010. V. 7. № 2. P. 333–343. (In Russian).

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

КРУПНОМАСШТАБНОЕ ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЧУКОТСКОГО ПОЛУОСТРОВА НА ОСНОВЕ МНОГОЗОНАЛЬНОЙ КОСМИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ РЕСУРС-П (ГЕОТОН) И LANDSAT-7

© 2022 г. Г. А. Миловский^а, *, А. Д. Апарин^а

^аНаучный геоинформационный центр РАН (НГИЦ РАН), Москва, Россия

*E-mail: oregas@mail.ru

Поступила в редакцию 28.06.2022 г.

При дешифрировании материалов многозональной космической съемки Ресурс-П (Геотон) и Landsat-7 в центральной части Чукотского полуострова (Q-1-XV, XVI) выявлены структурные элементы тектоно-вулканогенного генезиса, представленные разновозрастными линейными, дуговыми, кольцевыми, зонально-концентрическими линеаментами различного ранга. Показана важная роль кольцевых структур и секущих их дизъюнктивов преимущественно северо-восточного и субмеридионального простирания для локализации золотого оруденения. Применение космической съемки высокого разрешения позволило наметить золотоперспективную площадь Эргувеем-1, которая характеризуется повышенной плотностью линеаментов и субвулканических интрузий.

Ключевые слова: многозональная космическая съемка, поисковые признаки, месторождения золота

DOI: 10.31857/S0205961422060070

ВВЕДЕНИЕ

Дешифрированию материалов космической съемки по той или иной территории всегда предшествует изучение результатов геологического картирования и ознакомление с имеющейся информацией по вещественному составу пород, представленных на данной территории. Обработка результатов дистанционного зондирования при поисках полезных ископаемых определенного геолого-промышленного типа включает учет имеющейся системы поисковых признаков оруденения данного типа, применяемых при исследованиях различного уровня: от мелкомасштабных 1 : 1000000–1 : 500000 (рудных районов), среднемасштабных 1 : 200000–1 : 100000 (рудных узлов), крупномасштабных 1 : 50000–1 : 25000 (рудных полей), до детальных 1 : 10000–1 : 5000 (месторождений). Анализ проявленности на космических снимках известных прогнозно-поисковых критериев и признаков оруденения конкретного генетического типа позволяет с одной стороны оценить эффективность их использования при прогнозно-поисковых работах, а с другой стороны, стимулирует развитие новых способов обработки космической информации для выявления этих

критериев и признаков (Прогнозно-поисковые, 1983; Прогнозно-поисковые, 1984; Смирнова, 2020). Материалы дистанционного зондирования позволяют на основе линеamentного анализа проводить независимую оценку пространственного местоположения основных структурных элементов, выявленных на основании как мелкомасштабной, так и крупномасштабной геологической съемки. В ряде случаев в некоторых спектральных каналах можно выявить новые дизъюнктивы, не отображенные на геологической карте. На мелко-среднемасштабном уровне это могут быть как линейные, так и кольцевые зонально-концентрические линеamentы, фиксирующие вулканотектонические (депрессионные и купольные) структуры и осложняющие их дуговые и радиальные разломы. На крупномасштабном и детальном уровне обладающая генерализующим эффектом космическая съемка позволяет (на основе использования ГИС) по-новому оценить расположение отдельных рудных полей и месторождений относительно выявленных в результате дешифрирования рудоконтролирующих систем линеamentов и вещественно-структурных комплексов. На космических снимках хорошо проявляются

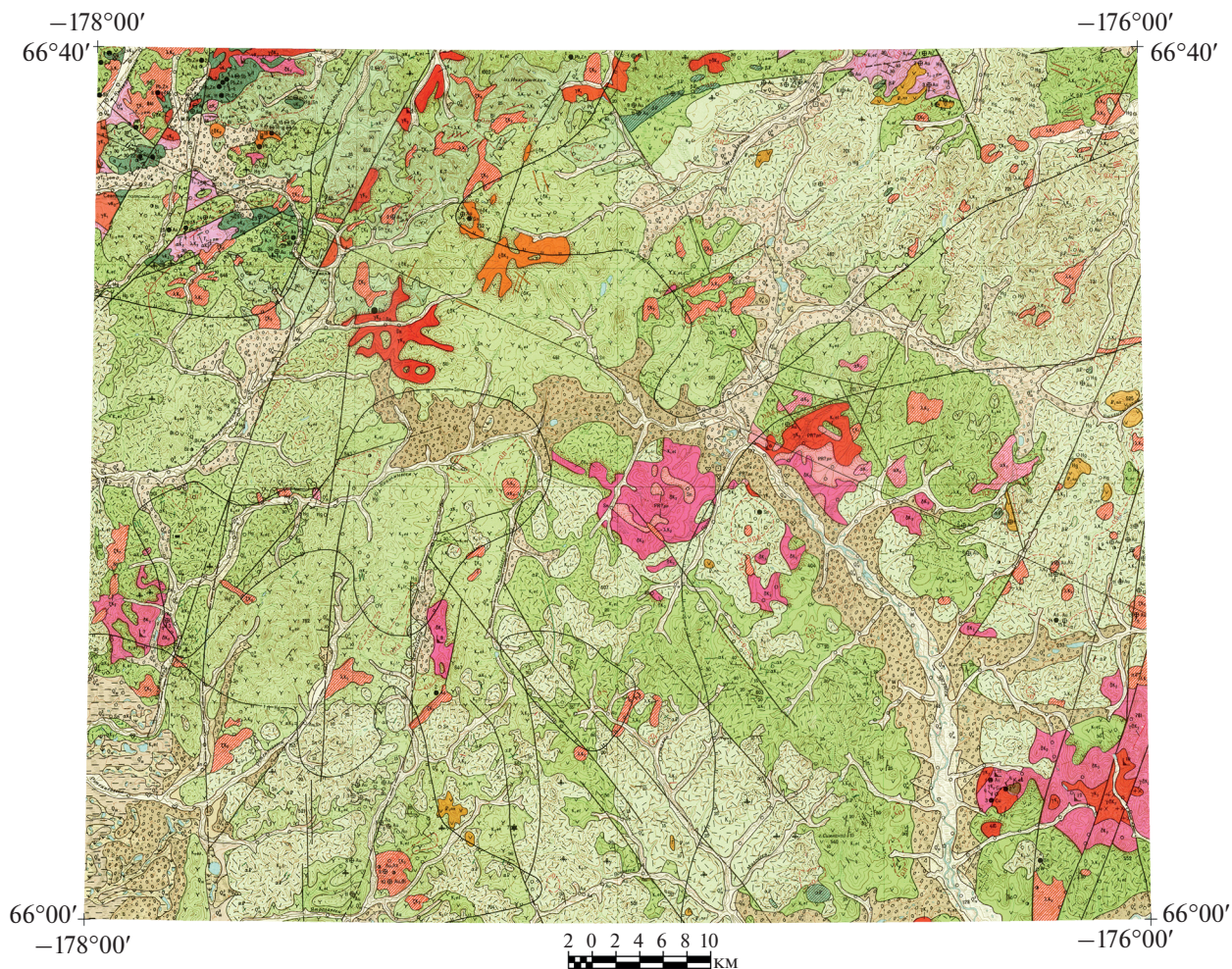


Рис. 1. Карта полезных ископаемых Q-1-XV, XVI.

линейные зоны трещиноватости различной ширины и протяженности, которые фиксируют флексурные изгибы и разломы фундамента. Материалы космической съемки, геолого-геофизические и топографические карты (масштабов 1 : 1 000 000—1 : 200 000) представлены в среде ArcGIS ver. 10, обработка космоданных проводилась с помощью программных средств ENVI и Adobe Photoshop. Дешифрирование на мелко-среднемасштабном уровне осуществлялось на основе разновременной космической съемки Landsat-7 (каналы: 3, 4, 5, 7); на крупномасштабном и детальном уровне — с помощью многозональной космической съемки Ресурс-П (каналы: 10, 21, 22, 23, 33), выполненной 17.07.2015 г. (виток 1564, включение 1).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА РАБОТ

Основную роль в геологическом строении исследуемой территории (рис. 1, 2) играют вулканогенные образования мелового возраста и туфогенно-терригенные отложения триаса (Государственная, 1983; Государственная, 2001). Отложения амгуэмской свиты (T_{1-2am}) представлены толщей переслаивающихся глинистых сланцев, алевролитов и песчаников, на нее несогласно налегают вулканогенные образования этелькуёмской свиты. Этелькуёмская свита (K_{1et}) является наиболее сложно построенной и в значительной степени фациально изменчивой как по простиранию, так и по вертикали. На северо-западе и севере территории в основании свиты лежат туфогенно-осадочные и туфогенные образования, верхняя часть разреза сложена вулканогенными образова-



Рис. 2. Условные обозначения к рис. 1 и 4.

ниями кислого и среднего состава. В бассейне Эргувеема свита представлена туфами и лавами: в нижних горизонтах преобладают породы кислого состава (дацитовая толща), в верхних — среднего состава. Комплекс собранной ископаемой флоры указывает на альбский возраст включающих ее отложений. Мощность этелькуумской свиты на рассматриваемой территории составляет 800–900 м.

Вулканогенные образования, отнесенные к верхнему отделу меловой системы, расчленены на экитыкинскую и леурваамскую свиты. Отложения экитыкинской свиты (K_{2ek}) распространены в центральной и юго-западной частях района и представлены андезитами, переслаивающимися с туфами андезитового и дацитового состава. Мощность экитыкинской свиты изменяется от 100 до 700 м. К леурваамской свите (K_{2lr}) отнесены кайнотипные эффузивы и туфы кислого состава. Они залегают с угловым несогласием на вулканогенных образованиях этелькуумской свиты и с локальными размывами — на андезитах и туфах экитыкинской свиты. Леурваамская свита сложена разнообразными туфами кислого состава, переслаивающимися с дацитами, игнимбритами и кластолавами дацитового состава. Лавовые горизонты преобладают в верхней части разреза. Нижняя граница свиты проводится по смене андезитов и туфов среднего состава, этелькуумской и экитыкинской свит туфогенно-осадочными породами с отпечатками позднемеловых растений. Мощность леурваамской свиты составляет 700–1400 м. Палеогеновые андезито-базальты нунлигранской свиты (P_{1nn}) мощностью от 20 до 150 м распространены в бассейне Чеутакана, на левобережье Ятролявеема и в верховьях Милютхэйвеема.

Интрузивные образования занимают около 10% площади Q-1-XV, XVI. Выделяются два интрузивных комплекса: к раннемеловому комплексу отнесены интрузивные тела, сложенные преимущественно гранитами; позднемеловой комплекс представлен габбро-диабазами, сиенито-диоритами, диоритами, кварцевых диоритами и гранодиоритами. Субвулканические тела и дайки подразделяются на раннемеловые, позднемеловые и палеогеновые. Раннемеловые субвулканические образования представлены некками, штоками и дайками андезитов, дацитов и риолитов. Почти все они расположены в северо-западной части территории листа и приурочены к выходам триасовых и нижнемеловых отложений, небольшое количество даек андезитов установлено также на правобережье Эргувеема среди пород этелькуумской свиты. Позднемеловые субвулканические риолиты, дациты и андезиты пользуют-

ся широким распространением в районе. Площадь субвулканических тел обычно 0.2–2.0 км², реже до 10 км². Длина даек 0.3–2.0 км, мощность даек 1–10 м. Падение контактов штоков и некков, а также залегание даек крутое, часто вертикальное. Риолиты слагают многочисленные некки и дайки, распространенные среди полей верхнемеловых эффузивно-туфовых образований. Субвулканические тела дацитов наиболее распространены на северо-западе территории, андезитами сложены субвулканические штоки, некки и дайки на левобережье Эргувеема, в бассейнах Чеутакана и Канэнмвеема. К палеогену отнесены дайки и субвулканические тела андезито-базальтов, встречающиеся среди образований леурваамской свиты.

Золото-серебряное и ртутное оруденение локализуется, как правило, вблизи вулканических аппаратов и в пределах ослабленных зон с широко проявленными процессами гидротермального изменения. К субвулканическим телам приурочены зоны развития пропититизации, каолинизации, пиритизации, серицитизации и вторичных кварцитов. Гидротермальным изменениям подвергались как субвулканические тела, так и вмещающие их вулканогенные породы кислого состава. К гидротермально измененным породам нередко приурочены кварцевые жилы и прожилки с золотом. В пределах исследуемого района наиболее обширная зона гидротермально измененных пород установлена в его восточной части, здесь на площади более 40 км² породы верхнего мела каолинизированы, окварцованы и пиритизированы, с этой площадью связаны многочисленные проявления золота и ртути. На исследуемой территории широко распространены разрывные нарушения северо-восточного, северо-западного и субмеридионального направления. По данным геологосъемочных работ большинство разломов четко фиксируется на местности по зонам дробления и гидротермального изменения пород, по смещению геологических границ по линиям разрывов и по другим признакам. Большинство разрывных нарушений являются сбросами, имеют крутое (70–85°) и вертикальное падение. Амплитуда перемещения по ним для протяженных разломов 200–500 м, для коротких 20–50 м. Большинство разломов долгоживущие, что подтверждается залеганием разновозрастных магматических образований в сбрасывающей трещине дизъюнктивов, а также наличием здесь дробленых даек и кварцевых жил.

РЕЗУЛЬТАТЫ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

Дешифрирование материалов космической съемки в видимой и инфракрасной области спектра позволило выяснить следующие особенности структурно-тектонической позиции исследуемой площади. Площадь работ отличается неравномерным развитием дизъюнктивных и пликативных элементов, которые контролируют размещение магматических тел и определяют границы структурных блоков. Выявленные при дешифрировании элементы представлены разновозрастными линейными, дуговыми, кольцевыми, зонально-концентрическими структурами размером от 1 до 80 км (рис. 3). Можно выделить региональные структуры первого ранга, включающие кольцевые структуры диаметром 11–20 км и линейные структуры протяженностью от 11 до 80 км; линейные и кольцевые структуры второго ранга размером 5–10 км; а также структуры третьего ранга, представленные линейными и кольцевыми линеаментами протяженностью менее 5 км.

По времени заложения разрывные нарушения можно разделить на две группы: разломы, заложившиеся до позднемеловой эпохи и разломы, заложившиеся в позднемеловое – палеогеновое время. К первой группе относятся крупные разломы первого ранга северо-восточного простирания, имеющие глубокое заложение, а также отдельные разрывные нарушения, выделенные по геофизическим данным. Крупным разрывным нарушением является Милютхэйвеемский разлом северо-восточного простирания, расположенный на севере исследуемой площади. В границах исследуемого района Милютхэйвеемский разлом имеет протяженность 60 км и характеризуется концентрацией интрузивных тел мелового и палеогенового возраста. Второй крупный разлом северо-восточного простирания протяженностью 80 км выявлен по результатам космодешифрирования в южной части площади работ, к нему приурочена серия кольцевых структур различного ранга.

Образование второй группы разрывных нарушений связано с формированием и развитием структур вулканогенного пояса. Эти разрывные нарушения, представленные разломами первого и второго ранга северо-западного и субмеридионального простирания, пересекают все вулканогенные и интрузивные образования раннего и

позднего мела и заложились, по-видимому, в начале позднемеловой эпохи, когда начали обособляться вулcano-тектонические поднятия и Рэтемнейвеемский грабен. Рэтемнейвеемская и Ятролявеемская зоны разломов, расположенные на юго-западе района, представляют собой ряд разрывных нарушений субмеридионального простирания протяженностью 20–30 км. Чеутаканская зона разломов, расположенная в бассейне руч. Чеутакан, представляет собой систему разрывных нарушений северо-западного направления протяженностью до 15 км. Амплитуда вертикального перемещения по разрывным нарушениям невелика и колеблется от 10 до 100 м. Эргувеемская зона разрывных нарушений находится у юго-восточных границ района и проявляется в виде серии сближенных разломов субмеридионального простирания, протяженностью до 20 км. В сбрасывающих трещинах разломов этой зоны нередко залегают тела позднемеловых субвулканических интрузивов и палеогеновые дайки. Амплитуда вертикальных блоковых смещений здесь обычно не превышает 100–150 м. Все разрывные нарушения второй группы являются разломами неглубокого заложения.

Большинство непротяженных разломов третьего ранга образовалось в результате воздействия интрузивов, просадок вулканических построек и других локальных тектонических напряжений. Часть этих разрывных нарушений образовалась в результате блоковых смещений по разломам более глубокого заложения, фиксируемых по геофизическим данным. Образование протяженных разрывных нарушений первого ранга субмеридионального простирания связано также с неотектонической активностью неоген-четвертичного времени. В результате блоковых опусканий по разрывам этого направления сформировалась неотектоническая впадина Залива Креста, на юго-западе исследуемой площади.

Крупные кольцевые структуры первого ранга на площади работ представлены двумя основными формами: положительные кольцевые структуры, которые фиксируют вулcano-тектонические поднятия, сформированные при внедрении интрузивов верхнемелового возраста и отрицательные кольцевые структуры, которые представляют собой вулcano-тектонические депрессии выполненные отложениями леурваамской свиты. Примером положительных структур, возникших при внедрении верхнемеловых диоритов и гранитов, являются кольцевые структуры массивов Верхне-Эргувеемский и Южный. Примером вулcano-текто-

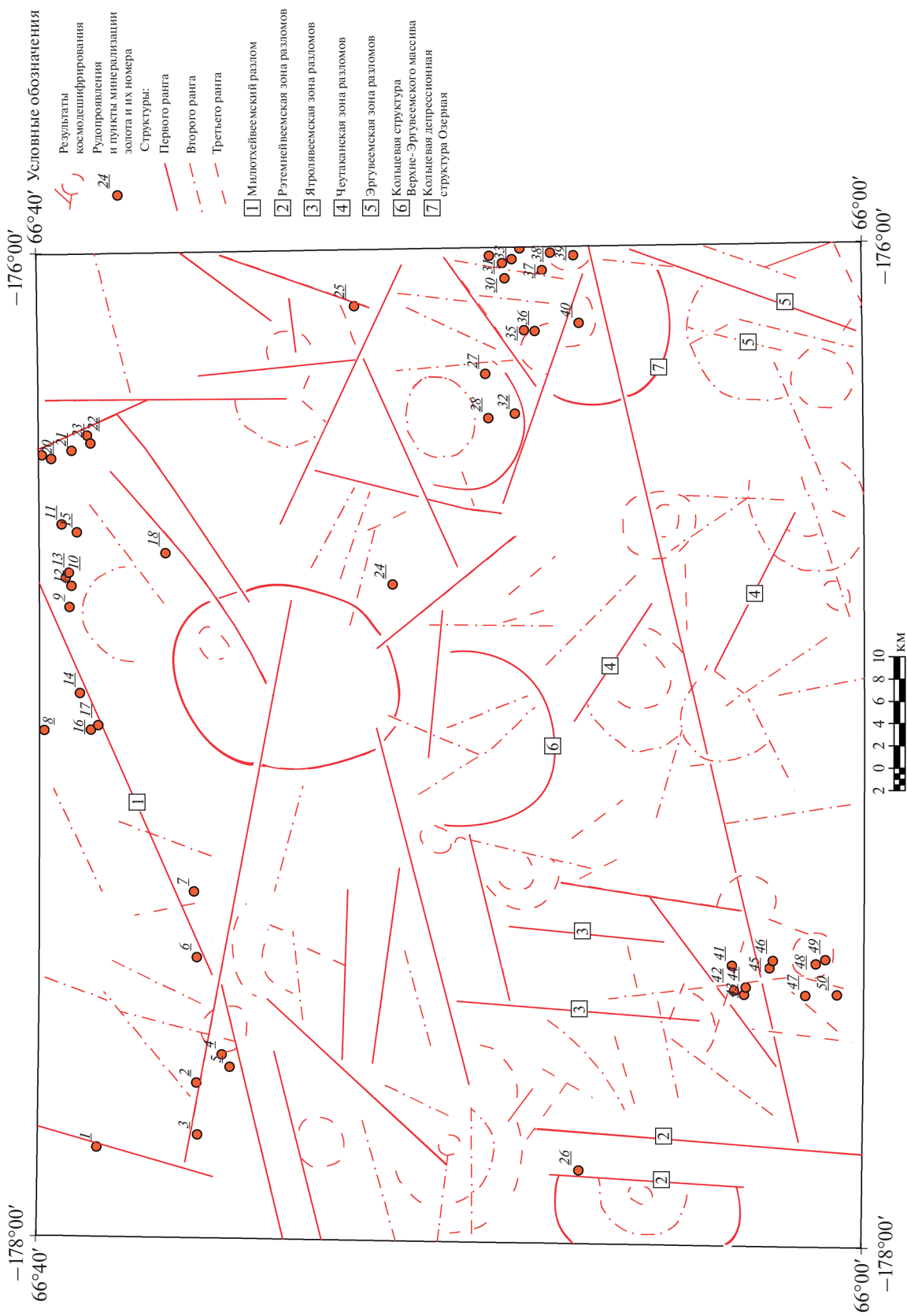


Рис. 3. Результаты космодиффирования по площади Q-1-XV, XVI.

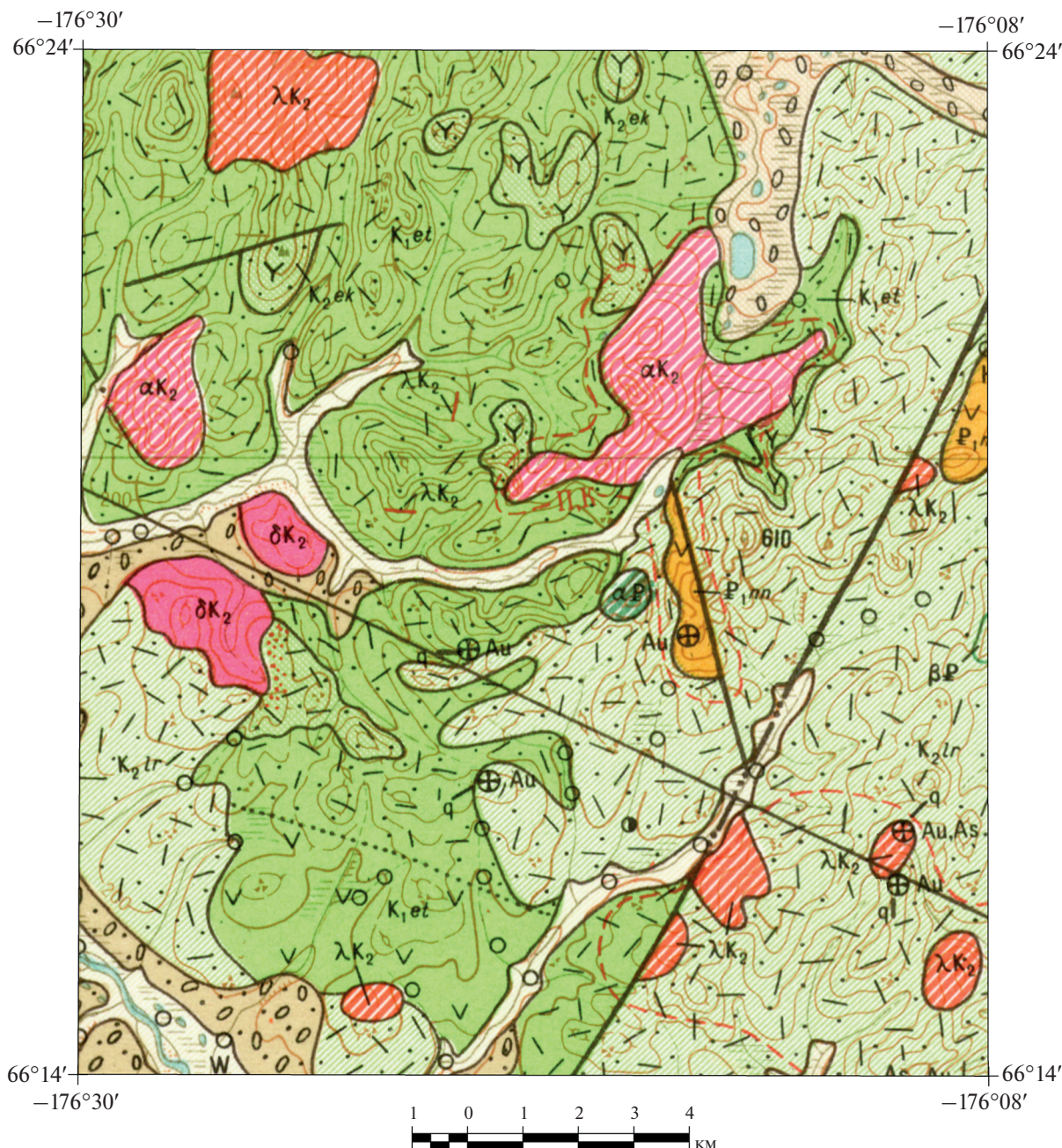


Рис. 4. Фрагмент геологической карты Q-1-XVI. Площадь детализации Эргувеем-1.

нических депрессионных структур может служить крупная кольцевая структура на левобережье руч. Эргувеем в районе рудопоявления Озерное. Среди положительных кольцевых структур первого ранга выделяются также эродированные вулcano-купольные структуры, представленные вулканитами эффузивной, пирокластической и субвулканической фаций. Одна из таких структур расположена севернее кольцевой структуры Верхне-Эргувеем-

ского массива. В центральной ее части расположены восемь субвулканических дацит-липаритовых тел, локализованных в поле пирокластических образований различного состава. Другим примером вулcano-купольных структур может служить зонально-концентрическая структура, расположенная к северу от руч. Песцовый. В пределах этой структуры в поле пирокластических образований кислого состава локализованы пять

крупных тел диоритов и субвулканических андезитов.

Кольцевые структуры второго и третьего ранга также имеют различную природу, некоторые из них связаны с формированием субвулканических тел и проявлений эффузивной активности в верхнемеловое и палеогеновое время. Например, в южной части площади работ в долине руч. Ятроляедем дешифрируется кольцевая вулканокупольная структура диаметром 4 км, сложенная субвулканическими дацитами, внедрившимися в образования этелькуумской свиты. Кольцевые структуры второго и третьего ранга образуют линейно-вытянутые цепочки, что отражает их приуроченность к скрытым глубинным разломам.

На территории листа Q-1-XV, XVI известно около 50 рудопроявлений золота. Большинство золоторудных проявлений локализуется в верховьях Милютхэйеема, Ятроляеема и на левобережье Эргувеема. Проявления коренного золота локализованы в центральных или периферических частях кольцевых структур второго и третьего ранга, в узлах пересечения разломов северо-восточного и субмеридионального простирания, приурочены к участкам сочленения положительных и отрицательных вулканоструктур. Золоторудные проявления локализуются среди меловых вулканогенных образований этелькуумской (K_1et), экитыкинской (K_2ek) и леурваамской (K_2lr) свит на участках площадного и линейного гидротермального изменения пород (пропилитизации, окварцевание, аргиллизация), особенно интенсивного вблизи субвулканических тел и в зонах сближенных разрывных нарушений. Повышенные содержания золота установлены в кварцевых жилах и иногда в зонах метасоматически измененных пород, представленных гидротермальными кварцитами, обычно вмещающими кварцевые жилы. Золотоносные кварцевые жилы нередко имеют сложную морфологию при мощности от 0.1 до 1.5 м и длине от 50 м до первых сотен метров.

При прогнозировании золото-серебряных месторождений в северной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса следует учитывать результаты изучения крупнейшего в регионе месторождения Купол. Согласно имеющимся данным (Волков, 2011) формирование рудной зоны этого месторождения контролируется мощной и протяженной дайкой риолитов (более 4 км), подобная структурная ловушка определяет бананцевый характер и значительный вертикальный и латеральный размах эпitherмального золото-серебряного оруденения. Мощность рудовмещающей полости достигает 22 м, отмечается широкое развитие эксплозивных брекчий в рудных телах с кокардовым обрастанием рудным агрегатом обломков различного состава.

На исследуемой площади Q-1-XV, XVI наиболее крупный ореол рассеяния золота охватывает бассейн верхнего и среднего течения Эргувеема. Золото установлено здесь, в аллювиальных отложениях всех водотоков. Размеры зерен золота 0.3–0.5 мм; форма их комковатая, дендритовидная, пластинчатая, окатанность чаще всего плохая. Последнее свидетельствует о пространственной близости коренного источника золота. На левобережье Эргувеема золото обнаружено в кварцевых жилах и зонах вторичных кварцитов, залегающих среди туфов леурваамской и этелькуумской свит, прорванных субвулканическими риолитами и подвергшихся гидротермальному изменению. Большинство кварцевых жил и наиболее интенсивные гидротермальные изменения приурочены к экзоконтактовым зонам субвулканических интрузивов и разломам северо-восточного простирания. Кварцевые жилы имеют протяженность 50–100 м при мощности до 1.5 м, зоны окварцованных и каолинизированных туфов имеют протяженность первые сотни метров при мощности до 50 м.

С учетом изложенного выше на левобережье руч. Эргувеем была выбрана площадь детализации Эргувеем-1 (рис. 4), локализованная в приобортовой части вулканотектонической депрессии, в области сочленения последней с локальной вулканокупольной структурой зонально-концентрического строения, расположенной к северо-западу от верховьев ручья Песцовый. Данная площадь отличается повышенной плотностью линейных и дуговых линеаментов (рис. 5), которые могут представлять собой синвулканические разломы и зоны трещиноватости благоприятные для локализации прожилково-вкрапленного и жильного оруденения. На этой площади в масштабе 1 : 10000 выявлен золотоперспективный участок Эргувеем-1А, который локализован в поле риолитовых туфов леурваамской свиты и характеризуется развитием северо-восточных и северо-западных разломов сбросо-сдвигового типа. В пределах участка рекомендовано по десяти профилям (рис. 6) провести исследование зон развития вторичных кварцитов, пропилитизации, аргиллитизации; выявить кварцевые жилы и гидротермально измененные субвулканические тела, провести их опробование на Au и Ag.

ВЫВОДЫ

В результате комплексной обработки материалов космического зондирования центральной Чукотки составлена структурно-тектоническая схема листа Q-1-XV, XVI и получены новые данные о геологическом строении исследованной территории. Выявленные при дешифрировании

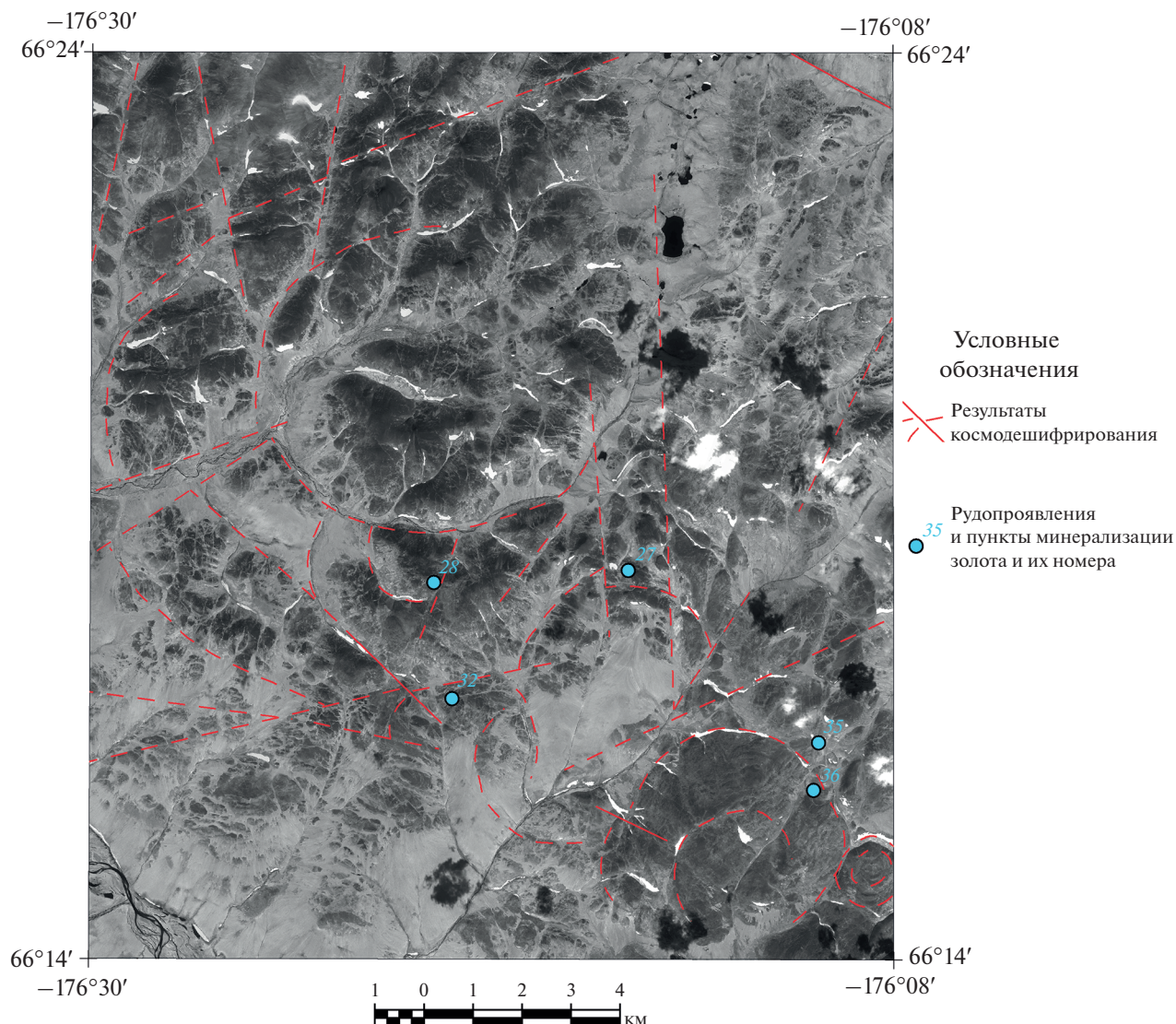


Рис. 5. Результаты космодешифрования Ресурс-П (1564_1) по площади детализации Эргувеем-1.

структурные элементы представлены разновозрастными линейными, дугowymi, кольцевыми, зонально-концентрическими линеаменами первого (более 10 км), второго (5–10 км) и третьего (менее 5 км) ранга. Кольцевые структуры образуют линейно вытянутые цепочки, что отражает их приуроченность к скрытым линейным структурам. Намечены основные закономерности размещения проявлений коренного золота: показана важная роль кольцевых структур и секущих их дизъюнктивов преимущественно северо-восточного и субмеридионального простирания для локализации золотого оруденения; проявления ко-

ренного золота локализованы в центральных или периферических частях кольцевых структур второго и третьего ранга; золотоперспективные участки характеризуются повышенной плотностью линеаментов, образованных при становлении субвулканических интрузий. Применение космической съемки высокого разрешения позволило в масштабе 1 : 10000 выявить золотоперспективный участок Эргувеем-1А, приуроченный к прибортовой части вулcano-тектонической депрессии, контролирующей размещение известных золоторудных проявлений.

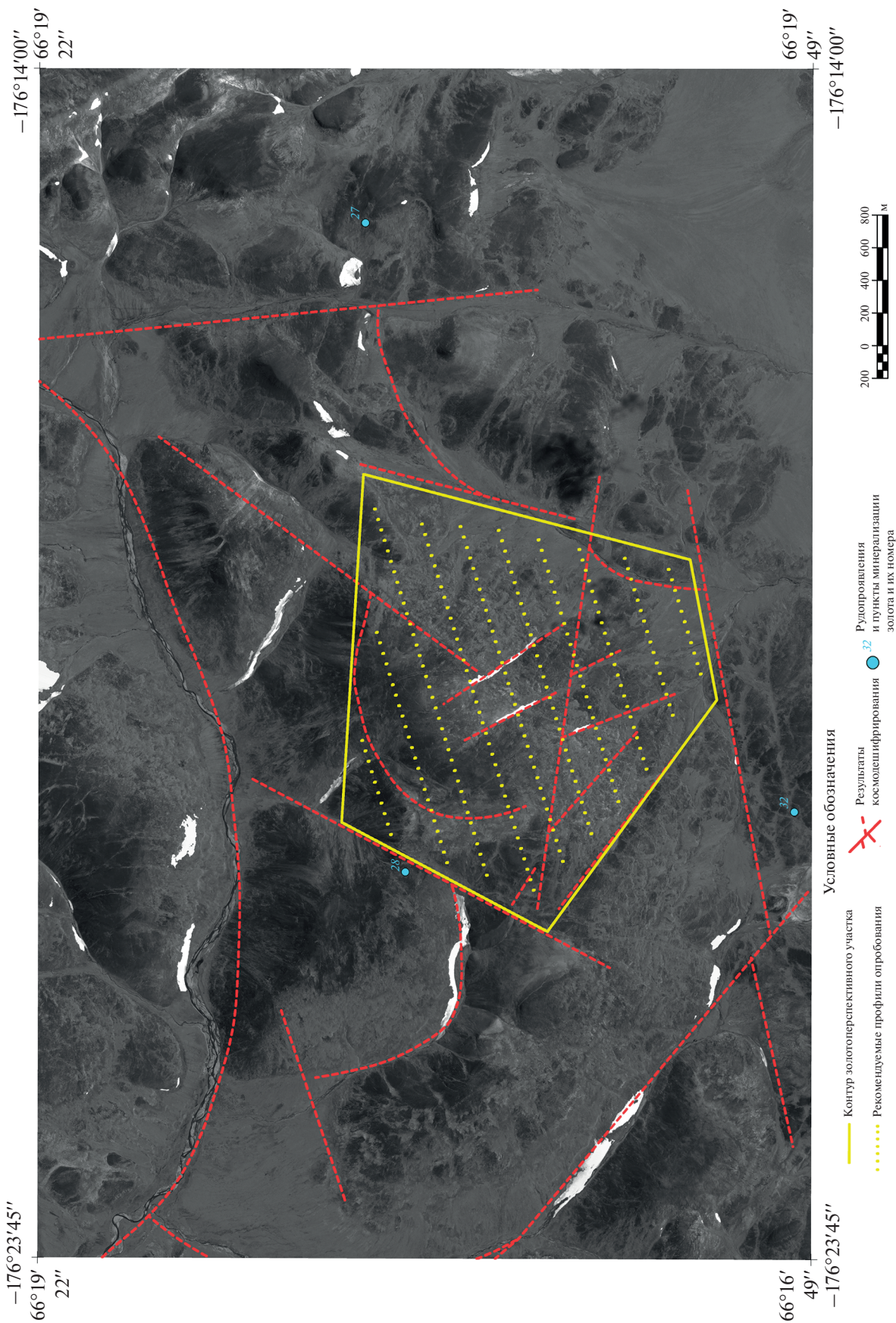


Рис. 6. Результаты космодешифрирования Ресурсе-П (1564_1) по золотоперспективному участку Эргувеем-1А.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Волков А.В., Сидоров А.А. Au–Ag месторождения вулканогенных поясов — основа создания новых горнорудных районов на Северо-Востоке России // Золото и технологии. 2011. № 4. С. 6–16.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. М. 1 : 100000 (Новая серия). Лист Q-60, 1 — Анадырь. Объяснительная записка. С.-Пб.: ВСЕГЕИ, 2001.

Государственная геологическая карта СССР. М. 1 : 200000. Серия Чукотская. Объяснительная записка. Лист Q-1-XV, XVI. Мингео СССР. М.: 1983.

Прогнозно-поисковые комплексы. Вып. 3. Комплексирование работ по прогнозу и поискам золото-сереб-

ряных месторождений в вулканогенных поясах. М.: ЦНИГРИ, 1983.

Прогнозно-поисковые комплексы. Вып. 13. Комплексирование работ по прогнозу и поискам золото-сульфидно-кварцевых месторождений в эвгеосинклиналях. М.: ЦНИГРИ, 1984.

Смирнова И.О., Кирсанов А.А., Камышникова Н.В. Обзор зарубежных достижений за последние пять лет в области использования мульти- и гиперспектральных спутниковых данных и современных методов их обработки в геологических исследованиях//Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса (физические основы, методы и технологии мониторинга окружающей среды, потенциально опасных явлений и объектов). 2020. Т. 17. № 1. С. 9–27.

Large-Scale Forecasting of Gold Mineralization in the Central Part the Chukchi Peninsula Based on Multi-Zone Satellite Imagery “Resource-P” (Geotone) and Landsat-7

G. A. Milovsky¹ and A. D. Aparin¹

¹Geographic Information Center RAS, Moscow, Russia

When deciphering the materials of the multi-zone satellite survey of Resurs-P (geoton) and Landsat-7 in the central part of the Chukchi Peninsula (Q-1-XV,XVI), structural elements of tectonic-volcanogenic genesis were revealed, represented by linear, arc, annular, zonal-concentric lineaments of various ranks of different ages. The important role of ring structures and their dissecting disjunctiva, mainly of the north-eastern and submeridional strike, for the localization of gold mineralization is shown. The use of high-resolution satellite imagery allowed us to outline the gold-prospective area of Erguveim-1, which is characterized by an increased density of lineaments and subvolcanic intrusions.

Keywords: multi-zone space survey, search signs, gold deposits

REFERENCES

Volkov A.V., Sidorov A.A. Au-Ag mestorozhdeniya vulkanogennykh pojasov — osnova sozdaniya novykh gornorudnykh rayonov na Severo-Vostoke Rossii // Zoloto i tekhnologii. 2011. № 4. P. 6–16. (In Russian).

Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy federatsii. M. 1 : 100000 (Novaya seriya). List Q-60, 1 — Anadyr'. Ob'yasnitel'naya zapiska. St. Petersburg, VSEGEI, 2001. (In Russian).

Gosudarstvennaya geologicheskaya karta SSSR. M. 1 : 200000. Seriya Chukotskaya. Ob'yasnitel'naya zapiska. List Q-1-XV, XVI. Mingeo SSSR. M.: 1983. (In Russian).

Prognozno-poiskovyye komplekсы. Vyp. 3. Kompleksirovaniye rabot po prognazu i poiskam zoloto-serebryanykh

mestorozhdeniy v vulkanogennykh poiyasakh. M.: TSNI-GRI, 1983. (In Russian).

Prognozno-poiskovyye komplekсы. Vyp. 13. Kompleksirovaniye rabot po prognazu i poiskam zoloto-sul'fidno-kvartsevykh mestorozhdeniy v evgeosinklinalyakh. M.: TSNI-GRI, 1984. (In Russian).

Smirnova I.O., Kirsanov A.A., Kamyshnikova N.V. Obzor zarubezhnykh dostizheniy za posledniye pyat' let v oblasti ispol'zovaniya mul'ti- i giperspektral'nykh sputnikovyykh dannyykh i sovremennykh metodov ikh obrabotki v geologicheskikh issledovaniyakh//Sovremennyye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa (fizicheskiye osnovy, metody i tekhnologii monitoringa okruzhayushchey sredy, potentsial'no opasnykh yavleniy i ob'yektov). 2020. V. 17. № 1. P. 9–27. (In Russian).

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

В ЧЕМ ПРИЧИНА МЕЖГОДОВОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ И МНОГОЛЕТНИХ ТЕНДЕНЦИЙ ИНТЕНСИВНОСТИ БЕНГЕЛЬСКОГО АПВЕЛЛИНГА?

© 2022 г. А. Б. Полонский^а, *, А. Н. Серебренников^а

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

*E-mail: apolonsky5@mail.ru

Поступила в редакцию 20.06.2022 г.

В статье сравнивается влияние изменений модуля вектора и направления приповерхностного ветра (ПВ) в зоне Бенгельского апвеллинга на межгодовую и междекадную изменчивость экмановского индекса апвеллинга. Показано, что усиление скорости ветра, как правило, сопровождается таким изменением направления ПВ в прибрежной зоне, которое благоприятствует интенсификации апвеллинга. В целом, изменение модуля ветра в большей степени влияет на изменение индекса апвеллинга, чем изменение направления ПВ. Вместе с тем, в отдельные периоды роль изменения ориентации вектора ветра в апвеллинговой зоне возрастает и становится более важной, чем роль вариаций модуля вектора ветра. В частности, этот вывод справедлив для последних 5–6 лет.

Ключевые слова: экмановский индекс апвеллинга, центр масс, модуль скорости и направление приповерхностного ветра, межгодовая и междекадная изменчивость

DOI: 10.31857/S0205961422060094

ВВЕДЕНИЕ

Система восточных пограничных апвеллингов (Eastern Boundary Upwelling System, EBUS) представляет собой широко распространенное явление в Атлантическом и Тихом океанах. Знание межгодовой изменчивости и долгосрочных тенденций интенсивности EBUS и их причин чрезвычайно важно не только для сохранения морского биоразнообразия и развития рыболовства, но и для успешного решения климатических задач, причем, как регионального, так и глобального масштабов (IPCC, 2014; IPCC AR6 WGI, 2021). Бенгельский апвеллинг (рис. 1) является одним из основных и наиболее интенсивных представителей EBUS (Cushing, 1971; Carr, 2002; Chavez, Messié, 2009; Fréon et al., 2009; Upwelling, 2013; García-Reyes et al., 2015).

Начиная со статьи Бакуна (Bakun, 1990) было опубликовано несколько работ, доказывающих, что глобальное потепление должно сопровождаться усилением EBUS в результате усиления теплового контраста между сушей и океаном при потеплении климата. Однако после этого были опубликованы различные точки зрения на долгосрочные тенденции EBUS (в том числе, Бенгельского апвеллинга) (например, IPCC, 2014; Bakun et al., 2015; Tim et al., 2015; Varela et al., 2015; Polonsky, Serebrennikov, 2020; Abrahams et al., 2021; Bordbar et al., 2021). Основной причиной разногласий между разными авторами относительно долгопериодных трендов различных параметров

EBUS является отсутствие многолетних наблюдений за полем ветра в прибрежной зоне достаточной точности и наличие высокоамплитудной межгодовой-междекадной естественной изменчивости характеристик апвеллинга (Veitch et al., 2010; Tim et al., 2015; Polonsky, 2019).

Авторы настоящей статьи проанализировали многолетние тенденции Канарского и Бенгельского апвеллингов по спутниковым данным, обработанным различными научными группами (Полонский, Серебренников, 2021). Было показано, что, несмотря на существенные расхождения между различными оценками, все временные ряды показывают общую тенденцию усиления атлантической EBUS между 1980-ми и концом 1990-х гг. Основная доля общей интенсификации атлантических апвеллингов приходится на усиление экмановских дрейфовых течений и восходящее компенсирующее движение подповерхностных вод. Влияние вариаций экмановской накачки (вследствие изменения завихренности поля ветра) вторично. Это подтверждает опубликованные результаты об усилении Канарского и Бенгельского апвеллинга (БА) в условиях глобального потепления. Однако с начала 2000-х гг. устойчивая интенсификация этих апвеллингов прекратилась. Отмечаются высокоамплитудные межгодовые-междекадные изменения скорости подъема вод в области атлантической EBUS. Это доказывает важную роль естественных вариаций

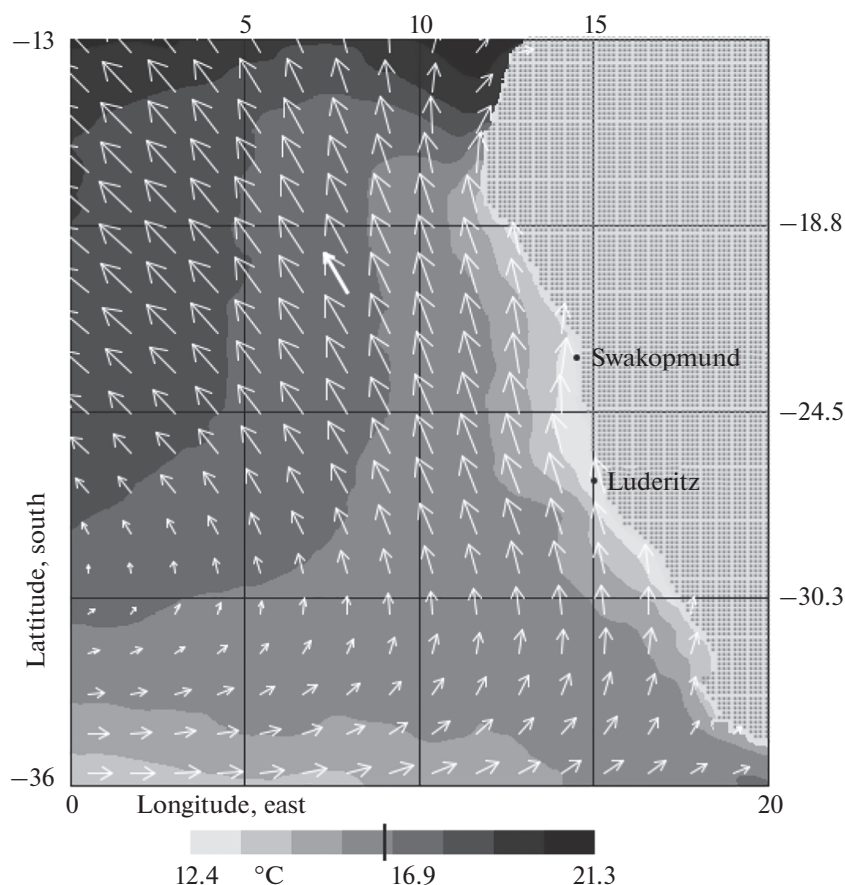


Рис. 1. Район Бенгельского апвеллинга. Приведена карта среднемесячных климатических величин температуры поверхности океана и векторы приповерхностного ветра для сентября. Для расчета использовались спутниковые данные за 1988–2021 гг.

в поле ветра в формировании изменчивости интенсивности апвеллингов.

Междекадные климатические вариации сопровождаются смещением субтропического максимума давления и сопутствующим изменением вдольбереговой компоненты ветра. Для БА это было продемонстрировано, в частности, в работе (Полонский, Серебренников, 2019). Таким образом, возникает вопрос: в какой степени изменение интенсивности сгонных ветров является следствием усиления ветра, а в какой — вызвана разворотом векторов ветра в прибрежной зоне из-за смещения субтропического максимума давления в Южной Атлантике? В настоящей статье этот вопрос обсуждается применительно к БА с использованием одного из последних массивов спутниковых данных о поле ветра с 1988 по 2021 гг., качество которого проанализировано в работе (Полонский, Серебренников, 2021).

Статья организована таким образом. Следующий раздел посвящен описанию используемых данных и метода их обработки. Затем приводятся и обсуждаются основные результаты. В послед-

нем разделе сформулированы некоторые заключительные замечания.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДИКА ИХ ОБРАБОТКИ

В работе использовались спутниковые данные о приповерхностном ветре (ПВ) CCMP OCW (Cross-Calibrated Multi-Platform Ocean Surface Wind) за 27-летний период (с 1988 по 2014 гг.) версии v.2.0, REP (уточненные данные) и за 7-летний период (с 2015 по 2021 гг.) версии v.2.1, NRT (данные почти в реальном времени). Данные получены из архива PO.DAAC (Physical Oceanography Distributed Active Archive Center), NASA (Remote Sensing Systems, 2022). Пространственное разрешение этих данных составляет $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ (градусы широты и долготы). Временное разрешение 6 часов. Параметры осредненного суточного экмановского переноса рассчитывались для каждой точки прибрежной области Бенгельского апвеллинга. Ширина области выбиралась из условия близости к бароклинному радиусу деформации Россби для БА с учетом пространственного разре-

шения данных. В прибрежной зоне БА радиус деформации Россби изменяется в диапазоне 30–40 км для широт $-35^\circ \dots -20^\circ$ и между 40 и 55 км для широт $-20^\circ \dots -15^\circ$ (Chelton et al., 1998). Поэтому ширина области для расчета параметров апвеллинга была выбрана 0.5° . Суточный экмановский перенос в прибрежной зоне рассчитывался как среднее значение на каждой широте с использованием среднесуточных значений в узлах координатной сетки. Сравнительное изучение различных спутниковых данных о ветре для оценки многолетних тенденций крупнейших атлантических апвеллингов (Канарского и Бенгельского) выполнено в работе (Полонский, Серебрянников, 2021). Оно показало, что выбранное здесь поле ветра хорошо описывает межгодовые-междекадные тенденции экмановского сгона в области БА и доступно с 1988 г.

Значения экмановского транспорта зависят от угла наклона береговой линии к кругу широты. Угол считается положительным, если он отложен от параллели в направлении против хода часовой стрелки и отрицательным – по ходу часовой стрелки. Ниже приведены аппроксимированные углы наклона береговой линии к кругу широты в районе Бенгельского апвеллинга для разных диапазонов широт: 120° для $34 - 27^\circ$ ю.ш., 98° для $27 - 23^\circ$ ю.ш., 120° для $23 - 17^\circ$ ю.ш., 90° для $17 - 16^\circ$ ю.ш., что в среднем составляет 113.4° . Направление ПВ для апвеллинговой области, как и экмановский перенос, рассчитывались в фиксированной маске шириной 0.5° , прилегающей к береговой линии.

Направление и скорость ПВ влияют на экмановский индекс прибрежного апвеллинга (EUI). Этот индекс вычисляется из экмановского транспорта (Q), который создается вдольбереговой составляющей касательного напряжения ветра τ на поверхности океана (Storper et al., 2014). Зональная (τ_x) и меридиональная (τ_y) компоненты напряжения ветра вычисляются из компонентов вектора ПВ с использованием соотношений, следующих из полуэмпирической теории турбулентности для приводного слоя атмосферы:

$$\begin{aligned}\tau_x &= \rho_a C_d (U^2 + V^2)^{1/2} U, \\ \tau_y &= \rho_a C_d (U^2 + V^2)^{1/2} V,\end{aligned}\quad (1)$$

где U и V зональная и меридиональная компоненты ветра на высоте 10 м соответственно; ρ_a – плотность воздуха в стандартных условиях (1.22 кг/м^3); C_d – безразмерный эмпирический коэффициент, типичное значение которого равно 1.3×10^{-3} (Schwing et al., 1996). Использована прямоугольная декартова система координат с положительными направлениями на восток (x) и на север (y). Затем рассчитываются зональная и меридиональная компоненты экмановского транспорта:

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

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

Экмановский индекс апвеллинга (экмановский перенос) рассчитывается по формуле:

$$EUI = -Q_x \sin(\varphi) + Q_y \cos(\varphi), \quad (2)$$

где Q_x и Q_y – зональная и меридиональная компоненты экмановского транспорта; φ – угол наклона береговой линии к параллели. В принятой декартовой системе координат справедливо утверждение, что положительное значение EUI создает благоприятные условия для развития апвеллинга.

Согласно вышеприведенным формулам (1, 2) индекс экмановского апвеллинга для фиксированной географической широты, на которой угол наклона береговой линии к параллели фиксирован, и при постоянных ρ_a , ρ_w и C_d , определяется произведением компонент вектора приповерхностного ветра U и V на его модуль W , зависящий от U и V ($W = (U^2 + V^2)^{1/2}$). Приповерхностный ветер также характеризуется направлением (A), который можно выразить через компоненты ветра как $A = \arctg(V/U)$. Таким образом изменчивость экмановского транспорта (переноса) зависит от изменчивости зональной (U) и меридиональной (V) компонент ПВ.

Для анализа связи изменений экмановского индекса (EUI) с модулем вектора ПВ (W) и его направлением (A) воспользуемся стандартной методикой вычисления центров масс (Center of mass, 2022). Если положения n материальных точек системы (m_i) задано при помощи их радиус-векторов (r_i), то радиус-вектор, определяющий положение центра масс (r_c) можно найти как:

$$r_c = \sum_{i=1}^n r_i m_i / \sum_{i=1}^n m_i.$$

Это выражение считается определением центра масс системы. При этом абсцисса (x_c) и ордината (y_c) центра масс равны соответственно:

$$\begin{aligned}x_c &= \sum_{i=1}^n x_i m_i / \sum_{i=1}^n m_i, \\ y_c &= \sum_{i=1}^n y_i m_i / \sum_{i=1}^n m_i.\end{aligned}$$

В нашем случае мы будем рассчитывать центр масс следующих пар взаимных распределений: W и EUI ; A и EUI , а также A и W . В первом из этих случаев считается, что абсцисса x_i – это модуль вектора ПВ, ордината y_i – индекс экмановского транспорта (апвеллинга), m_i – точка на плоскости с координатами (x_i , y_i) и, соответственно, центр

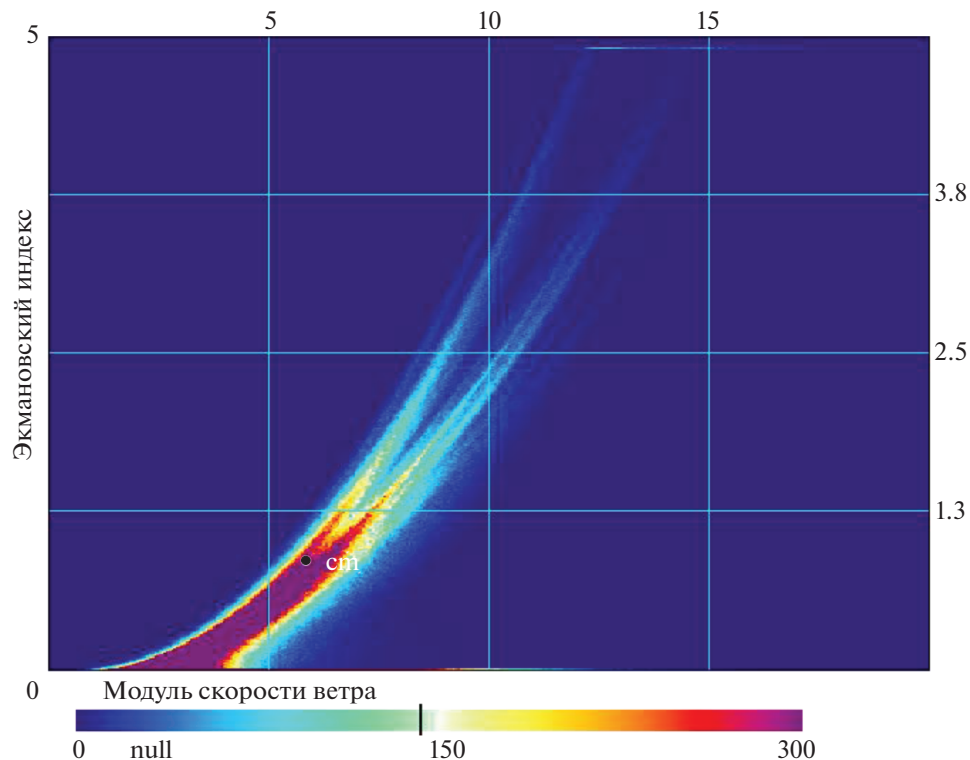


Рис. 2. Взаимное распределение экмановского индекса апвеллинга (EUI) с модулем скорости (W) за 1988–2021 гг. Шкала под рисунком показывает плотность распределения. Символом “●” показан центр масс взаимного распределения ($EUI = 0.78 \text{ м}^2/\text{с}$, $W = 5.73 \text{ м/с}$).

масс распределений будет расположен в точке (x_c, y_c) . Во втором случае абсцисса соответствует направлению вектора ветра и т.д. Распределения рассчитываются для всех точек области предполагаемого апвеллинга на основании анализа среднесуточных векторов ПВ за каждый год и в целом за весь период наблюдений с 1988 по 2021 гг. Сравнение временного хода полученных характеристик позволяет в явном виде проиллюстрировать влияние изменений модуля и направления вектора приводного ветра на вариации интенсивности экмановского апвеллинга.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ АНАЛИЗ

На рис. 2 показано взаимное распределение экмановского индекса апвеллинга с модулем вектора приповерхностного ветра за весь период исследования, построенное по ежедневным векторам. Центр масс этого распределения ($EUI = 0.78 \text{ м}^2/\text{с}$, $W = 5.73 \text{ м/с}$) указывает, что осредненная среднесуточная скорость ветра в области БА составляет около 5.7 м/с , а средняя (в верхнем 10-метровом слое) величина сгонных течений — около 8 см/с .

Однако координаты центров масс распределений EUI и W существенно изменяются во времени. На рис. 3 хорошо видны эти изменения (с точ-

ностью до года). Причем они сильно коррелированы. Коэффициент корреляции по Спирмену между ежегодными величинами EUI и W существенно превышает 0.8 . Отметим, что непараметрический метод ранговой корреляции Спирмена применен здесь, т.к. EUI и W распределены не по нормальному закону согласно тесту Шапиро–Уилка (Shapiro and Wilk, 1965). Из рисунка 3 следует, что интенсивность апвеллинга подвержена высокоамплитудной изменчивости межгодового-междекадного масштаба, а линейный тренд является плохой аппроксимацией долгопериодных тенденций экмановского сгона. Быстрая интенсификация апвеллинга происходила во второй половине 1990-х гг., особенно начиная с 1997 г. вместе с переходной фазой одного из самых интенсивных Эль-Ниньо за последние 100 лет. Начиная с 2000 г., индекс апвеллинга, также как и модуль вектора ПВ, перестали быстро увеличиваться. Средняя тенденция изменения индекса апвеллинга в 2000–2021 гг. близка к нулю (точнее, она характеризуется небольшим и незначимым положительным значением), а тренд модуля вектора ПВ при этом характеризуется слабой отрицательной величиной.

Зависимость EUI от направления приповерхностного ветра (A) можно проследить на взаим-



Рис. 3. Межгодовые изменения координат центров масс взаимного распределения экмановского индекса апвеллинга (красная линия) и модуля скорости приповерхностного ветра за 1988–2021 гг., построенные по ежегодным данным.

ном распределении последних (рис. 4 и 5). Средние за весь период координаты центра масс ($EUI = 0.78 \text{ м}^2/\text{с}$, $A = 103.36^\circ$) указывают на типичную величину направления сгонного ветра ПВ (около 103°), который вызывает экмановское течение со средней скоростью в верхнем 10-метро-

вом слое около $8 \text{ см}/\text{с}$ (рис. 4). Изменения во времени (с точностью до года) центров масс этих распределений (рис. 5), указывает на тот факт, что интенсификация апвеллинга, которое особенно быстро начала развиваться во второй половине 1990-х гг., сопровождалось более или менее устойчивым ростом угла наклона вектора ПВ к

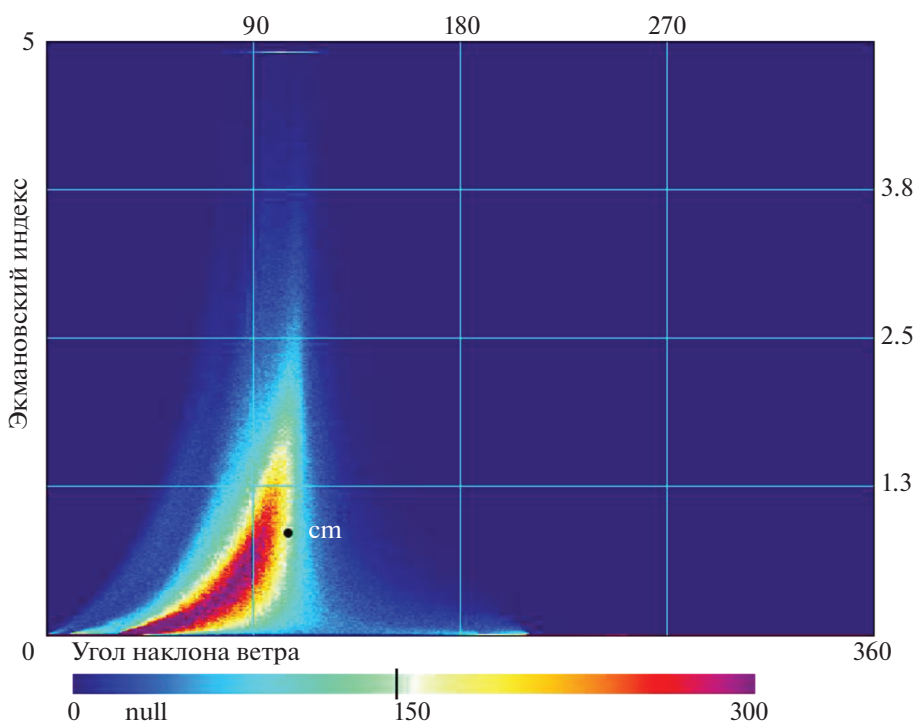


Рис. 4. Взаимное распределение EUI с направлением ПВ за 1988–2021 гг. Шкала под рисунком показывает плотность распределения. Символом “●” показан центр масс взаимного распределения ($EUI = 0.78 \text{ м}^2/\text{с}$, $A = 103.36^\circ$).



Рис. 5. Межгодовые изменения координат центров масс взаимного распределения EUI и направления ПВ (синяя линия) за 1988–2021 гг., построенные по ежегодным данным.

береговой черте, и к 2020 г. он приблизился к наиболее благоприятному для развития БА среднему углу (113.4°). Таким образом, EUI вырос в конце 1990-х годах как за счет увеличения W , так и за

счет изменения направления ветра в благоприятную (для развития апвеллинга) сторону. Между временной изменчивостью EUI и A наблюдается корреляция по Спирмену, приблизительно рав-

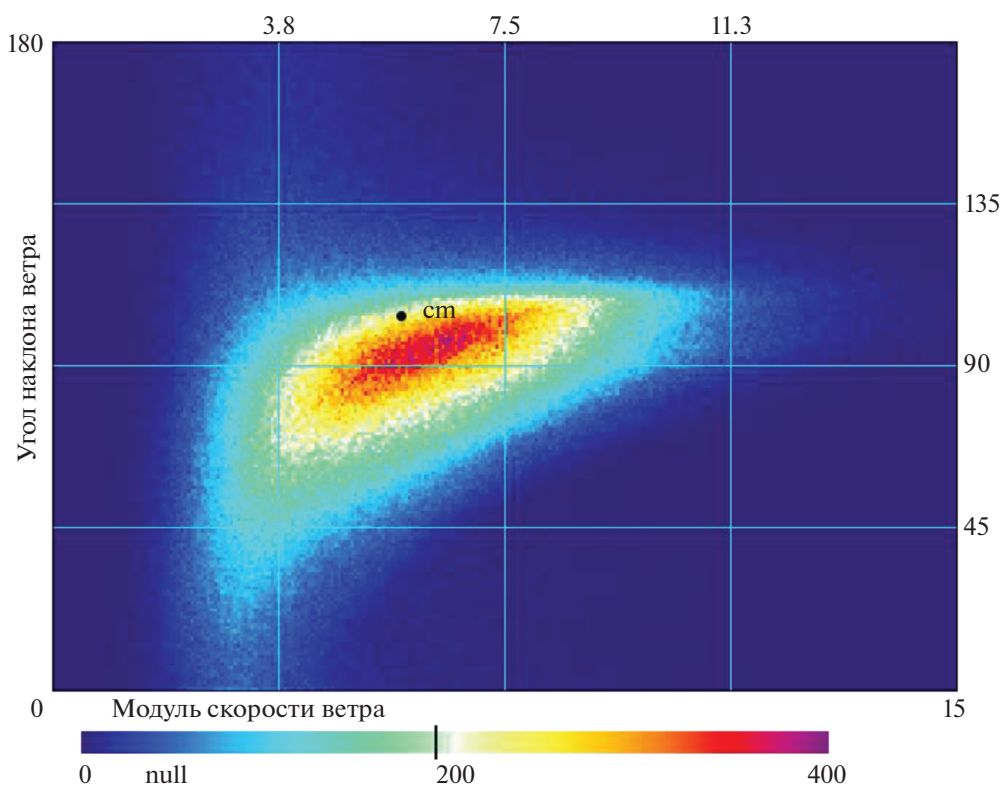


Рис. 6. Взаимное распределение направления (A) и модуля вектора ПВ (W) за 1988–2021 гг., рассчитанное по ежедневным значениям. Символом “●” показан центр масс ($A = 103.36^\circ$, $W = 5.73$ м/с). Распределение и центр масс рассчитывались в прибрежной апвеллинговой зоне шириной 0.5° .



Рис. 7. Межгодовые изменения координат центров масс взаимного распределения направления и модуля вектора при-поверхностного ветра (синяя линия) за 1988–2021 гг., построенные по ежегодным данным.

ная 0.64. Это меньше, чем корреляция между вариациями EUI и W . Однако для изменений величины EUI в некоторые периоды более важны направления ПВ, чем его скорость (W). Так, например, некоторый рост величины EUI в последние несколько лет, сопровождавшийся отмеченным выше фактом о небольшом ослаблении скорости ветра, в значительной степени объясняется изменением направления вектора ПВ в оптимальную для развития апвеллинга сторону.

Конечно, вариации W и A не являются статистически независимыми. На рис. 6 показано положение центра масс этих величин ($A = 103.36^\circ$, $W = 5.73$ м/с). Из этого рисунка следует, что средний для области БА угол наклона ветра к береговой черте составил в 1988–2021 гг. около 103° , а скорость ПВ – около 5.7 м/с. Причем, вариации этих параметров коррелированы между собой (рис. 7). Коэффициент корреляции по Спирмену между A и W составляет примерно 0.49. Вместе с тем, хорошо видно существенное различие между относительно низкочастотными вариациями этих параметров. Во второй половине 1990-х гг. скорость ветра в области БА быстро росла без аналогичного быстрого изменения A , а в последние годы, напротив, быстро рос A . Именно эти две тенденции в значительной степени определили характер временных изменений экмановского сгона в области БА, отмеченные во второй половине 1990-х гг. и в последние 5–6 лет.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные оценки показывают, что в целом изменение модуля ветра в большей степени влияет на изменение индекса апвеллинга (и теснее коррелированы с ним), чем изменение направления ПВ. Вместе с тем, в отдельные периоды роль изменения направления вектора ветра в апвеллинговой зоне возрастает и становится не менее, а даже более важной, чем роль вариаций модуля вектора ветра. В частности, этот вывод справедлив для последних 5–6 лет.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках темы госзадания Института природно-технических систем “Фундаментальные исследования процессов в климатической системе, определяющих пространственно-временную изменчивость природной среды глобального и регионального масштабов”, госрегистрация № 121122300074–7.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 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. Долгопериодные тенденции интенсивности восточных пограничных апвеллинговых систем по различным спутниковым данным. Часть 1: Атлантические апвеллинги // Исслед. Земли из космоса, 2021. № 5. С. 31–45.
<https://doi.org/10.31857/S0205961421050079>

- Abrahams A., Schlegel R.W., Smit A.J.* Variation and Change of Upwelling Dynamics Detected in the World's Eastern Boundary Upwelling Systems // *Front. Mar. Sci.* 2021. 8: 626411.
https://doi.org/10.3389/fmars.2021.626411
- 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
- Bordbar M.H., Mohrholz V., Schmidt M.* The Relation of Wind-Driven Coastal and Offshore Upwelling in the Benguela Upwelling System // *J. of phys. Oceanography*, 2021. V. 51. P. 3117–3133.
https://doi.org/10.1175/JPO-D-20-0297.1
- Carr M.E.* Estimation of potential productivity in Eastern Boundary Currents using remote sensing // *Deep-Sea Res.*, Part II, 2002. V. 49. № 1–3. P. 59–80.
https://doi.org/10.1016/S0967-0645(01)00094-7
- Center of mass*, 2022. URL: https://en.wikipedia.org/wiki/Center_of_mass (date of access: 20.06.2022).
- Chavez F.P., Messie M.* A comparison of eastern boundary upwelling ecosystems // *Prog. Oceanogr.* 2009. V. 83. № 1–4. P. 80–96.
https://doi.org/10.1016/j.pocean.2009.07.032
- 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.
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.
https://doi.org/10.1016/j.dsr.2014.01.007
- 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
- Fréon P., Barange M., Aristegui J.* Eastern boundary upwelling ecosystems: integrative and comparative approaches // *Prog. Oceanogr.* 2009. V. 83. P. 1–14.
https://doi.org/10.1016/j.pocean.2009.08.001
- 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
- IPCC*, 2014: Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, 2014. 151 p.
- IPCC*, 2021. Sixth Assessment Report, Climate Change 2021: The Physical Science Basis.
https://www.ipcc.ch/report/ar6/wg1/downloads/report/IPCC_AR6_WGI_SPM_final.pdf.
- Polonsky A.B.* The Ocean's Role in Climate Changes. Cambridge Scholars Publishing, Newcastle upon Tyne, UK. 2019. 276 p.
- Polonsky A.B., Serebrennikov A.N.* On the Change in the Sea Surface Temperature in the Benguela Upwelling Region: Part II. Long-Term Tendencies // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2020. V. 56. № 9. P. 970–978.
https://doi.org/10.1134/S0001433820090200
- Remote Sensing Systems*, 2022. URL: https://www.remss.com (date of access: 20.06.2022).
- Shapiro S.S. and Wilk M.B.* An analysis of variance test for normality (complete samples) // *Biometrika*, 1965. V. 52. P. 591–611.
- Schwing F.B., Farrell M.O., Steger J.M.* Coastal upwelling indices west coast of North America 1946–1995 // NOAA Tech. Rep. NMFS SWFSC 231. 1996. 144 p. NOAA, Seattle, Wash.
- 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.
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
- Veitch J., Penven P. and Shillington F.* Modeling Equilibrium Dynamics of Benguela Current System. // *J. Phys. Oceanogr.* 2010. V. 40. P. 1942–1964.
https://doi.org/10.1175/2010JPO4382.1

What is the Reason for the Multi-Year Trends of Variability Benguela Upwelling?

A. B. Polonsky¹ and A. N. Serebrennikov¹

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

The article compares the effect of changes in the vector modulus and direction of near-surface wind (NSW) in the Benguela upwelling zone on the interannual-to-interdecadal variability of the Ekman upwelling index. It is shown that an increase in wind speed, as a rule, is accompanied by such a change in the direction of NSW in the coastal zone, which favors the upwelling intensification. In general, the change in the wind module affects the change in the upwelling index to a greater extent than the change in the NSW direction. At the same time, in some periods, the role of the change in the wind vector direction in the upwelling zone increases and

becomes no less important than the role of variations in the wind vector modulus. In particular, this conclusion is valid for the last 5–6 years.

Keywords: Ekman upwelling index, center of mass, surface wind velocity modulus and direction, interannual and interdecadal variability

REFERENCES

- Abrahams A., Schlegel R.W., Smit A.J.* Variation and Change of Upwelling Dynamics Detected in the World's Eastern Boundary Upwelling Systems // *Front. Mar. Sci.* 2021. 8: 626411.
<https://doi.org/10.3389/fmars.2021.626411>
- 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>
- Bordbar M.H., Mohrholz V., Schmidt M.* The Relation of Wind-Driven Coastal and Offshore Upwelling in the Benguela Upwelling System // *J. phys. Oceanography*, 2021. V. 51. P. 3117–3133.
<https://doi.org/10.1175/JPO-D-20-0297.1>
- Carr M.E.* Estimation of potential productivity in Eastern Boundary Currents using remote sensing. // *Deep-Sea Res.*, Part II, 2002. V. 49. № 1–3. P. 59–80.
[https://doi.org/10.1016/S0967-0645\(01\)00094-7](https://doi.org/10.1016/S0967-0645(01)00094-7)
- Center of mass.* URL: https://en.wikipedia.org/wiki/Center_of_mass. 2022 (date of access: 20.06.2022).
- Chavez F.P., Messie M.* A comparison of eastern boundary upwelling ecosystems // *Prog. Oceanogr.* 2009. V. 83. № 1–4. P. 80–96.
<https://doi.org/10.1016/j.pocean.2009.07.032>
- 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.
[https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1998\)028<0433:GVOTFB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1998)028<0433:GVOTFB>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.
<https://doi.org/10.1016/j.dsr.2014.01.007>
- 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)
- Fréon P., Barange M., Aristegui J.* Eastern boundary upwelling ecosystems: integrative and comparative approaches // *Prog. Oceanogr.* 2009. V. 83. P. 1–14.
<https://doi.org/10.1016/j.pocean.2009.08.001>
- 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.
<https://doi.org/10.3389/fmars.2015.00109>
- IPCC*, 2014: Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, 2014. 151 p.
- IPCC*, 2021. Sixth Assessment Report, Climate Change 2021: The Physical Science Basis. https://www.ipcc.ch/report/ar6/wg1/downloads/report/IPCC_AR6_WGI_SP-M_final.pdf.
- Polonsky A.B.* The Ocean's Role in Climate Changes. Cambridge Scholars Publishing, Newcastle upon Tyne, UK. 2019. 276 p.
- 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. (In Russian).
<https://doi.org/DOI:10.31857/S0205-96142019429-39>
- Polonsky A.B., Serebrennikov A.N.* On the Change in the Sea Surface Temperature in the Benguela Upwelling Region: Part II. Long-Term Tendencies // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2020. V. 56. № 9. P. 970–978.
<https://doi.org/10.1134/S0001433820090200>
- Polonsky A.B., Serebrennikov A.N.* Dolgoperiodnye tendentsii intensivnosti vostochnykh pogranychnykh apvelingovykh sistem po razlichnym sputnikovym dannym. Ch.1: Atlanticheskie apvellingi [Long-term tendencies of intensity of eastern coastal upwelling systems assessed using different satellite data on surface winds. Part 1: Atlantic Ocean] // *Issled. Zemli iz kosmosa*. 2021. № 5. C. 31–45. (In Russian).
- Remote Sensing Systems*, 2022. URL: <https://www.remss.com> (date of access: 20.06.2022).
- Shapiro S.S., Wilk M.B.* An analysis of variance test for normality (complete samples) // *Biometrika*, 1965. V. 52. P. 591–611.
- Schwing F.B., Farrell M.O., Steger J.M.* Coastal upwelling indices west coast of North America 1946–1995 // NOAA Tech. Rep. NMFS SWFSC 231. 1996. 144 p. NOAA, Seattle, Wash.
- 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>
- Veitch J., Penven P. and Shillington F.* Modeling Equilibrium Dynamics of Benguela Current System. // *J. Phys. Oceanogr.* 2010. V. 40. P. 1942–1964.
<https://doi.org/10.1175/2010JPO4382.1>

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

АНАЛИЗ ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА УСТЬЕВЫХ ОБЛАСТЕЙ ЕНИСЕЯ, ПЕЧОРЫ И ХАТАНГИ В ЗИМНИЙ ПЕРИОД ПО ДАННЫМ СПУТНИКА SMOS

© 2022 г. В. В. Тихонов^{a, b, *}, И. В. Хвостов^b, Т. А. Алексеева^{a, c}, А. Н. Романов^b,
Е. В. Афанасьева^{a, c}, Ю. В. Соколова^{a, c}, Е. А. Шарков^a, Д. А. Боярский^a, Н. Ю. Комарова^a

^aИнститут космических исследований РАН, Москва, Россия

^bИнститут водных и экологических проблем СО РАН, Барнаул, Россия

^cАрктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия

*E-mail: vtikhonov@asp.iki.rssi.ru

Поступила в редакцию 15.08.2022 г.

Выполнен анализ сезонных и межгодовых зависимостей яркостной температуры устьевых областей Енисея, Печоры и Хатанги, полученных по данным радиометра MIRAS (*англ.* Microwave Imaging Radiometer using Aperture Synthesis) спутника SMOS (*англ.* Soil Moisture and Ocean Salinity), за период 2012–2020 гг. Проведенные исследования показали, что в период ледостава на фоне малого речного стока Хатангский залив и Печорская губа подвержены сильному влиянию соленых вод моря Лаптевых и Печорского моря, соответственно. В Енисейском заливе анализ спутниковых данных выявил для зимнего периода две характерные области, разграниченные узким проливом между мысом Сопочная Карга и мысом Ошмарина. В южной части залива вода остается пресной, или слабосоленовой; а в северной части (выше поста Сопочная Карга) вода всегда является солоноватой, так как тут расположена зона смешения пресных вод Енисея и соленых вод Карского моря. Прилегающие к устьям Енисея и Печоры акватории морей (Карское и Печорское море, соответственно) являются динамичными зонами с солоноватой или соленой водой и постоянно взламываемыми льдами под воздействием гидрологических и климатических факторов. Полученные результаты показывают, что данные радиометра MIRAS спутника SMOS могут быть использованы: для оценки солености воды и движения фронтальной зоны подо льдом в крупных заливах и эстуариях; для анализа стабильности и динамики ледяного покрова арктических морей; а также определения начала разрушения ледяного покрова в крупных морских и пресноводных акваториях.

Ключевые слова: SMOS, яркостная температура, устьевая область, ледяной покров, смешение вод, гидрологический режим, соленость воды, разрушение льда

DOI: 10.31857/S0205961422060124

ВВЕДЕНИЕ

Общий объем пресной воды, поступающей в Северный Ледовитый океан, растет по мере таяния ледников и увеличения речного стока. Через арктические реки в Северный Ледовитый океан поступает пресной воды в два раза больше, чем от осадков, выпадающих в данном регионе. С 1980 г. в арктической системе наблюдается увеличение речного стока на 20%. Пресная речная вода, смешиваясь с океанической, образует опресненный поверхностный слой, который оказывает сильное влияние на циркуляцию верхнего слоя океана. Реки приносят в океан органические и неорганические вещества, влияя на биологическое и экологическое состояние заливов и морей Арктики (Effects..., 2018; Haine et al., 2015; Niyama et al., 2019). Постоянная оперативная информация о гидрологическом режиме устьевых зон арктиче-

ских рек — важнейший источник при анализе различных природных и климатических процессов. Учитывая протяженность и труднодоступность региона, а также суровые климатические условия, осуществление мониторинга устьевых областей возможно только с помощью методов дистанционного зондирования. В безледный период для этих целей используются снимки оптических, многоспектральных, радиолокационных, тепловых инфракрасных и пассивных микроволновых датчиков с различным разрешением, расположенных на искусственных спутниках Земли (Baban, 1993; Khorram, 1982; Nazirova et al., 2021; Ray et al., 2013; Umbert et al., 2021). В зимний период, когда акватории покрываются сплошным ледяным покровом, осуществление мониторинга гидрологических изменений в речных устьевых

областях такими методами становится практически невозможным.

В работах (Тихонов и др., 2020, 2021; Tikhonov et al., 2022) были представлены исследования сезонной динамики яркостной температуры различных областей Обской губы по данным спутника SMOS. Полученные результаты показали возможность определения зоны смещения пресных и соленых вод (фронтальной зоны) в Обской губе в период ледостава по данным спутниковой микроволновой радиометрии. В настоящей статье описано продолжение этих исследований. В ней выполнен анализ сезонных и межгодовых зависимостей яркостной температуры различных областей Енисейского залива, Хатангского залива и Печорской губы, а также Печорского, Карского моря и моря Лаптевых в период ледостава, полученных по данным радиометра MIRAS спутника SMOS, за период 2012–2020 гг.

СПУТНИКОВЫЕ ДАННЫЕ

В исследовании использовались данные продукта L1C SMOS. Яркостная температура на горизонтальной T_H и вертикальной T_V поляризации измеряется в диапазоне углов зондирования $0–60^\circ$ микроволновым радиометром MIRAS (Kerr et al., 2010). MIRAS принимает восходящее излучение на частоте 1.41 ГГц. Максимальный пространственный охват достигается при угле визирования 42.5° , при этом пространственное разрешение составляет величину 35×65 км (Gutierrez et al., 2017). Данные L1C привязаны к дискретной геодезической сетке DGG ISEA 4H9, линейный размер ячейки которой составляет величину порядка 16 км, а площадь — около 195 км^2 (Sahr et al., 2003). Таким образом, значение яркостной температуры для любой ячейки продукта L1C формируется участком подстилающей поверхности площадью 1760 км^2 (по уровню 3 дБ). Сама же ячейка площадью 195 км^2 расположена в центре этого участка (Sahr et al., 2003). Для достижения максимальной достоверности, из анализа были исключены следующие измерения:

- 1) значения, связанные с влиянием радиочастотных помех (по флагу качества RF11);
- 2) данные с погрешностью определения T_H и T_V более 5 К;
- 3) данные с коэффициентом поляризации (T_H/T_V) вне диапазона 0.01–0.99.

Непрерывный архив данных L1C SMOS за период с 2012 г. по настоящее время хранится на серверах Европейского космического агентства (англ. European Space Agency — ESA).

ИССЛЕДУЕМЫЕ РЕГИОНЫ

Енисейский залив — залив Карского моря, между Гыданским полуостровом и п-вом Таймыр (рис. 1). Ширина в северной части около — 150 км, глубина — 6–20 м, длина залива до мыса Сопочная Карга — около 225 км. Широкий (более 45 км) Енисейский залив сужается до 13 км в створе, образованном мысом Сопочная Карга (на правом берегу) и мысом Ошмарина (на левом берегу). Это сужение называется “Енисейское горло” (Лапин, 2017). В 50 км к югу, в расширении до 44 км, называемом “Енисейской губой” (Лапин, 2017) на 71-й параллели расположены Бреховские отмели. После них начинается дельта Енисея. Зимой вся акватория покрывается неподвижным льдом, на севере — плавучими льдами (Брызгалов и др., 2015; Географический..., 1989). В Енисейском заливе и вблизи него было выбрано 10 участков по всей акватории (E1–E10), а также один участок в Карском море, находящийся вдали от залива (KM) (рис. 1). По ним были получены данные радиометра MIRAS спутника SMOS, за период с 2012 по 2020 г.

Хатангский залив — залив в море Лаптевых, образующийся при впадении р. Хатанги (рис. 2). Длина залива более 200 км, наибольшая ширина — более 50 км. Остров Большой Бегичев разделяет залив на два пролива: Северный (ширина 13 км) и Восточный (ширина 8 км). Наибольшая глубина — 29 м, высота приливов — около 1.4 м. Большую часть года залив покрыт льдом. В залив впадает множество крупных рек: Хатанга, Большая Бахлая, Тикян-Юрях, Семиериская, Санга-Юрях, Новая, Подкаменная и др. (Географический..., 1989; Корнишин и др., 2018). В исследуемом регионе было выбрано восемь участков в самом заливе и вблизи него (X1–X8) и один участок, расположенный далеко от залива в акватории моря Лаптевых (ML) (рис. 2), по которым были получены данные радиометра MIRAS спутника SMOS, за период с 2012 по 2020 г.

Печорская губа — залив Печорского моря (рис. 3). Длина залива около 100 км, ширина от 40 до 120 км. С севера губа ограничена полуостровом Русский Заворот и дугой низких песчаных островов Гуляевские Кошки, которые вместе с полуостровом формируют дугу, завершающуюся в северо-восточной части губы. Залив мелководный (глубина до 6 м). В Печорскую губу впадает р. Печора. Ледостав продолжается с октября по июнь (Брызгалов и др., 2015; Географический..., 1989; Полонский, 2012; Полонский и др., 2007). Печорское море — акватория в юго-восточной части Баренцева моря, между о-вами Колгуев и Вайгач (см. рис. 3). Размеры Печорского моря: в широтном направлении — от о-ва Колгуев до пролива Карские Ворота — около 300 км, в меридиональном направлении — от м. Русский Заворот до о-вов Новая

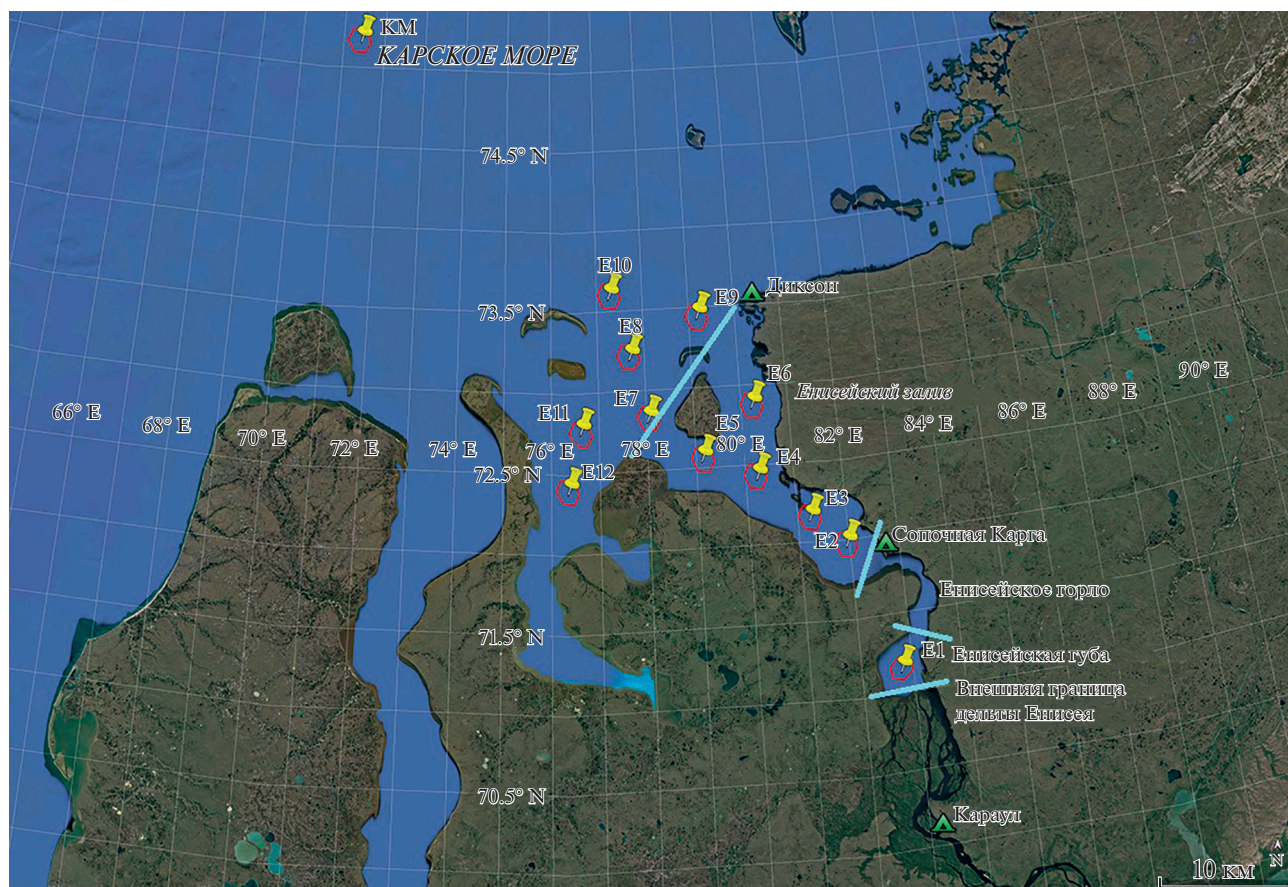


Рис. 1. Енисейский залив и Карское море. Красные многоугольники — ячейки продукта L1C SMOS. Желтые значки — номера выбранных участков. Зеленые треугольники — метеорологические станции. Голубым цветом обозначены границы областей Енисейского залива и их названия (по данным работы (Лапин, 2017)).

Земля — около 180 км. Площадь акватории моря составляет 81 263 км² (Болтунов и др., 2014; Экосистемы..., 1996). В исследуемом регионе было выбрано 10 участков: три непосредственно в заливе (П1—П3), пять участков, расположенных по акватории Печорского моря недалеко от залива (П4—П9), и один участок вдали от залива (ПМ) (см. рис. 3). По ним также были получены данные радиометра MIRAS, за период с 2012 по 2020 г.

КЛИМАТИЧЕСКИЕ, ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЛЯЦИОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Климатические данные (температура воздуха, осадки, толщина снежного покрова) по исследуемым регионам были получены с метеорологических станций, архивные данные которых размещены на сайте погоды (<https://tr5.ru>). Метеостанции обозначены на рис. 1—3.

Данные по объему стока рек Енисей и Печора за 2012—2020 гг. получены с сервера “Обсерватории великих арктических рек” (Arctic Great Rivers Observatory — ArcticGRO) ([\[greatrivers.org/data/\]\(https://arcgreatrivers.org/data/\)\). К сожалению, на этом сервере не представлены данные по стоку р. Хатанги, поэтому пришлось использовать усредненные ежемесячные значения расхода воды в реке, полученные за период с 1961 по 1994 г. Эти характеристики приведены на сервере “Региональной электронной сети гидрографических данных для Арктического региона” \(A Regional, Electronic, Hydrographic Data Network For the Arctic Region — R-ArcticNet\), \(<https://www.r-arcticnet.sr.unh.edu/v4.0/ViewPoint.pl?View=ALL&Unit=ms&Point=6339>\). На рис. 4 показан расход воды в реках Енисей, Печора, Хатанга и Обь. Измерения выполнены в створах: Игарки для Енисея, с. Усть-Цильмы для Печоры, с. Хатанги для р. Хатанги, и Салехарда для Оби. Данные для Хатанги представлены в виде усредненных за период с 1961 по 1994 г. ежемесячных гистограмм.](https://arc-</p>
</div>
<div data-bbox=)

Как видно из рис. 4, расходы воды в четырех реках сильно различаются между собой. Наибольший сток показывает р. Енисей. Причем если в зимний период расход воды Енисея и Оби



Рис. 2. Хатангский залив (море Лаптевых). Красные многоугольники — ячейки продукта L1C SMOS. Желтые значки — номера выбранных участков. Зеленые треугольники — метеорологические станции.

практически совпадает, то в летний период расход воды р. Енисей, в зависимости от года, в 2—5 раз больше чем р. Оби. Также надо отметить, что максимум стока у Енисея имеет ярко выраженный пик, который приходится на конец мая — начало июня. У Оби максимум расхода воды растянут на несколько месяцев, в среднем с мая по август. Сток рек Печоры и Хатанги значительно меньше, и в зимний период он стремится практически к нулю.

Данные по температуре и солености воды, а также по толщине и динамике ледяного покрова для трех исследуемых акваторий были заимствованы из работ (Болтунов и др., 2014; Коник и др., 2021; Корнишин и др., 2018; Лапин, 2017; Лукин, 2000; Печорское..., 2003; Полонский и др., 2007; Рябченко и др., 2020; Становой, 2008; Экосистемы..., 1996; Pavlov et al., 1996).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Анализ спутниковых данных для выбранных участков трех исследуемых акваторий был выполнен совместно с климатическими, гляциологическими и гидрологическими данными регионов.

Кроме этого, при анализе были использованы результаты теоретического моделирования межгодовой и сезонной динамики яркостной температуры $T_{\text{я}}$ различных областей Обской губы, представленные в работах (Тихонов и др., 2020, 2021; Tikhonov et al., 2022).

Енисейский залив и Карское море. Анализ спутниковых данных показал, что зона смешения пресных и соленых вод находится севернее мыса Сопочная Карга (см. рис. 1), что подтверждается работой (Лапин, 2017). В Енисейской губе (южнее Енисейского горла — участок Е1) вода практически все зимние сезоны является пресной, или слабо солоноватой (рис. 5 слева), в то время как севернее мыса Сопочная Карга (участок Е2), вода в зимний период подвержена постоянному влиянию соленых вод Карского моря (рис. 5 справа). Сезонная динамика $T_{\text{я}}$ участка Е1 соответствует сезонной динамике $T_{\text{я}}$ пресноводных участков в Обской губе (Тихонов и др., 2021; Tikhonov et al., 2022). Для участка Е2 сезонная и межгодовая динамика $T_{\text{я}}$ близка к таковой для центральных участков в Обской губе, где в зимний период соленость воды меняется от года к году и даже в те-

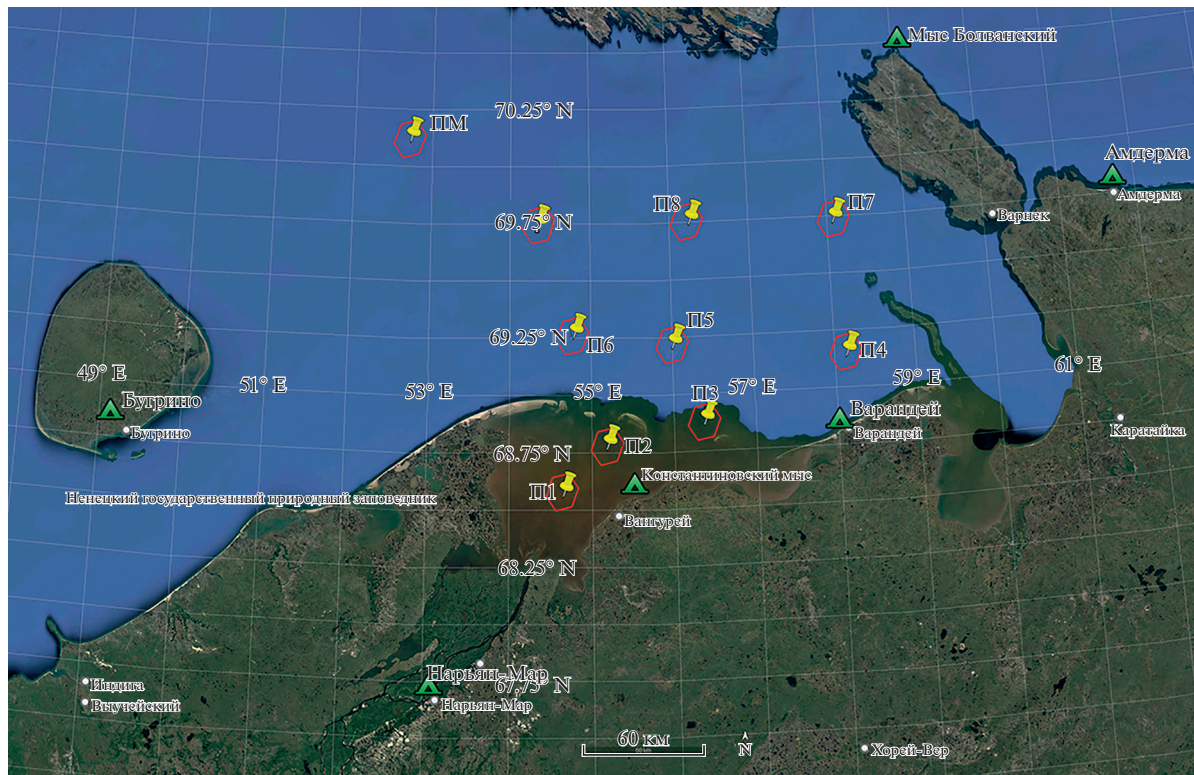


Рис. 3. Печорская губа (Печорское море). Красные многоугольники — ячейки продукта L1C SMOS. Желтые значки — номера выбранных участков. Зеленые треугольники — метеорологические станции.

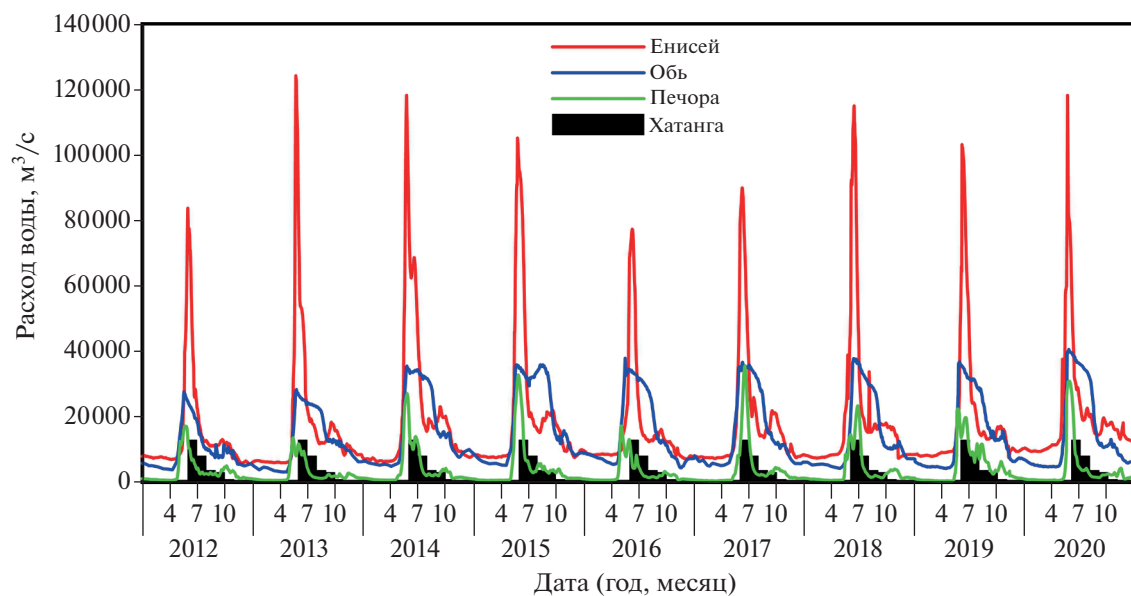


Рис. 4. Расход воды в реках Енисей, Печора, Хатанга, Обь.

чение одного зимнего периода (Тихонов и др., 2021; Tikhonov et al., 2022).

Внутригодовое распределение стока на внешней границе дельты Оби и Енисея сильно разли-

чается в период отсутствия ледяного покрова. В летние месяцы расход воды Енисея значительно превосходит расход воды Оби. В период ледостава расход воды Енисея и Оби практически сов-

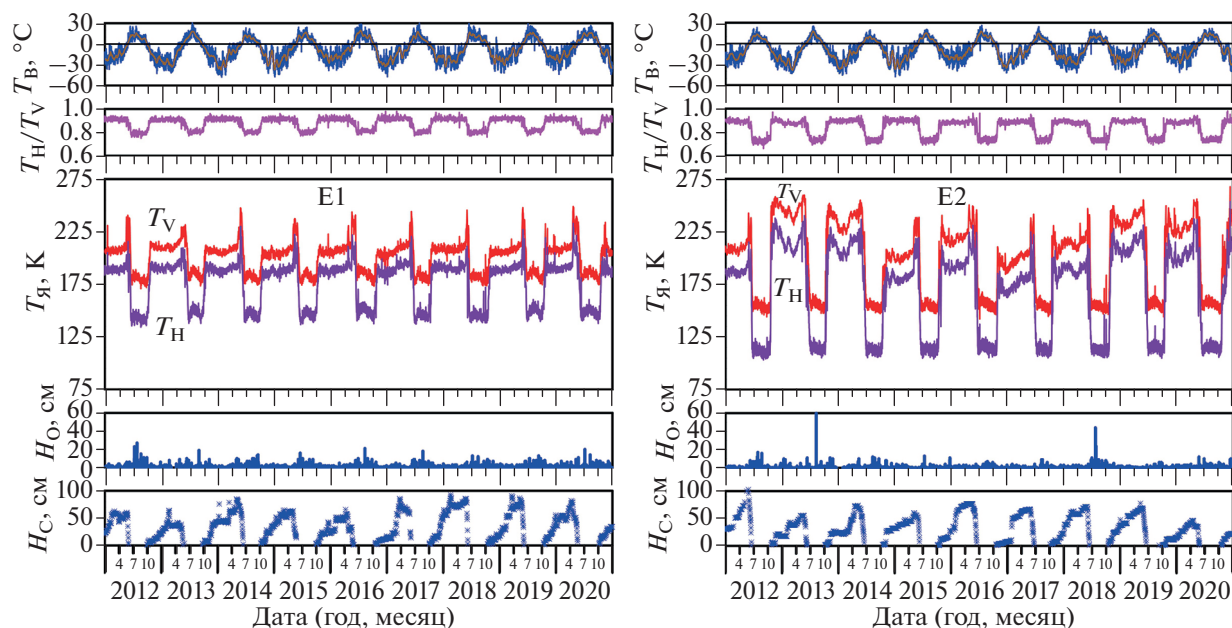


Рис. 5. Сезонная динамика яркостной температуры и метеорологических характеристик участков E1 (слева) и E2 (справа) в Енисейском заливе по данным SMOS для горизонтальной (фиолетовый цвет) T_H и вертикальной (красный) T_V поляризации. Снизу вверх: высота снежного покрова, осадки, яркостная температура, отношение яркостных температур на горизонтальной и вертикальной поляризации, температура воздуха.

падает (см. рис. 4). Как отмечено в работе (Становой, 2008), изменение среднемесячной солёности на поверхности воды в зимний период в Енисейском заливе достаточно слабо связано с объемом стока реки Енисей. Максимальный коэффициент корреляции между солёностью и среднегодовым стоком составляет величину 0,15. В этой же работе отмечено, что несколько лучше связь солёности поверхностного слоя воды с межгодовой изменчивостью атмосферных процессов, происходящих над Карским морем. Это связано с широким створом (порядка 150 км) у соединения залива с Карским морем и очень узким проливом (“Енисейское горло” — порядка 13 км), соединяющим непосредственно р. Енисей и Енисейский залив (Лапин, 2017). Анализ величины осадков и толщины снежного покрова, зафиксированных на метеостанциях Енисейского залива, не выявил какой-либо взаимосвязи этих характеристик с динамикой яркостной температуры и уровнем стока реки Енисей. На величину расхода воды Енисея в летний период влияют жидкие осадки текущего года по всему водосбору реки, а также количество снега, выпавшего в предшествующую зиму (Papa et al., 2008).

Необходимо отметить, что для участка E1 размер пикселя радиометра MIRAS (порядка 35×65 км) превышает размер акватории, где этот участок выбран. В связи с этим в радиометр попадает берег, что и отражается на динамике яркостной температуры. Она немного отличается от динамики яркостной температуры участков, располо-

женных в южной (пресноводной) части Обской губы (ср. с рис. 4, 8 из работы (Тихонов и др., 2021)). В летний период, когда растает снежный и ледяной покров, яркостные температуры открытой водной поверхности и поверхности берега (тундровая и лесная растительность, открытая почва, болота) сильно различаются между собой. В зимний период излучательная способность замерзшей поверхности земли, покрытой снежным покровом, и ледяного покрова близки между собой (Emery, Camps, 2017; Ulaby, Long, 2014). Поэтому различие в яркостных температурах между E1 и P1–P4 из статьи (Тихонов и др., 2021) больше проявляется в летний период, чем в зимний. Эта погрешность требует дальнейшего исследования и более сложного подхода к моделированию собственного микроволнового излучения подобных участков. Участок E2 подвержен сильному влиянию вод Карского моря, что отражается на межгодовой и сезонной динамике $T_я$, выраженной в значительных изменениях ее величины в зимний период. На участках E3 и E4 солёность воды под ледяным покровом больше, чем на участке E2, о чем свидетельствует увеличение $T_я$ в зимний период на этих участках по сравнению с участком E2. Динамика $T_я$ на участках E3 и E4 в зимний период от года к году также нестабильна, что еще обуславливается небольшим влиянием стока Енисея.

Межгодовая и сезонная динамика $T_я$ участков E5 и E6 (рис. 6 слева) практически одинакова и

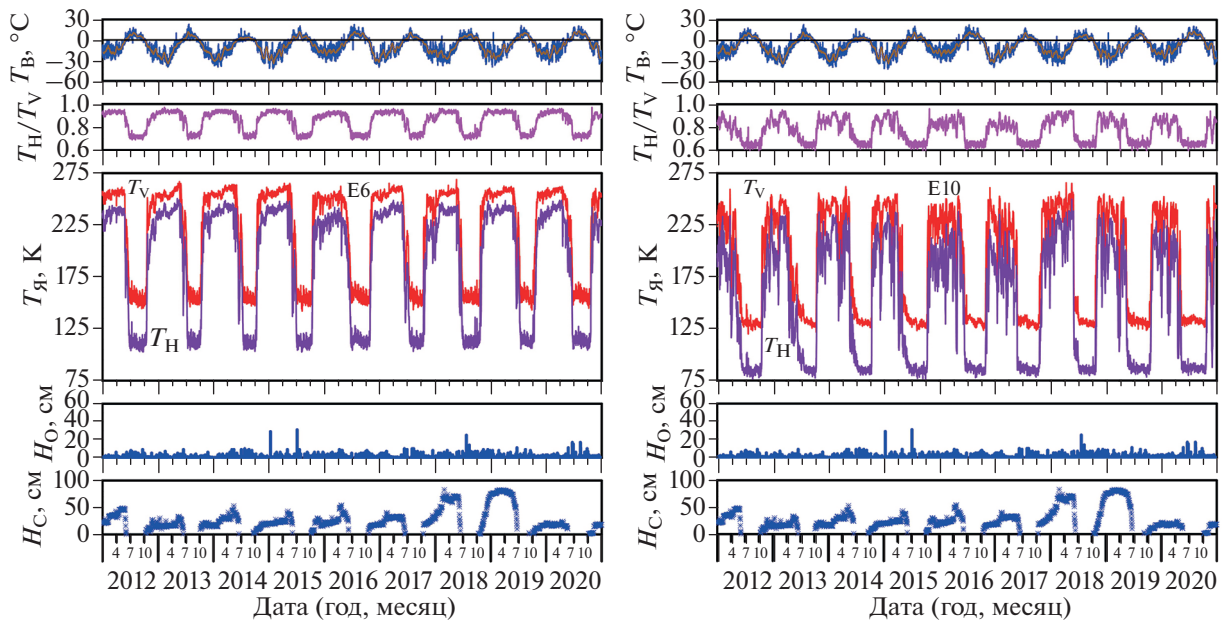


Рис. 6. Сезонная динамика яркостной температуры и метеорологических характеристик участка в Енисейском заливе Е6 (слева) и в Карском море Е10 (справа) по данным SMOS. Обозначения как на рис. 5.

соответствует динамике $T_я$ морского участка Карского моря (участок КМ на рис. 1). Межгодовая динамика $T_я$ для этого участка представлена в работе (Тихонов и др., 2021, рис. 5). На участках Е5 и Е6 в зимний период присутствует стабильный ледяной покров, и соленость воды подо льдом выше 15‰, о чем свидетельствуют высокие значения $T_я$ (Тихонов и др., 2021; Tikhonov et al., 2022). Вариации $T_я$ в период ледостава обуславливаются колебаниями температуры воздуха. Для участков Е5 и Е6 так же, как и для участка Е1, чувствуется влияние берега, часть которого попадает в пиксель радиометра. Динамика $T_я$ (годовая и сезонная) участков Е7–Е10 практически одинакова (рис. 6 справа). В зимний период яркостная температура скачкообразно изменяется в широких пределах – иногда от значений, соответствующих открытой водной поверхности, до значений соответствующих установившемуся ледяному покрову. Соленость воды подо льдом также равна или больше 15‰, что соответствует данным работы (Коник и др., 2021). Ледяной покров в данной зоне (область с участками Е7–Е10) является очень динамичным – льды здесь в течение зимы постоянно взламываются, между ледяными полями образуются широкие разводья, которые со временем либо заполняются новыми льдами, либо закрываются при смене преобладающих ветров. Часто при отжимных ветрах, а также под воздействием стока Оби и Енисея в этом районе возникает обширная Обь–Енисейская полынья (см. ОЕ на рис. 7). Все ранее сформировавшиеся льды отходят к северу, освобождая вдоль границы припая

пространство чистой воды, которое также постепенно покрывается молодыми льдами, а при смене ветров на его место опять возвращаются дрейфующие однолетние льды Карского моря. Обь–Енисейская полынья существует с вероятностью более 75% в течение семи месяцев из восьми возможных, когда акватория моря покрыта льдом (Карелин, Карклин, 2012; Львова и др., 2020; Pavlov et al., 1996).

Участки Е11 и Е12 находятся, наоборот, в стабильной области (Карелин, Карклин, 2012; Pavlov et al., 1996). Здесь весь зимний период присутствует нетронутый припай (рис. 8). Кроме того в этом районе нет портов и активного судоходного трафика. Соленость воды под ледяным покровом исходя из значений $T_я$ также больше 15‰.

Климатические вариации за период 2011–2020 гг. на прилегающих к Енисейскому заливу территориях приведены в таблице 1. В ней представлены значения среднегодовой температуры воздуха, полученные с трех метеостанций, расположенных в данном регионе (см. рис. 1). Анализ этих вариаций и межгодовой динамики яркостной температуры участков Е2 и Е3 в зимний период показал (рис. 5 справа), что просматривается, как и в Обской губе (Тихонов и др., 2021; Tikhonov et al., 2022), соответствие наиболее теплого года (2011 и 2016 гг.) и минимума солености воды подо льдом в следующий за теплым год (2012 и 2017 гг.). Вероятно, это объясняется последствиями таяния вечнотермальных пород п-ова Гыданский и п-ова Таймыр в более теплые годы. Таяние вечной мерзлоты добавляет приток пресной воды в Енисейский

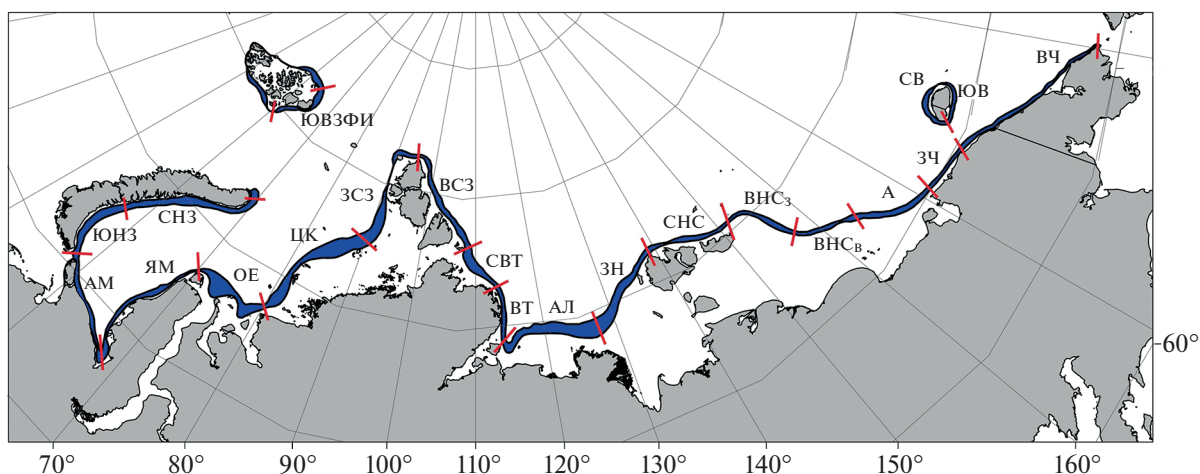


Рис. 7. Расположение заприпайных полыней в арктических морях (Карелин, Карклин, 2012): ЮВЗФИ – Юго-восточная Земли Франца-Иосифа, СНЗ – Северная Новоземельская, ЮНЗ – Южная Новоземельская, АМ – Амдерминская, ЯМ – Ямальская, ОЕ – Обь-Енисейская, ЦК – Центральная Карская, ЗСЗ – Западная Североземельская, ВСЗ – Восточная Североземельская, СВТ – Северо-Восточная Таймырская, ВТ – Восточная Таймырская, АЛ – Анабаро-Ленская, ЗН – Западная Новосибирская, СНС – Северная Новосибирская, ВНСЗ – Восточная Новосибирская (запад), ВНСВ – Восточная Новосибирская (восток), А – Айонская, ЗЧ – Западная Чукотская, ВЧ – Восточная Чукотская, СВ – Северная Врангелевская, ЮВ – Южная Врангелевская.

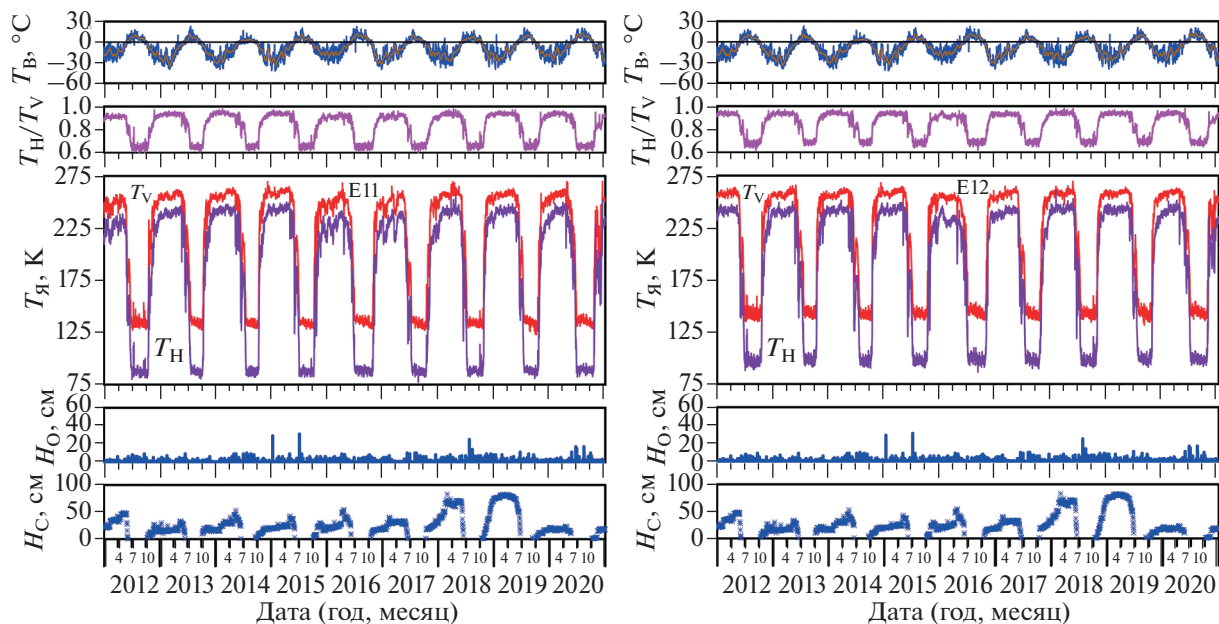


Рис. 8. Сезонная динамика яркостной температуры и метеорологических характеристик участка E11 (слева) и E12 (справа) в Карском море по данным SMOS. Обозначения как на рис. 5.

залив. Подобные процессы отмечаются в последнее время по всей территории Арктики (Долгополова, 2018; Jacques, Sauchyn, 2009; Lin, et al., 2022; Suzuki et al., 2018; Walvoord, Kurylyk, 2016). Южная часть Енисейского залива до мыса Сопочная Карга (см. рис. 1) окружена территориями с умеренной вечной мерзлотой. Среднегодовая температура грунта на глубине нулевой годовой амплитуды ва-

рьируется от -3 до -7°C , а толщина активного слоя изменяется от 60 до 120 см (Ran et al., 2022). Таким образом, повышение среднегодовой температуры воздуха может привести к таянию вечномёрзлых пород в этом регионе и притоку пресной воды в Енисейский залив. Максимум солёности воды в зимний период для участка E2 и E3 наблюдается в 2013 и 2014 гг. Им соответствуют

Таблица 1. Среднегодовая температура воздуха в районе Енисейского залива (см. рис. 1), °С

Метеостанция	Годы									
	2011	2012	2013	2014	2015	2016	2017	2018	2019	2020
Караул	–5.9	–7.2	–8.8	–9.8	–7.7	–6.5	–7.4	–7.9	–7.0	–4.4
Сопочная Карга	–7.3	–7.8	–10.7	–10.6	–8.9	–7.8	–8.5	–9.4	–8.5	–5.5
Диксон	–7.3	–7.0	–10.6	–10.3	–8.8	–7.2	–8.2	–9.1	–8.8	–5.4

два наиболее холодных года: 2013 и 2014 (см. табл. 1 и рис. 5 справа). На северную часть Енисейского залива (выше участка Е4, см. рис. 1) основополагающее влияние на соленость воды оказывают воды Карского моря (Становой, 2008) и влияние среднегодовых вариаций температуры воздуха здесь пока несущественны. Необходимо отметить, что в отличие от Обской губы, в Енисейском заливе связь между среднегодовой температурой воздуха в регионе и соленостью воды подо льдом в южной части залива значительно слабее. Это объясняется более суровыми климатическими условиями и более устойчивой вечной мерзлотой региона (Долгополова, 2018; Ran et al., 2022). Однако необходимо отметить, что предположение о влиянии таяния вечной мерзлоты на изменение солености воды под ледяным покровом в южной части залива требует дальнейшей проверки и всестороннего изучения. Также непонятно уменьшение солености воды (по данным T_y) в зимний период на участке Е2 в 2015 г., который не является очень теплым и следует за самым холодным 2014 г. Вероятно, на соленость воды подо льдом в этой области Енисейского залива оказывает влияние большое количество факторов, которые необходимо понять и исследовать.

Анализ межгодовой и сезонной динамики T_y всех участков Енисейского залива и Карского моря позволил выявить еще одну важную закономерность. При весеннем разрушении ледяного покрова значение отношения яркостной температуры на горизонтальной и вертикальной поляризации (T_H/T_V) резко уменьшается (см. второй сверху график на рис. 5, 6, 8). Если для пресноводных акваторий весеннее разрушение льда можно определить по большому и стабильному увеличению значений яркостной температуры на горизонтальной и вертикальной поляризации (Tikhonov et al., 2018), то для морского льда такой индикатор непригоден (Тихонов и др., 2020). Однако динамика изменения T_H/T_V одинакова как для пресноводных, так и для морских акваторий (см. рис. 5, 6, 8). Этот факт объясняется тем, что на данной частоте (1.4 ГГц) поляризационная разность (разница в значениях яркостной температуры на горизонтальной и вертикальной поляризации) для открытой водной поверхности значительно больше, чем для ледяного покрова (Emery, Camps, 2017; Ulaby, Long, 2014).

Хатангский залив и море Лаптевых. Межгодовая и сезонная динамика T_y различных участков, расположенных в Хатангском заливе (участки Х1–Х5) показала, что в период ледостава залив покрыт сплошным стабильным ледяным покровом, и соленость воды подо льдом превышает величину 15‰ (рис. 9). Полученные результаты полностью подтверждаются данными работы (Корнишин и др., 2018). В ней показано, что весь район покрыт припайным льдом, сформировавшимся в начале зимнего периода и достигающим к маю толщины на ровных участках до 1.8–2.0 м. Соленость воды под ледяным покровом, по данным измерений исследования (Корнишин и др., 2018), составляет 20–26‰. Здесь, на фоне малого зимнего стока Хатанги и других рек (рис. 4), очень сильно влияние приливов моря Лаптевых, а также сгонно-нагонных явлений (Корнишин и др., 2018), которые и определяют соленость воды подо льдом в заливе. В этой области (участки Х1–Х5) для каждого участка в пиксель радиометра также попадает часть берега, собственное излучение которого немного изменяет динамику яркостной температуры, особенно в период таяния льда и снега (см. рис. 9).

Динамика T_y в зимний период на выходе Хатангского залива (участки Х6–Х8) нестабильна (рис. 10 слева). Это объясняется тем, что ледяной покров в данном районе очень динамичен: при устойчивых отжимных ветрах здесь часто формируются Восточная Таймырская (ВТ) и Анабаро-Ленская (АЛ) полыньи (рис. 7), которые при смене преобладающих ветров могут закрываться более толстыми льдами с севера моря Лаптевых. Таким образом, льды в этой области часто обновляются от начальных видов до однолетних тонких льдов и иногда, если район закрывается массивом льдов с севера, — до однолетних средних льдов. Однако чаще здесь присутствуют молодые (10–30 см) и однолетние тонкие (30–70 см) льды. Анабаро-Ленская полынья существует с вероятностью 79% в ноябре–июне и только в апреле ее повторяемость может снизиться до 75%. Повторяемость Восточной Таймырской полыньи превышает 50% (Карелин, Карклин, 2012; Pavlov et al., 1996).

Соленость воды под ледяным покровом на участках Х6–Х8 по данным SMOS также больше 15‰, а по данным работы (Корнишин и др., 2018)

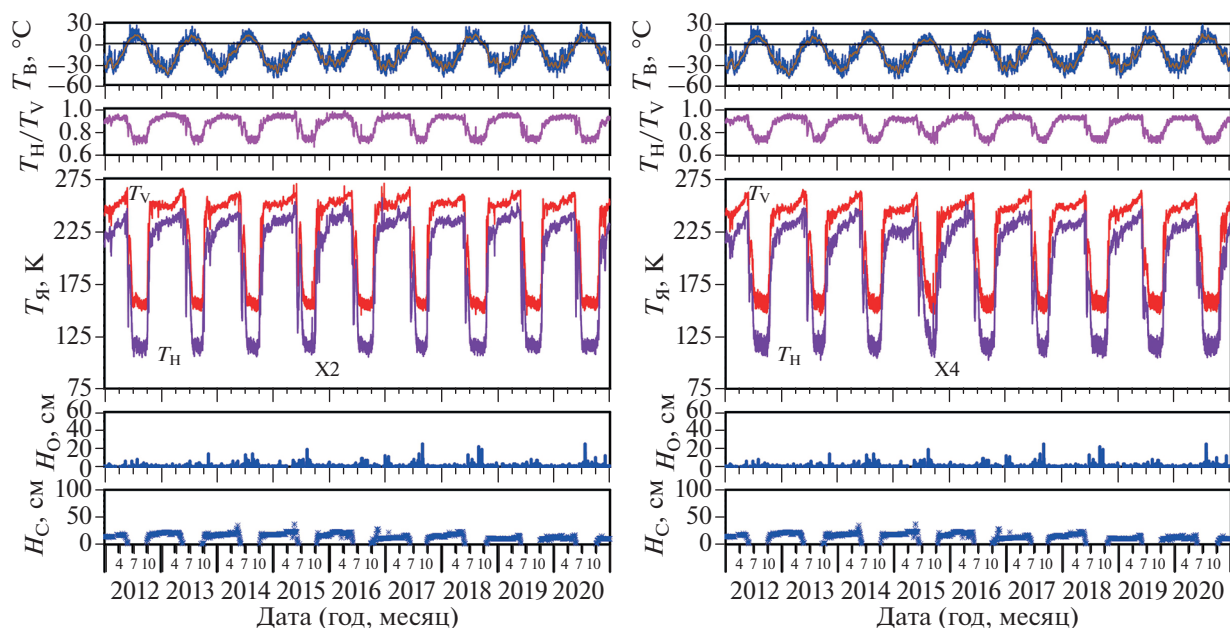


Рис. 9. Сезонная динамика яркостной температуры и метеорологических характеристик участка X2 (слева) и X4 (справа) в Хатангском заливе по данным SMOS. Обозначения как на рис. 5.

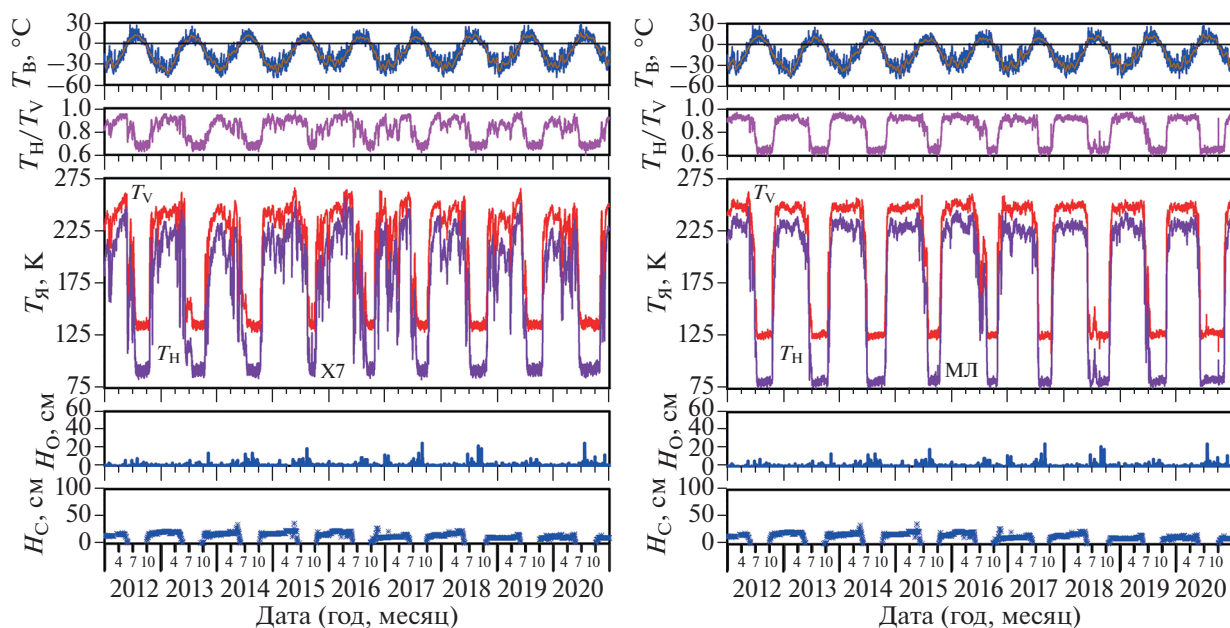


Рис. 10. Сезонная динамика яркостной температуры и метеорологических характеристик участка X7 в Хатангском заливе (слева) и МЛ в море Лаптевых (справа) по данным SMOS. Обозначения как на рис. 5.

соленость воды в этой части акватории составляет величину в 25–30‰. Участок МЛ, находящийся в море Лаптевых, показывает стабильную межгодовую и сезонную динамику яркостной температуры. Здесь всю зиму присутствует сплошной ледяной покров (рис. 10 справа). Соленость воды под ледяным покровом по данным спутника здесь

также больше 15‰. По данным работы (Корнишин и др., 2018) соленость воды подо льдом в этом районе составляет величину 30‰ и более.

Анализ рис. 9 и 10 показывает, что в этом районе при весеннем разрушении ледяного покрова значение отношения яркостной температуры на

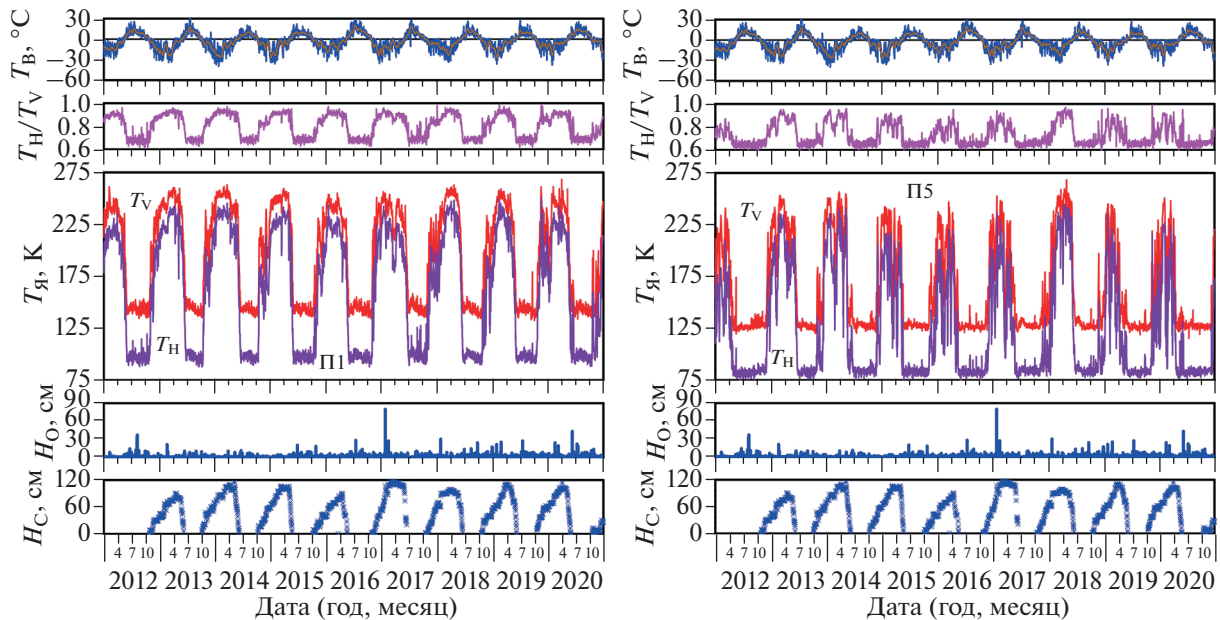


Рис. 11. Сезонная динамика яркостной температуры и метеорологических характеристик участка П1 в Печорском заливе (слева) и П5 в Печорском море (справа) по данным SMOS. Обозначения как на рис. 5.

горизонтальной и вертикальной поляризации для любых участков также резко уменьшается.

Среднегодовая температура грунта на глубине нулевой годовой амплитуды в районе Хатангского залива составляет величину $-8...-10^{\circ}\text{C}$, а толщина активного слоя изменяется от 30 до 60 см (Rap et al., 2022). Среднегодовая температура воздуха в этом регионе ниже -12°C , что значительно меньше, чем в регионе Обской губы и Енисейского залива (<http://www.pogodaiklimat.ru/climate/20891.htm>). Таким образом, в этом районе процессы таяния вечной мерзлоты либо отсутствуют, либо не существенны и на фоне малого стока реки Хатанга в зимний период (рис. 4) не оказывают какого-либо влияния на изменение солёности воды подо льдом в заливе. Все гидрологические характеристики залива в зимний период определяются влиянием моря Лаптевых.

Печорский залив и Печорское море. Анализ межгодовой и сезонной динамики $T_{\text{я}}$ участков данного региона показал, что в период ледостава стабильный ледяной покров образуется только в самом заливе (участки П1 и П2 – рис. 11 слева) (Полонский и др., 2007). Колебания яркостной температуры данных участков в этот период связаны с изменениями температуры воздуха. Кратковременная оттепель, вызывающая небольшое таяние снежного и ледяного покрова, приводит к повышению значений яркостной температуры. Понижение температуры воздуха ниже 0°C приводит к повторному замерзанию льда и снега, что вызывает небольшое уменьшение значений яркостной температуры. Оттепель, продолжающаяся

достаточно длительное время, порождает обильное таяние снежного и ледяного покрова. Это приводит к насыщению данных сред жидкой водой и сильному уменьшению значений яркостной температуры (Тихонов и др., 2020; Tikhonov et al., 2018). Эти процессы достаточно хорошо представлены на рис. 11 слева (верхний и центральный). Солёность воды под ледяным покровом на участках П1, П2 по спутниковым данным превышает значение 15‰ . По данным публикации (Полонский и др., 2007) солёность воды подо льдом в этой области варьируется от 24 до 35‰ . Кроме того, в этой работе отмечено, что на фоне малого зимнего стока Печоры, который составляет величину менее $4000\text{ м}^3/\text{с}$ (см. рис. 4), и сильных нагонах солёная вода может проникать на 5–7 км в рукав дельты р. Большая Печора.

Солёность воды в Печорском море меняется в зависимости от сезона в различных местах акватории. В зимний период присутствуют морские солёные воды (солёность $32\text{--}35\text{‰}$). В летне-осенний период под воздействием материкового пресного стока (в первую очередь р. Печора) происходит распреснение верхнего морского слоя. В этом слое ($\sim 0\text{--}10\text{ м}$) образуются зоны солоноватых (солёность до 25‰), распреснённых морских (солёность $25\text{--}30\text{‰}$) и солёных морских (солёность более 30‰) вод. Максимум солёности в этих зонах отмечается в июле. Сокращение зон солоноватых и распреснённых морских вод происходит в августе–октябре и заканчивается в ноябре, к началу ледообразования, полным исчез-

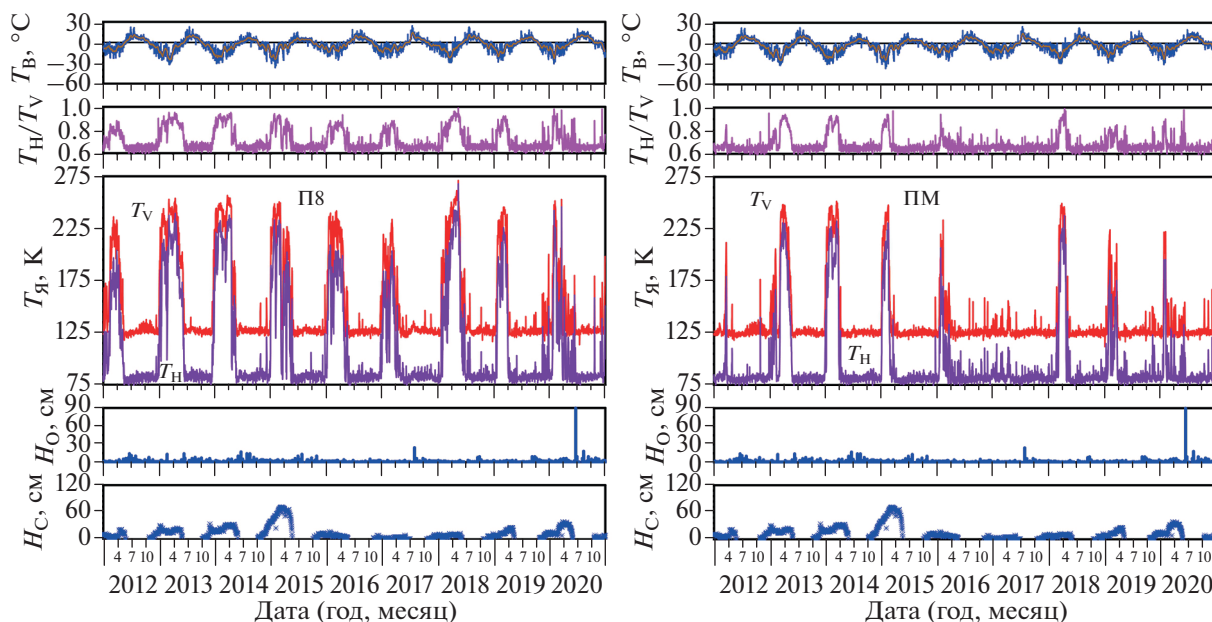


Рис. 12. Сезонная динамика яркостной температуры и метеорологических характеристик участка П8 (слева) и ПМ (справа) в Печорском море по данным SMOS. Обозначения как на рис. 5.

новением в Печорском море солоноватых вод (Географический..., 1989; Экосистемы..., 1996).

Поскольку Баренцево море зимой замерзает не полностью, льды здесь подвержены ветровому воздействию сильнее, чем в остальных арктических морях. В прикромочной ледовой зоне имеется много свободного пространства для ветрового дрейфа. Учитывая, что данный район также характеризуется высокой циклонической активностью, сильные штормовые ветры здесь возникают довольно часто. Поэтому район, в котором расположены участки ПЗ–П7, характеризуется наибольшей динамичностью ледяного покрова по сравнению с остальными районами, рассматриваемыми в статье. Здесь присутствуют дрейфующие льды, которые на протяжении всей зимы постоянно отрывает от берега при отжимных ветрах, а затем снова прижимает к берегу, когда направление ветра меняется. Таким образом, лед на выбранных участках может очень быстро меняться от начальных видов до однолетнего тонкого и, иногда, однолетнего среднего льда (Болтунов и др., 2014; Рябченко и др., 2020). В этой области в зимний период соленость воды составляет 33–35‰ (Полонский и др., 2007). Все эти особенности хорошо подтверждаются спутниковыми данными, которые представлены на рис. 10 справа для характерного участка (П5) этой области.

Еще более динамичным по сравнению с участками ПЗ–П7, является регион, где расположены участки П8 и П9. В этой области льды находятся в постоянном движении (Болтунов и др., 2014; Рябченко и др., 2020). На данных участках сплочен-

ность ледяного покрова может варьироваться от 0 до 10 баллов. Этот факт и отражается на графике яркостной температуры для участка П8 (рис. 12 слева). Участок ПМ (см. рис. 3), расположенный далеко от Печорской губы, характеризуется тем, что льды в эту область в последние годы доходят очень редко (Болтунов и др., 2014; Рябченко и др., 2020). График многолетней динамики яркостной температуры участка ПМ это полностью подтверждает (рис. 12 справа). Из-за большой нестабильности ледяного покрова (участки ПЗ–П9 и ПМ), использование отношения яркостной температуры на горизонтальной и вертикальной поляризации для определения начала периода разрушения льда в этом регионе становится неприемлемым.

Необходимо отметить, что из-за очень малого зимнего расхода воды реки Печора (см. рис. 4), активные процессы таяния вечной мерзлоты, происходящие в этом регионе (Sudakova et al., 2021), не оказывают существенного влияния на проникновение морских вод Печорского моря в залив и дельту реки, как это наблюдается в Обской губе.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненный анализ межгодовой и сезонной динамики $T_я$ устьевых областей крупных арктических российских рек совместно с изменениями их климатических и гидрологических характеристик показал, что данные спутниковой микроволновой радиометрии открывают новые возможности в использовании пассивных спутниковых наблюдений в микроволновом диапазоне для

изучения природных динамических процессов, а также анализа гидрологических явлений, происходящих на всей территории Арктики и субарктики.

Проведенные исследования показали, что данные радиометра MIRAS (1.4 ГГц) спутника SMOS могут быть использованы для анализа и оценки следующих гидрологических и гляциологических характеристик арктического и субарктического региона:

1) солёности воды под ледяным покровом (до 15‰) и движения фронтальной зоны подо льдом в крупных заливах и эстуариях;

2) анализа больших территорий со стабильным, или динамичным морским ледяным покровом. Таким образом, открывается возможность контроля стабильности морского ледяного покрова в крупных акваториях с частотой два раза в сутки (частота пролета спутника SMOS над арктическими территориями);

3) определения начала периода разрушения ледяного покрова в крупных морских и пресноводных акваториях.

БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 20-05-00198а) (Тихонов В.В., Хвостов И.В., Романов А.Н., Комарова Н.Ю.), а также при поддержке темы “Мониторинг” (гос. регистрация № 01.20.0.2.00164) (Алексеева Т. А., Соколова Ю. В., Афанасьева Е. В., Шарков Е. А., Боярский Д. А.).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Болтунов А.Н., Дубинин М.Ю., Ежов А.Е., Ларионов М.В., Новоселов А.П., Пухова М.А. Фролова Е.А. Районы ограничения антропогенной деятельности: Печорское море. Нефтегазовый комплекс. Мурманск: Всемирный фонд дикой природы (WWF), 2014. 76 с.
- Брызгалов В.А., Никаноров А.М., Косменко Л.С., Решетняк О.С. Устьевые экосистемы крупных рек России: антропогенная нагрузка и экологическое состояние. Ростов н/Д: ЮФУ, 2015. 164 с.
- Географический энциклопедический словарь: Географические названия / под ред. Трешникова А.Ф. М: Советская энцикл., 1989. 592 с.
- Долгополова Е. Н. Роль многолетнемерзлых пород в формировании гидролого-морфологического режима устьев рек водосбора Северного Ледовитого океана // Арктика: экология и экономика. 2018. Т. 32. № 4. С. 70–85. <https://doi.org/10.25283/2223-4594-2018-4-70-85>
- Карелин И.Д., Карклин В.П. Припай и заприпайные полыньи арктических морей сибирского шельфа в конце XX–начале XXI века. СПб: ААНИИ, 2012. 180 с.
- Коник А.А., Зимин А.В., Атаджанова О.А., Педченко А.П. Оценка изменчивости характеристик Стоковой фронтальной зоны Карского моря на основе комплексирования данных спутникового дистанционного зондирования // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2021. Т. 18. № 2. С. 241–250. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2021-18-2-241-250>
- Корнишин К.А., Тарасов П.А., Ефимов Я.О., Гудошников Ю.П., Ковалев С.М., Миронов Е.У., Макаров Е.И., Нестеров А.В. Исследования ледового режима на акватории Хатангского залива в море Лаптевых // Лед и Снег. 2018. Т. 58. № 3. С. 396–404. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-3-396-404>
- Лапин С.А. Особенности формирования пресноводного стока в эстуарных системах Оби и Енисея // Тр. ВНИРО. 2017. Т. 156. С. 139–150.
- Львова Е.В., Животовская М.А., Заболотских Е.В., Балашова Е.А., Барановский С.В. Характеристики заприпайных полыней Карского моря по данным спутниковых микроволновых измерений сплоченности морского льда // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2020. Т. 17. № 7. С. 203–214. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2020-17-7-203-214>
- Лукин А.А., Дауэальтер В.А., Новоселов А.П. Экосистема Печоры в современных условиях. Апатиты: изд-во Кольского науч. центра, 2000. 192 с.
- Печорское море. Системные исследования / под ред. Романкевича Е.А., Лисицына А.П., Виноградова М.Е. М.: Изд-во “Море”, 2003. 502 с.
- Полонский В. Ф. Влияние приливов на перераспределение стока воды в дельте реки Печоры // Арктика: экология и экономика. 2012. Т. 6. № 2. С. 20–27.
- Полонский В.Ф., Лупачев Ю.В., Остроумова Л.П. Основные черты гидрологического режима устьевой области Печоры // Тр. Гос. океанограф. ин-та. 2007. № 210. С. 265–284.
- Рябченко С.В., Драчкова Л.Н., Евдокимова И.О., Зарубина Л.А., Попкова С.В. Тематический отчет № 2 по ледовым условиям Печорского моря. Архангельск: САФУ, 2020. 40 с.
- Становой В.В. Изменчивость термохалинной структуры воды в эстуариях Карского моря // Тр. ААНИИ. 2008. Т. 448. С. 103–130.
- Тихонов В.В., Хвостов И.В., Романов А.Н., Шарков Е.А., Боярский Д.А., Комарова Н.Ю., Сеницкий А.И. Особенности собственного излучения Обской губы в L-диапазоне в период ледостава // Исслед. Земли из космоса. 2020. № 3. С. 59–76. <https://doi.org/10.31857/S0205961420030070>
- Тихонов В.В., Хвостов И.В., Романов А.Н., Алексеева Т.А., Сеницкий А.И., Тихонова М. В., Шарков Е.А., Комарова Н.Ю. Межгодовые вариации собственного микроволнового излучения Обской губы в период ледостава и их связь с гидрологическими и климатическими изменениями региона // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2021. Т. 18. № 6. С. 185–199. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2021-18-6-185-199>
- Экосистемы, биоресурсы и антропогенное загрязнение Печорского моря / под ред. Матишова Г.Г. Апатиты: Мурманский мор. биолог. ин-т КНЦ РАН. 1996. 162 с.
- Baban S.M.J. Detecting water quality parameters in the Norfolk Broads, U.K., using Landsat imagery // Intern. J. Remote Sensing. 1993. V. 14. № 7. P. 1247–1267. <https://doi.org/10.1080/01431169308953955>
- Effects of persistent Arctic warming continue to mount / eds. Osborne E., Richter-Menge J., Jeffries M. et al. Ser. Arctic Report Card. 2018. <https://repository.library.noaa.gov/view/noaa/25659>

- Emery W., Camps A. Introduction to Satellite Remote Sensing: Atmosphere, Ocean, Land and Cryosphere Application. Amsterdam: Elsevier, 2017. 856 p.
- Gutierrez A., Castro R., Vieira P., Lopes G., Barbosa J. SMOS L1 Processor L1c Data Processing Model. Lisboa: DEIMOS Engenharia, 2017. 83 p.
<https://earth.esa.int/eogateway/documents/20142/37627/SMOS-L1c-Data-Processing-Models.pdf>.
- Haine T.W.N., Curry B., Gerdes R., Hansen E., Karcher M., Lee C., Rudels B., Spreen G., de Steur L., Stewart K. D., Woodgate R. Arctic freshwater export: status, mechanisms, and prospects // *Glob Planet Chang.* 2015. V. 125. P. 13–35.
<https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2014.11.013>
- Hiyama T., Hatta S., Park H. River Discharge // *Water-Carbon Dynamics in Eastern Siberia* / eds. Ohta T., Hiyama T., Iijima Y., Kotani A., Maximov T.C. Singapore: Springer, 2019. P. 207–229.
- Jacques J.-M. St., Sauchyn D.J. Increasing winter baseflow and mean annual streamflow from possible permafrost thawing in the Northwest Territories, Canada // *Geophysical Research Letters.* 2009. V. 36. № L01401. 6 p.
<https://doi.org/10.1029/2008GL035822>.
- Kerr Y.H., Waldeufel P., Wigneron J.-P., Delwart S., Cabot F., Boutin J., Escorihuela M.J., Font J., Reul N., Gruhier C., Juglea S.E., Drinkwater M.R., Hahne A., Martin-Neira M., Mecklenburg S. The SMOS Mission: New Tool for Monitoring Key Elements of the Global Water Cycle // *Proc. IEEE.* 2010. V. 98. № 5. P. 666–687.
<https://doi.org/10.1109/JPROC.2010.2043032>
- Khorram S. Remote Sensing of Salinity in the San Francisco Bay Delta. *Remote Sensing of Environment.* 1982. V. 12. № 1. P. 15–22.
- Lin H., Cheng X., Zheng L., Peng X., Feng W., Peng F. Recent Changes in Groundwater and Surface Water in Large Pan-Arctic River Basins // *Remote Sensing.* 2022. V. 14. № 3. P. 607. 15 p.
<https://doi.org/10.3390/rs14030607>
- Nazirova K., Alferyeva Y., Lavrova O., Shur Y., Soloviev D., Bocharova T., Storchkov A. Comparison of In Situ and Remote-Sensing Methods to Determine Turbidity and Concentration of Suspended Matter in the Estuary Zone of the Mzymta River, Black Sea. // *Remote Sensing.* 2021. V. 13. № 1. Art. No. 143, 29 p.
<https://doi.org/10.3390/rs13010143>
- Papa F., Prigent C., Rossow W.B. Monitoring Flood and Discharge Variations in the Large Siberian Rivers from a Multi-Satellite Technique // *Surveys in Geophysics.* 2008. V. 29. № 4. P. 297–317.
<https://doi.org/10.1007/s10712-008-9036-0>
- Pavlov V.K., Timokhov L.A., Baskakov G.A., Kulakov M.Y., Kurazhov V.K., Pavlov P.V., Pivovarov S.V., Stanovoy V.V. Hydrometeorological regime of the Kara, Laptev, and East-Siberian seas. Technical Memorandum, APL-UW TM 1-96. Washington: Applied Physics Lab., Univ. Washington, 1996. 185 p.
- Ray R., Mandal S., Dhara A. Environmental monitoring of estuaries: Estimating and mapping various environmental indicators in Matla estuarine complex, using Landsat TM digital data // *Intern. J. Geomatics and Geosciences.* 2013. V. 3. № 3. P. 570–581.
- Ran Y., Li X., Cheng G., Che J., Juha A., Olli K., Jan H., Miska L., Jin H., Jaroslav O., Masahiro H., Yu Q., Chang X. New high-resolution estimates of the permafrost thermal state and hydrothermal conditions over the Northern Hemisphere // *Earth System Science Data.* 2022. V. 14. P. 865–884.
<https://doi.org/10.5194/essd-14-865-2022>
- Sahr K., White D., Kimerling A.J. Geodesic Discrete Global Grid System // *Cartography and Geographic Information Science.* 2003. V. 30. № 2. P. 121–134.
- Sudakova M., Sadurtdinov M., Skvortsov A., Tsarev A., Malkova G., Molokitina N., Romanovsky V. Using Ground Penetrating Radar for Permafrost Monitoring from 2015–2017 at CALM Sites in the Pechora River Delta // *Remote Sensing.* 2021. V. 13. № 19. P. 3271. 16 p.
<https://doi.org/10.3390/rs13163271>.
- Suzuki K., Matsuo K., Yamazaki D., Ichii K., Iijima Y., Papa F., Yanagi Y., Hiyama T. Hydrological Variability and Changes in the Arctic Circumpolar Tundra and the Three Largest Pan-Arctic River Basins from 2002 to 2016 // *Remote Sensing.* 2018. V. 10. № 3. Art. № 402. 20 p.
<https://doi.org/10.3390/rs10030402>.
- Tikhonov V., Khvostov I., Romanov A., Sharkov E. Theoretical study of ice cover phenology at large freshwater lakes based on SMOS MIRAS data // *The Cryosphere.* 2018. V. 12. № 8. P. 2727–2740.
<https://doi.org/10.5194/tc-12-2727-2018>
- Tikhonov V.V., Romanov A.N., Khvostov I.V., Alekseeva T.A., Sinitskiy A.I., Tikhonova M.V., Sharkov E.A., Komarova N.Yu. Analysis of the hydrological regime of the Gulf of Ob in the freezing period using SMOS data // *Russian Arctic.* 2022. № 2(17). P. 44–71.
<https://doi.org/10.24412/2658-4255-2022-2-44-71>.
- Walvoord M.A., Kurylyk B.L. Hydrologic Impacts of Thawing Permafrost-A Review // *Vadose Zone Journal.* 2016. V. 15. № 6. 20 p.
<https://doi.org/10.2136/vzj2016.01.0010>.
- Ulaby F.T., Long D.G. Microwave Radar and Radiometric Remote Sensing. Univ. of Michigan Press, 2014. 984 p.
- Umbert M., Gabarro C., Olmedo E., Gonçalves-Araujo R., Guimard S., Martinez J. Using Remotely Sensed Sea Surface Salinity and Colored Detrital Matter to Characterize Freshened Surface Layers in the Kara and Laptev Seas during the Ice-Free Season // *Remote Sensing.* 2021. V. 13. № 19. Art. No. 3828. 29 p.
<https://doi.org/10.3390/rs13193828>.

Analysis of the Winter Hydrological Regime of the Yenisei, Pechora and Khatanga Estuaries Using SMOS Data

V. V. Tikhonov^{1, 2}, I. V. Khvostov², T. A. Alekseeva^{1, 3}, A. N. Romanov², E. V. Afanasyeva^{1, 3}, J. V. Sokolova^{1, 3}, E. A. Sharkov¹, D. A. Boyarskii¹, and N. Yu. Komarova¹

¹ Space Research Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

² Institute for Water and Environmental Problems of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Barnaul, Russia

³ Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

An analysis of seasonal and interannual variations of brightness temperature of the Yenisei, Pechora and Khatanga estuaries is performed using the SMOS (Soil Moisture and Ocean Salinity) satellite MIRAS (Microwave Imaging Radiometer using Aperture Synthesis) data for the period 2012–2020. The study has shown that during the freezing period, with low river flow, the Khatanga and Pechora Bays are strongly influenced by salty waters of the Laptev Sea and the Pechora Sea, respectively. In the Yenisei Bay, the analysis revealed two characteristic areas for the winter period, delimited by a narrow strait between the capes of Sopochnaya Karga and Oshmarina. In the southern part of the bay the water remains fresh, or slightly salty; and in the northern part (north of the Sopochnaya Karga post) the water is always brackish, as this is the zone of mixing of fresh Yenisei water and salty Kara Sea water. The sea areas adjacent to the Yenisei and Pechora estuaries (Kara Sea and Pechora Sea, respectively) are dynamic zones with brackish or salty water and constantly breaking ice under the influence of hydrological and climatic factors. The obtained results show that SMOS MIRAS data can be used to: estimate water salinity and transition zone movement under the ice in large bays and estuaries; analyze the stability and dynamics of the Arctic sea ice cover; and determine the beginning of ice melt in large sea and freshwater areas.

Keywords: SMOS, brightness temperature, estuary, ice cover, water mixing, hydrological regime, water salinity, ice melt

REFERENCES

- Baban S.M.J.* Detecting water quality parameters in the Norfolk Broads, U.K., using Landsat imagery // *International Journal of Remote Sensing*. 1993. V. 14. № 7. P. 1247–1267.
<https://doi.org/10.1080/01431169308953955>.
- Boltunov A.N., Dubinin M.Iu., Ezhov A.E., Larionov M.V., Novoselov A.P., Pukhova M.A., Frolova E.A.* Raiony ogranicheniia antropogennoi deiatel'nosti: Pechorskoe more. Neftegazovyi kompleks [Areas of restricted anthropogenic activity: Pechora Sea. Oil and gas complex]. Murmansk: World Wildlife Fund (WWF). 2014. 76 p. (In Russian).
- Bryzgalov V.A., Nikanorov A.M., Kosmenko L.S., Reshetniak O.S.* Ust'evye ekosistemy krupnykh rek Rossii: antropogennaia nagruzka i ekologicheskoe sostoianie [Estuary ecosystems of Russia's major rivers: anthropogenic pressure and ecological status]. Rostov on the Don: SFedU, 2015. 164 p. (In Russian).
- Effects of persistent Arctic warming continue to mount / eds. *Osborne E., Richter-Menge J., Jeffries M.* Arctic Report Card 2018.
<https://arctic.noaa.gov/Report-Card/Report-Card-2018>.
- Ekosistemy, biorekursy i antropogennoe zagryaznenie Pechorskogo moria [Ecosystems, bioresources and anthropogenic pollution of the Pechora Sea]. Matishov G.G. (Ed.). Apatity: Murmansk Marine Biological Institute, 1996. 162 p. (In Russian).
- Emery W., Camps A.* Introduction to Satellite Remote Sensing: Atmosphere, Ocean, Land and Cryosphere Application. Amsterdam: Elsevier, 2017. 856 p.
- Geograficheskii entsiklopedicheskii slovar'. Geograficheskie nazvaniia [Geographical Encyclopedic Dictionary. Geographic names]. Treshnikov A.F. (Ed.). Moscow: Soviet Encyclopedia, 1989. 592 p. (In Russian).
- Gutierrez A., Castro R., Vieira P., Lopes G., Barbosa J.* SMOS L1 Processor L1c Data Processing Model. Lisboa: DEIMOS Engenharia, 2017. 83 p.
<https://earth.esa.int/eogateway/documents/20142/37627/SMOS-L1c-Data-Processing-Models.pdf>.
- Dolgoplova E.N.* Rol' mnogoletnemerzlykh porod v formirovanii gidrologo-morfologicheskogo rezhima ust'ev rek vodosbora Severnogo Ledovitogo okeana [The role of permafrost in the formation of the hydrological and morphological regime of river mouths in the Arctic Ocean watershed area] // *Arctic: ecology and economy*. 2018. V. 32. № 4. P. 55–70. (In Russian).
<https://doi.org/10.25283/2223-4594-2018-4-70-85>.
- Haine T.W.N., Curry B., Gerdes R., Hansen E., Karcher M., Lee C., Rudels B., Spreen G., de Steur L., Stewart K.D., Woodgate R.* Arctic freshwater export: status, mechanisms, and prospects // *Glob Planet Chang*. 2015. V. 125. P. 13–35.
<https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2014.11.013>.
- Hiyama T., Hatta S., Park H.* River Discharge // *Water-Carbon Dynamics in Eastern Siberia* / eds. Ohta T., Hiyama T., Iijima Y., Kotani A., Maximov T. C. Singapore: Springer, 2019. P. 207–229.
- Jacques J.-M.St., Sauchyn D.J.* Increasing winter baseflow and mean annual streamflow from possible permafrost thawing in the Northwest Territories, Canada // *Geophysical Research Letters*. 2009. V. 36. № L01401. 6 p.
<https://doi.org/10.1029/2008GL035822>
- Karelin I.D., Karklin V.P.* Pripaj i zapripajnye polyn'i arkticheskikh morej sibirskogo shel'fa v konce XX–nachale XXI veka [Landfast ice and polynyas in the Arctic seas of the Siberian shelf at the end of the 20th and beginning of the 21st century]. St. Petersburg: AARI, 2012. 180 p. (In Russian).
- Kerr Y.H., Waldteufel P., Wigneron J.-P., Delwart S., Cabot F., Boutin J., Escorihuela M.J., Font J., Reul N., Gruhier C., Juglea S.E., Drinkwater M.R., Hahne A., Martin-Neira M., Mecklenburg S.* The SMOS Mission: New Tool for Monitoring Key Elements of the Global Water Cycle // *Proceeding of the IEEE*. 2010. Vol. 98. № 5. P. 666–687.
<https://doi.org/10.1109/JPROC.2010.2043032>.
- Khorram S.* Remote Sensing of Salinity in the San Francisco Bay Delta. *Remote Sensing of Environment*. 1982. V. 12. № 1. P. 15–22.
- Konik A.A., Zimin A.V., Atadzhanova O.A., Pedchenko A.P.* Otsenka izmenchivosti kharakteristik Stokovoi frontal'noi zony Karskogo moria na osnove kompleksirovaniia dannykh sputnikovogo distantsionnogo zondirovaniia [Assessment of the variability of the River Plums frontal zone in the Kara Sea on the basis of integration of satellite remote sensing data] // *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniia Zemli iz kosmosa*. 2021. V. 18. № 2. P. 241–250. (In Russian).
<https://doi.org/10.21046/2070-7401-2021-18-2-241-250>.
- Kornishin K.A., Tarasov P.A., Yefimov Ya.O., Gudoshnikov Yu.P., Kovalev S.M., Mironov Ye.U., Makarov Ye.I., Nesterov A.V.* Issledovaniia ledovogo rezhima na akvatorii Khatangskogo zaliva v more Laptevskikh [Studies of the ice regime in the

- waters of the Gulf of Khatanga in the Laptev Sea] // *Led i Sneg*. 2018. V. 58. № 3. P. 396–404. (In Russian).
<https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-3-396-404>.
- Lapin S.A. Osobennosti formirovaniia presnovodnogo stoka v estuariykh sistemakh Obi i Eniseia [Features of fresh-water flow formation in estuary systems of the Ob and the Yenisei] // *Trudy VNIRO*. 2017. V. 156. P. 139–150. (In Russian).
- Lvova E.V., Zhivotovskaya M.A., Zabolotskikh E.V., Balashova E.A., Baranovskiy S.V. The Kara Sea flaw polynya characteristics derived from satellite microwave measurements of sea ice concentration // *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*. 2020. V. 17. № 7. P. 203–214. (In Russian).
<https://doi.org/10.21046/2070-7401-2020-17-7-203-214>.
- Lin H., Cheng X., Zheng L., Peng X., Feng W., Peng F. Recent Changes in Groundwater and Surface Water in Large Pan-Arctic River Basins // *Remote Sensing*. 2022. V. 14. № 3. Art. No. 607, 15 p.
<https://doi.org/10.3390/rs14030607>.
- Lukin A.A., Dauvalter V.A., Novoselov A.P. Ekosistema Pechory v sovremennykh usloviyakh [Ecosystem of the Pechora river in modern conditions]. Apatity: Kola Science Centre, 2000. 192 p. (In Russian).
- Nazirova K., Alferyeva Y., Lavrova O., Shur Y., Soloviev D., Bocharova T., Storchkov A. Comparison of In Situ and Remote-Sensing Methods to Determine Turbidity and Concentration of Suspended Matter in the Estuary Zone of the Mzymta River, Black Sea // *Remote Sensing*. 2021. V. 13. № 1. P. 143, 29 p.
<https://doi.org/10.3390/rs13010143>.
- Papa F., Prigent C., Rossow W.B. Monitoring Flood and Discharge Variations in the Large Siberian Rivers From a Multi-Satellite Technique // *Surveys in Geophysics*. 2008. V. 29. № 4. P. 297–317.
<https://doi.org/10.1007/s10712-008-9036-0>
- Pavlov V.K., Timokhov L.A., Baskakov G.A., Kulakov M.Y., Kurazhov V.K., Pavlov P.V., Pivovarov S.V., Stanovoy V.V. Hydrometeorological regime of the Kara, Laptev, and East-Siberian seas. Technical Memorandum, APL-UW TM 1-96. Washington: Applied Physics Laboratory, University of Washington, 1996. 185 p.
- Pechorskoe more. Sistemnye issledovaniia [The Pechora Sea: Integrated Research], Romankevich E.A., Lisitzin A.P., Vinogradov M.E. (Eds.). M.: More, 2003. 502 p. (In Russian).
- Polonskii V.F. Vliianie prilivov na pereraspredelenie stoka vody v del'te reki Pechory [Influence of tides on redistribution water flow redistribution in the Pechora river delta] // *Arktika: ekologiya i ekonomika*. 2012. V. 6. № 2. P. 20–27. (In Russian).
- Polonskii V.F., Lupachev Iu.V., Ostroumova L.P. Osnovnye cherty gidrologicheskogo rezhima ust'voi oblasti Pechory [Main features of the hydrological regime of the Pechora estuary] // *Trudy Gosudarstvennogo okeanograficheskogo instituta*. 2007. № 210. P. 265–284. (In Russian).
- Ray R., Mandal S., Dhara A. Environmental monitoring of estuaries: Estimating and mapping various environmental indicators in Matla estuarine complex, using Landsat TM digital data. Intern // *J. Geomatics and Geosciences*. 2013. V. 3. № 3. P. 570–581.
- Ran Y., Li X., Cheng G., Che J., Juha A., Olli K., Jan H., Miska L., Jin H., Jaroslav O., Masahiro H., Yu Q., Chang X. New high-resolution estimates of the permafrost thermal state and hydrothermal conditions over the Northern Hemisphere // *Earth System Science Data*. 2022. V. 14. P. 865–884.
<https://doi.org/10.5194/essd-14-865-2022>.
- Riabchenko S.V., Drachkova L.N., Evdokimova I.O., Zarubina L.A., Popkova S.V. Tematicheskii otchet № 2 po ledovym usloviyam Pechorskogo moria [Pechora Sea Ice Condition Report № 2]. Arkhangelsk: SAFU, 2020. 40 p.
- Sahr K., White D., Kimerling A.J. Geodesic Discrete Global Grid System // *Cartography and Geographic Information Science*. 2003. V. 30. № 2. P. 121–134.
- Stanovoi V.V. Izmenchivost' termokhalinnoi struktury vody v estuariakh Karskogo moria [Variability of thermohaline water structure in the Kara Sea estuaries] // *Proceedings of the AARI*. 2008. V. 448. P. 103–130. (In Russian).
- Sudakova M., Sadurtdinov M., Skvortsov A., Tsarev A., Malkova G., Molokitina N., Romanovsky V. Using Ground Penetrating Radar for Permafrost Monitoring from 2015–2017 at CALM Sites in the Pechora River Delta // *Remote Sensing*. 2021. V. 13. № 19. Art. No. 3271. 16 p.
<https://doi.org/10.3390/rs13163271>.
- Suzuki K., Matsuo K., Yamazaki D., Ichii K., Iijima Y., Papa F., Yanagi Y., Hiyama T. Hydrological Variability and Changes in the Arctic Circumpolar Tundra and the Three Largest Pan-Arctic River Basins from 2002 to 2016 // *Remote Sensing*. 2018. V. 10. № 3. Art. No. 402, 20 p.
<https://doi.org/10.3390/rs10030402>.
- Tikhonov V., Khvostov I., Romanov A., Sharkov E. Theoretical study of ice cover phenology at large freshwater lakes based on SMOS MIRAS data // *The Cryosphere*. 2018. V. 12. № 8. P. 2727–2740.
<https://doi.org/10.5194/tc-12-2727-2018>
- Tikhonov V.V., Khvostov I.V., Romanov A.N., Sharkov E.A., Boyarskii D.A., Komarova N.Yu., Sinitskiy A.I. Features of the Intrinsic L-Band Radiation of the Gulf of Ob during the Freeze-Up Period // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2020. V. 56. № 9. P. 936–949.
<https://doi.org/10.1134/S0001433820090236>.
- Tikhonov V.V., Khvostov I.V., Romanov A.N., Alekseeva T.A., Sinitskiy A.I., Tikhonova M.V., Sharkov E.A., Komarova N.Yu. Mezhdogodovye variatsii sobstvennogo mikrovolnovogo izlucheniia Obskoi guby v period ledostava i ikh svyaz' s gidrologicheskimi i klimaticheskimi izmeneniyami regiona [Interannual variation of microwave radiation of the Gulf of Ob during the freezing season and relationship to hydrological and climate changes in the region] // *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*. 2021. V. 18. № 6. P. 185–199. (In Russian).
<https://doi.org/10.21046/2070-7401-2021-18-6-185-199>.
- Tikhonov V.V., Romanov A.N., Khvostov I.V., Alekseeva T.A., Sinitskiy A.I., Tikhonova M.V., Sharkov E.A., Komarova N.Yu. Analysis of the hydrological regime of the Gulf of Ob in the freezing period using SMOS data // *Russian Arctic*. 2022. № 2(17). P. 44–71.
<https://doi.org/10.24412/2658-4255-2022-2-44-71>.
- Walvoord M.A., Kurylyk B.L. Hydrologic Impacts of Thawing Permafrost-A Review // *Vadose Zone Journal*. 2016. V. 15. № 6. 20 p.
<https://doi.org/10.2136/vzj2016.01.0010>.
- Ulaby F.T., Long D.G. Microwave Radar and Radiometric Remote Sensing. Univ. of Michigan Press, 2014. 984 p.
- Umbert M., Gabarro C., Olmedo E., Gonçalves-Araujo R., Guimbard S., Martinez J. Using Remotely Sensed Sea Surface Salinity and Colored Detrital Matter to Characterize Freshened Surface Layers in the Kara and Laptev Seas during the Ice-Free Season // *Remote Sensing*. 2021. V. 13. № 19. Art. No. 3828. 29 p.
<https://doi.org/10.3390/rs13193828>.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

ОЦЕНКА УСЛОВИЙ ОСЕННЕЙ МИГРАЦИИ ЧЕРНОМОРСКОЙ ХАМСЫ К БЕРЕГАМ КРЫМА В 2019 И 2020 ГОДАХ ПО ДАННЫМ С ИСЗ

© 2022 г. Б. Н. Панов^{a, b, *}, С. С. Смирнов^a, Е. О. Спиридонова^b, С. А. Негода^a

^aАзово-Черноморский филиал ФГБНУ “ВНИРО” (“АзНИИРХ”), Ростов-на-Дону, Россия

^bФГБОУ ВО “Керченский государственный морской технологический университет” (КГМТУ), Керчь, Россия

*E-mail: panov_bn@mail.ru

Поступила в редакцию 10.01.2022 г.

В работе представлены результаты анализа пространственно-временной изменчивости элементов циркуляции и поля поверхностной температуры вод северо-западной части Черного моря в период осенней миграции черноморской хамсы в 2019 и 2020 годах. Черноморская хамса, являясь основным объектом рыбного промысла причерноморских стран, крайне редко приходит на зимовку и вылавливается российскими рыбаками у берегов Крыма. Хамсовая путина 2019/2020 годов была наиболее успешной за всю современную историю промысла черноморской хамсы у крымских берегов. Анализ основных абиотических факторов, определяющих характер миграции хамсы в северо-западной части моря к берегам Крыма показывает, что ее массовому выходу на шельф Крыма способствует, прежде всего, формирование в ноябре и декабре восточного течения на юге северо-западной части Черного моря, а также повышенный декабрьский тепловой фон поверхностных вод за пределами шельфа этой части моря. Усиления восточных течений активизируют выход хамсы на шельф, а западное направление градиента температуры поверхностных вод увеличивает плотность ее промысловых скопления на юго-западном шельфе Крыма. Выполненные исследования представляют научный интерес и обуславливают необходимость регулярного мониторинга условий миграции хамсы с использованием информации с ИСЗ для прогнозирования возможностей ее промысла у берегов Крыма.

Ключевые слова: Черное море, шельф Крыма, промысел хамсы, альтиметрические данные, температура поверхности моря, пространственно-временная изменчивость, мониторинг

DOI: 10.31857/S0205961422060082

ВВЕДЕНИЕ

Европейский анчоус, или хамса (*Engraulis encrasicolus* (Linnaeus, 1758) относится к числу наиболее массовых видов рыб в Азово-Черноморском бассейне, играет исключительно важную роль в экосистеме Черного и Азовского морей и активно вылавливается всеми причерноморскими странами. В Азово-Черноморском бассейне европейский анчоус представлен как азовским — *E. e. maeoticus* (азовская хамса), так и черноморским — *E. e. ponticus* (черноморская хамса) подвидами, являющимися двумя разными единицами запаса. Современное состояние черноморской хамсы относительно стабильное, ее биомасса оценивается в 700–800 тыс. т, рекомендуемый вылов — 200 тыс. т (Зуев и др., 2014).

Основная часть нерестового запаса черноморской хамсы и продуцируемого ею потомства распределяется в придунайском районе северо-западной части Черного моря, а традиционными районами образования зимовальных скоплений являются прибрежные воды Турции (от Синопа

до Ризе) и юго-восток Черного моря (от Батуми до Сухуми). В отдельные годы черноморская хамса массово зимует и у побережья Крыма, где ее скопления могут смешиваться со скоплениями азовской хамсы. В период 2000–2017 гг. массовая зимовка черноморской хамсы у берегов Крыма отмечалась в 2003 и 2011–2012 гг., то есть три раза за 18 лет. Иногда значительные скопления черноморской хамсы формируются и непродолжительное время облавливаются в осенний период у юго-западного побережья Крыма, а затем эта рыба уходит на юг (Кожурин и др., 2018).

Значительный научный и практический интерес вызывают условия, создавшие предпосылки активной осенней миграции черноморской хамсы в воды Крыма в 2019 и 2020 гг. Согласно существующим представлениям, миграции черноморской хамсы к берегам Крыма определяются гидрометеорологическими условиями. Ранее выполненные нами исследования влияния ветрового и температурного факторов на осенние миграции черноморской хамсы к берегам Крыма показали, что с годовой заблаговременностью положительную

роль в этом процессе играет относительно низкая температура воды у западного побережья Крыма в январе–марте, ослабление восточных атмосферных переносов в течение всего года (особенно летом), а также усиление южных переносов в западной половине моря летом и зимой. Непосредственно осенью перед путиной благоприятное влияние оказывают усиления восточных атмосферных переносов, а также высокая температура воды в декабре у южных берегов Крыма (ЮБК) (Панов, Фурса, 2010).

Причинами массового и раннего появления скоплений черноморской хамсы у юго-западного побережья Крыма в ноябре 2007 года авторы работы (Зуев и др., 2009) считают штормовые западные и юго-западные ветры, сильное ветровое течение и резкое понижение температуры поверхности моря (ТПМ) у Южного берега Крыма (ЮБК).

В климатическом аспекте в северо-западной части Черного моря в холодное время года граница между шельфовыми водами и открытым морем представляет собой ярко выраженный термический фронт. Причем, осенний контраст температуры выражен сильнее весеннего, т.к. процессы плотностной конвекции и ветрового перемешивания быстро разрушают термическую стратификацию. Акватория, прилегающая к юго-западному Крыму, характеризуется минимальной (16°C) амплитудой сезонных колебаний температуры поверхности моря. Это обусловлено тем, что летний нагрев воды здесь умеренный, а зимнее охлаждение смягчается адвекцией теплых вод от Кавказского побережья (Ильин и др., 2012).

Для сезонной изменчивости общей схемы циркуляции вод в Черном море характерно ослабление Основного Черноморского течения (ОЧТ) к октябрю–ноябрю и его усиление зимой. Генеральное направление переноса морских вод с востока на запад в южной части северо-западного района моря нарушается присутствием здесь, преимущественно, двух антициклонических вихревых образований, наиболее интенсивных в осенне-зимний период (Кныш и др., 2008).

На западе района часто возникает антициклонический вихрь, называемый Дунайским, который более выражен осенью. В центральной и восточной части района система течений формируется в процессе взаимодействия ОЧТ и Севастопольского антициклонического вихря. Сезонный ход климатической геострофической циркуляции показывает, что Дунайский антициклон образуется весной, а Севастопольский антициклон присутствует практически постоянно и наиболее интенсивен с февраля по май (Иванов, Белокопытов, 2011).

Авторы работы (Ильин и др., 2012) отмечают, что в результате увеличения после 2002 года амплитуды годового хода завихренности напряже-

ния трения ветра над Черным морем значительно возросла интенсивность течений в бассейне, максимум средней кинетической энергии течений сместился в 2003–2010 годах с декабря–января на февраль, увеличилась вихревая кинетическая энергия течений.

Значительные межгодовые и межсезонные изменения характера и интенсивности циркуляции вод в Черном море, происходящие в условиях значительных быстрых изменений климата, не могут не привести к изменениям вектора осенней миграции черноморской хамсы. Поэтому, нам представляется необходимой организация комплексного мониторинга этих изменений и их целенаправленного анализа.

Целью данного исследования является выявление особенностей сезонных и синоптических изменений циркуляции вод и температуры поверхности моря, способствующих миграции черноморской хамсы в северо-западной части Черного моря к берегам Крыма. Для достижения этой цели решались следующие задачи:

- сравнение активности выхода хамсы на шельф западного Крыма и результативности ее промысла в декабре 2019 и 2020 гг.;
- сравнение схем циркуляции вод и распределения температуры поверхности северо-западной части Черного моря в ноябре и декабре 2019 и 2020 гг.;
- выявление в ежедневной изменчивости характеристик течения и температуры условий, стимулирующих формирование на шельфе западного Крыма промысловых скоплений черноморской хамсы.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

При анализе результативности промысла черноморской хамсы в декабре 2019 и 2020 гг. использовалась ежедневная информация ФГБУ “Центр системы мониторинга рыболовства и связи”. Исследовались данные о ежедневных промысловых нагрузках (средний суточный вылов на одно судно – В, т), а также информация о районе работы судов у юго-западного побережья Крыма с 1 по 31 декабря 2019 и 2020 гг.

Сбор ихтиологических проб производился на промысловых судах, а их камеральная обработка с выполнением ихтиологического анализа (определение размера, массы, пола и возраста особей) были выполнены по методикам ФГУП “АзНИИРХ” (Методы..., 2005).

Для оценки характера циркуляции вод в северо-западной части Черного моря использовались данные об уровне моря, которые характеризуют поверхностные геострофические течения и достаточно точно определяются современными альтиметрами ИСЗ (Кныш и др., 2008). Данные

по аномалиям уровня моря (А) и по температуре его поверхности (ТПМ, °С) были получены с помощью информационной системы Copernicus Marine Service для акватории северо-западной части Черного моря, выделенной на рис. 1. В использованной информационной системе ежедневные данные приведены без пропусков; для анализа, в соответствии с информацией о промысле черноморской хамсы у берегов Крыма (Кожурин и др., 2018), был выбран временной интервал с 2000 по 2020 годы.

Для получения данных по аномалиям уровня был использован продукт “Sea Surface Heights and Derived Variables Reprocessed”, который содержит значения “А” в узлах сетки с шагом 0.125 градуса. Данные получены на основе спутниковой альтиметрии относительно среднего значения за период 1993–2012 гг. и рассчитаны методом оптимальной интерполяции с использованием альтиметрических данных нескольких спутников. Указанные данные обрабатывались системой анализа спутниковых альтиметрических данных DUACS, которая традиционно используется для оперативных расчетов и формирования каталогов данных (Sea Surface Heights and Derived Variables Reprocessed, дата обращения 10.10.2021).

Для получения данных по температуре поверхности моря был использован продукт “Black Sea – High Resolution L4 Sea Surface Temperature Reprocessed”. Этот продукт состоит из ежедневных (ночных), оптимально интерполированных спутниковых оценок базовой температуры поверхности воды в узлах сетки с разрешением 0.05° (Black Sea – High Resolution L4 Sea Surface Temperature Reprocessed, дата обращения 10.10.2021).

Все вышеописанные массивы данных были загружены с сайта информационной системы Copernicus Marine Service в формате NetCDF. Далее, для формирования выборок по пространственным и временным критериям, они были обработаны в вычислительной среде JupyterLab на программной платформе Anaconda Individual Edition и сохранены в формат TXT.

В дальнейшем анализе использовались данные за ноябрь и декабрь указанных выше лет. В качестве средних многолетних полей аномалий уровня моря (А, см) и ТПМ рассматривались осредненные поля периода 2000–2018 гг., для сравнительного анализа условий миграции и промысла хамсы — средние поля за ноябрь и декабрь 2019 и 2020 гг.

Для исследования ежедневных изменений зональной компоненты геострофических течений и ТПМ у западного побережья Крыма были использованы ежедневные данные в узлах сетки, указанных на рис. 1 в виде показателя наклона уровня поверхности моря ΔA_{1-3} и ΔA_{4-5} между

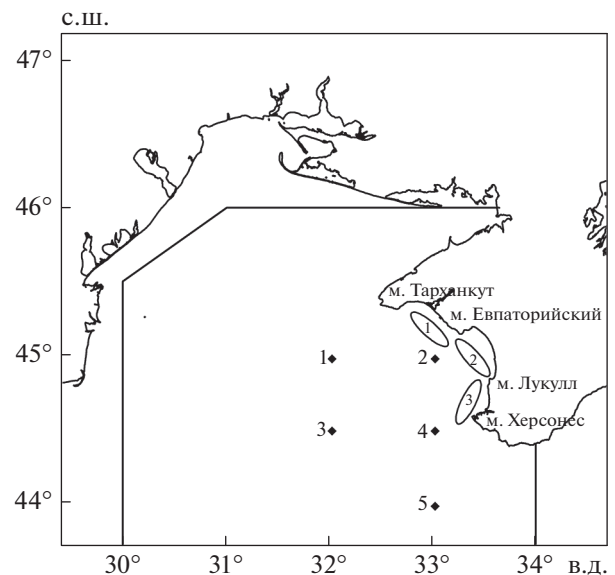


Рис. 1. Границы района исследований полей аномалий уровня моря и температуры его поверхности по спутниковым данным в северо-западной части Черного моря в ноябре-декабре 2000–2020 гг. ♦ — узлы сетки, в которых использовались ежедневные данные за ноябрь-декабрь 2019 и 2020 гг. ○ — основные участки промысла черноморской хамсы у западных берегов Крыма в декабре 2019 и 2020 гг.

точками, соответственно, 1 и 3, 4 и 5; ТПМ в точках 2 и 3; разницы ТПМ в этих точках (ΔTPM_{3-2}).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Обзор промысла. В первой пятидневке декабря 2019 г. черноморская хамса сформировала плотные промысловые скопления на участке шельфа Западного Крыма в районе оз. Донузлав — м. Евпаторийский (промысловый участок 1 на рис. 1), обеспечив результативный судовой траловый промысел (рис. 2, табл. 1). В конце первой декады промысел переместился в Каламитский залив (промысловый участок 2 на рис. 1), где его результативность была наиболее высокой. До 18 декабря суда работали на первом и втором промысловых участках с относительно высокой результативностью. Затем промысловый флот переместился к югу от м. Лукулл (на третий промысловый участок на рис. 1). Во второй половине декабря результативность промысла снижалась (см. табл. 1). По-видимому, в этот период черноморская хамса уходила в более теплые воды у ЮБК и рассеивалась.

В декабре 2019 г. вылов черноморской хамсы в крымских водах по оценке специалистов АЗНИИРХ, основанной на расовой идентификации проб хамсы из промысловых уловов, соста-

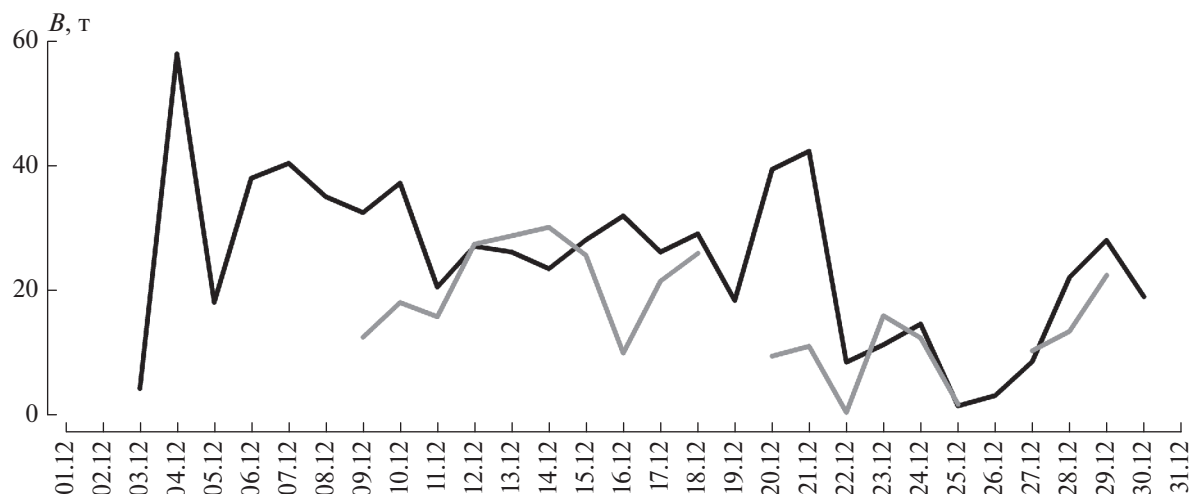


Рис. 2. Средний суточный вылов одного судна на промысле черноморской хамсы в декабре 2019 и 2020 гг. (2019 г. — график черного цвета, 2020 г. — серого).

вил 6.6 тыс. т. В декабрьских уловах преобладала крупная рыба длиной до 125 мм, особи более 95 мм составляли 61.4%. Структура уловов свидетельствует об относительно высоком проценте рыб в возрасте 0+ и 1+.

Промысел черноморской хамсы успешно продолжался у ЮБК до середины февраля 2020 г. В целом за путину 2019/2020 гг. было выловлено около 18 тыс. т черноморской хамсы. Такой ее вылов у берегов Крыма является беспрецедентно высоким, а подход на зимовку — самым массовым за всю историю наблюдений.

В декабре 2020 г. промысел черноморской хамсы у западных берегов Крыма начался 9 декабря, развивался на участке шельфа от м. Евпаторий-

ский до м. Херсонес (на промысловых участках 2 и 3), преимущественно в Каламитском заливе, с худшей результативностью, чем в декабре 2019 г. (см. рис. 2, табл. 1). Всего в декабре было выловлено 2.2 тыс. т черноморской хамсы. В январе промысловая обстановка вдоль западного побережья и у ЮБК постоянно контролировалась одним—двумя судами, но не позволяла организовать результативный промысел.

В феврале 2021 года размер черноморской хамсы из уловов трала колебался от 41 до 130 мм, модальную группу составляли особи размером 85—115 мм (около 72%), а средняя масса особей составила 9.2 г. Доля сеголеток черноморской хамсы в январе-марте 2021 г. на акватории от м. Тарханкут

Таблица 1. Показатели промысла черноморской хамсы у западных берегов Крыма в декабре 2019 г. и декабре 2020 г.

Промысловый участок	Период промысла	Вылов, т	Средний суточный вылов, т
2019 год			
1	3—8 декабря	1634	272
2	9—13 декабря	1752	350
1	14—16 декабря	933	311
2	17—18 декабря	546	272
3	19—26 декабря	1374	172
2	27—30 декабря	360	90
		Σ 6600	
2020 год			
2	9—12 декабря	479	120
3	13—18 декабря	1391	232
2	20—29 декабря	330	33
		Σ 2200	

до м. Херсонес составляла 54.7%, старших возрастных групп (3+...4+) — 8.1%.

В целом за путину 2020/2021 годов было выловлено 9.3 тыс. т черноморской хамсы, что является вторым после путины 2019/2020 показателем объемов вылова черноморской хамсы у берегов Крыма за последние 20 лет.

Таким образом, в ноябре—декабре 2019 и 2020 гг. к западным берегам Крыма подошли значительные массы черноморской хамсы, которые зимовали в этом районе в путину 2020/2021 годов, а в путину 2019/2020 — в значительных объемах и у ЮБК. По размерно-весовым и возрастным характеристикам вылавливаемая в обеих путинах хамса была в значительной степени схожа, но промысловый запас выловленной (а, вероятнее всего, и зимовавшей) у юго-западных берегов Крыма черноморской хамсы в путину 2019/2020 гг. был в два раза больше, а промысловые скопления в декабре 2019 г. хамса создавала раньше и активнее.

Для выявления причин, обусловивших различия в поведении черноморской хамсы в период осенней миграции и начала ее промысла, рассмотрим ноябрьские и декабрьские океанографические условия в северо-западной части Черного моря.

Циркуляция вод. Нам представляется, что основным фактором, определившим аномальное поведение черноморской хамсы осенью 2019 и 2020 гг., являются морские течения (рис. 3).

На средних многолетних картах течений в северо-западной части моря (рис. 3, а, 3, б) явно преобладает циклоническое движение вод, в большей степени выраженное в ноябре.

В 2019 г. циклоническое движение вод также охватывало северо-западную часть моря, но в южной части исследуемой акватории (в отличие от средней многолетней схемы циркуляции) присутствуют антициклонические вихри: Дунайский и Севастопольский в ноябре и Севастопольский в декабре. В результате чего западнее м. Херсонес сформировалось восточное течение, интенсивность которого от ноября к декабрю увеличилась (рис. 3, в, 3, г). Это течение могло быть фактором, обеспечившим в ноябре и декабре 2019 г. миграцию значительной массы черноморской хамсы к юго-западному побережью Крыма.

В 2020 году признаки антициклонической завихренности течений к юго-западу от м. Херсонес наблюдались только в ноябре (см. рис. 3, в), а интенсивность восточных течений западнее м. Херсонес была примерно в 2 раза меньше, чем в ноябре 2019 г. В декабре 2020 г. вся исследуемая акватория находилась под влиянием циклонического круговорота (см. рис. 3, г), что соответствует средней многолетней схеме циркуляции вод, и к западу от м. Херсонес преобладало западное течение. Это дает

возможность предполагать, что слабое восточное течение к западу от м. Херсонес в ноябре и его отсутствие в декабре 2020 г. не позволило мигрировать к Крыму столь же значительной массе хамсы, как в 2019 г.

Ежедневные изменения интенсивности отмеченных выше восточных и западных геострофических течений к западу от юго-западного побережья Крыма демонстрируют графики показателей наклона морской поверхности между парами точек, представленные на рис. 4. Пара точек 1 и 3 (см. рис. 1) характеризует зональный перенос вод в северной части района (см. рис. 4, а), пара точек 4 и 5 — в южной (см. рис. 4, б).

Отрицательные значения указанных показателей обозначают на графиках восточные течения, положительные — западные.

Прежде всего, следует отметить усиление восточных течений во второй декаде ноября в северном районе и в третьей декаде ноября в южном, причем как в 2019, так и в 2020 годах. По-видимому, именно эти течения стали основной причиной подхода хамсы к берегам Крыма и начала ее промысла в первой декаде декабря. Более интенсивными эти течения были в 2019 г., что может объяснить более раннее и более результативное начало промысла в декабре 2019 года. В декабре в северном районе (см. рис. 4, а) преобладали западные течения, особенно ярко это проявилось в 2020 г. В конце второй декады декабря 2020 г. западный поток значительно ослаб, в южном районе в это время такого ослабления не было. Возможно, это ослабление западных течений позволило хамсе в конце декабря 2020 г. подойти в район м. Тарханкут и обеспечить здесь результативный промысел во второй половине путины. В южном районе (см. рис. 4, б) восточное течение после ослабления (в первой декаде декабря) резко усилилось в середине декабря 2019 года, что позволило значительным массам черноморской хамсы пройти к ЮБК, где ее промысел активно начался уже 8 января 2020 г. и продлился до конца путины. В декабре 2020 г. в южном районе преобладало западное течение, что ослабило миграцию хамсы на шельф юго-западного Крыма.

Температура поверхности моря. Поля температуры поверхности моря, представленные на рис. 5, свидетельствуют о том, что тепловой фон поверхности моря в ноябре и декабре 2019 и 2020 гг. был выше среднего многолетнего (аномалии ТПМ ср. мес. см. в табл. 2). В большей степени это касается западной части акватории и ноября 2020 года (рис. 5, д), в меньшей — восточной и декабря 2020 г. (рис. 5, е). Наиболее вероятно, что эти особенности обусловлены адвекцией теплых вод с юго-запада и сравнительно холодных — с востока.

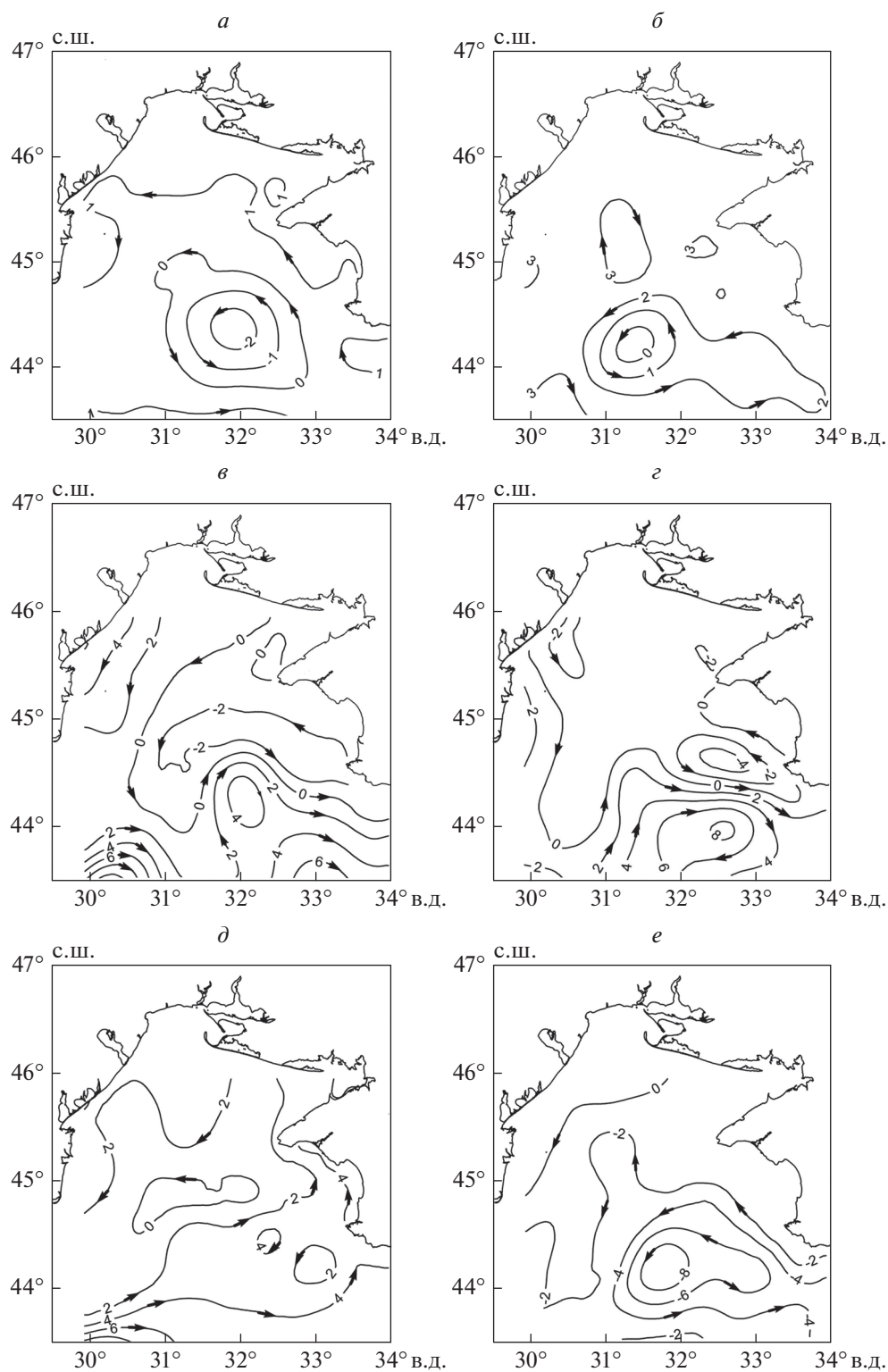


Рис. 3. Аномалия уровня поверхности северо-западной части Черного моря по данным спутниковой альтиметрии (см). Средние многолетние (2000–2018 гг.) поля за ноябрь (*a*) и декабрь (*б*) и средние месячные поля, соответственно, за ноябрь (*в*, *г*) и декабрь (*д*, *е*) 2019 и 2020 годов (стрелочками показано направление линий тока геострофической компоненты течений).

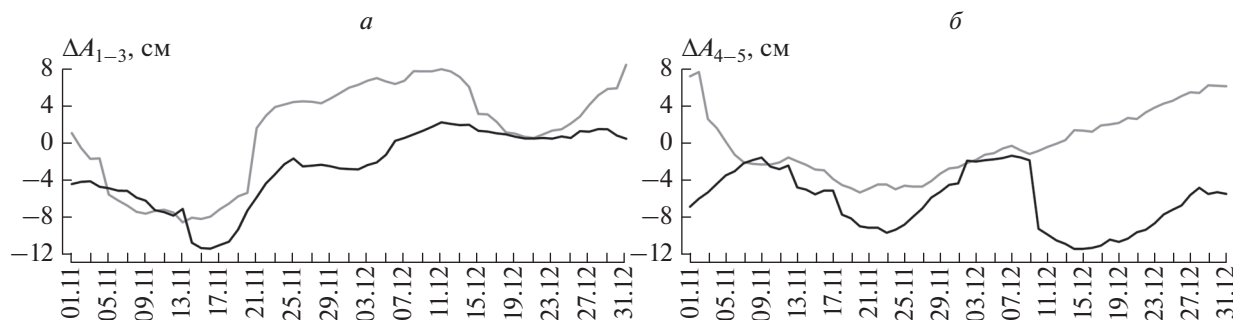


Рис. 4. Меридиональная составляющая наклона морской поверхности в северо-восточном (а) и юго-восточном (б) районах открытых вод северо-западной части Черного моря по данным спутниковой альтиметрии (2019 г. — график черного цвета, 2020 г. — серого).

В ноябре 2019 г. в зоне миграции хамсы ТПМ составляла в среднем 15.0–15.5°C, в ноябре 2020 г. — 16.0–16.5°C. В декабре эти показатели составили, соответственно, около 12.0 и 11.0–11.5°C.

Поскольку принято считать, что ТПМ 15°C является верхним температурным порогом ослабления миграционной активности хамсы в Черном море, а 12.0°C — нижним порогом ее активной миграции (Панов и др., 2020), то ноябрь 2020 г. по температурным условиям был более благоприятен для миграции хамсы, чем ноябрь 2019 г., а декабрь 2020 г. — не благоприятен.

В результате совместного влияния течения и температуры первые промысловые скопления появились в декабре у западных берегов Крыма в 2019 г. на шесть дней раньше и в большем количестве, чем в 2020 г.

Для исследования ежедневных изменений ТПМ у западного побережья Крыма были выбраны узлы сетки (см. рис. 1), отражающие процессы на кромке шельфа (т. 2) и за его пределами (т. 3) в направлении миграции хамсы. Для представленных температурных графиков обеих точек (рис. 6, а, б, в) характерно устойчивое уменьшение ТПМ от 16–17 до 11°C в 2019 г. и от 20 до 10–11°C в 2020 г. В сравнительном анализе графиков следует выделить три периода: с 1 по 17 ноября

(уменьшение ТПМ от 20 до 16°C, температура начала миграции хамсы); с 17 ноября по 13 декабря (уменьшение ТПМ от 16 до 12°C, температура активной миграции хамсы); с 13 по 31 декабря (ТПМ 12–11°C, температура формирования зимовальных скоплений). В первом периоде ТПМ 2019 г. очевидно меньше ТПМ 2020 года, причем эта разница больше на шельфе. Во втором периоде на шельфе температуры двух лет практически равны, за пределами шельфа в 2019 г. они становятся выше значений 2020 года. В третьем периоде ТПМ 2019 г. в обеих точках выше ТПМ 2020 года. Указанные температурные превышения были незначительны, но на каждом этапе это могло способствовать более активной миграции хамсы на шельфе в ноябре и формированию скоплений в декабре 2019 г. по сравнению с 2020 г.

Изменения разности ТПМ в точках 3 и 2 представлены на рис. 6, в. Положительные значения этого показателя соответствуют периодам более высоких ТПМ за пределами шельфа по сравнению с ТПМ на шельфе, отрицательные — периодам сравнительно высоких ТПМ на шельфе. Очевидно, что в ноябре и декабре 2019 г., практически постоянно, ТПМ за пределами шельфа была выше, чем в шельфовых водах (наибольшие различия достигали 1.5°C). В 2020 г. положительная разность наблюдались только в течение 5 дней в

Таблица 2. Вылов черноморской хамсы и средние месячные значения некоторых спутниковых показателей альтиметрии и температуры поверхности моря* для ноября и декабря 2019 и 2020 гг. в северо-западной части Черного моря

Параметры	Вылов, тыс. т	ΔA_{1-3} , см	ΔA_{4-5} , см	Аномалии ТПМ ср. мес., °C	$\Delta T_{PM_{3-2}}$ ср. мес., °C
Ноябрь 2019	—	–5.81	–5.69	1.80	0.53
Ноябрь 2020	—	–2.45	–2.25	2.24	–0.31
Декабрь 2019	6.6	0.60	–6.85	1.36	0.29
Декабрь 2020	2.2	4.82	1.66	0.95	–0.07

* — обозначения показателей описаны в тексте; —затонированы серым цветом значения сравнительно благоприятных океанографических условий для промысла черноморской хамсы у юго-западных берегов Крыма.

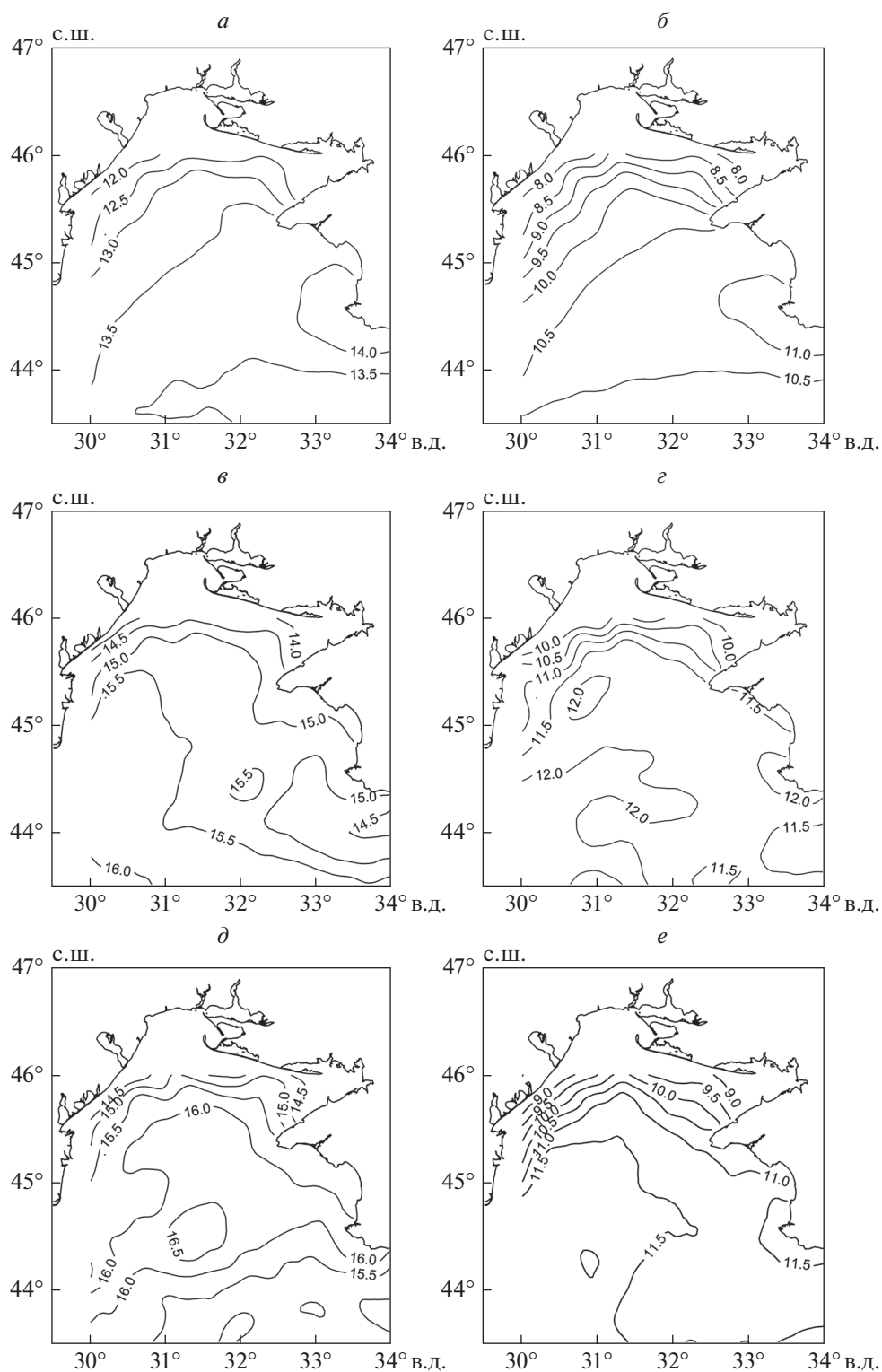


Рис. 5. Температуры поверхности северо-западной части Черного моря по данным с ИСЗ (°C). Средние многолетние (2000–2018 гг.) поля за ноябрь (а) и декабрь (б) и средние месячные поля, соответственно, за ноябрь (в, г) и декабрь (д, е) 2019 и 2020 гг.

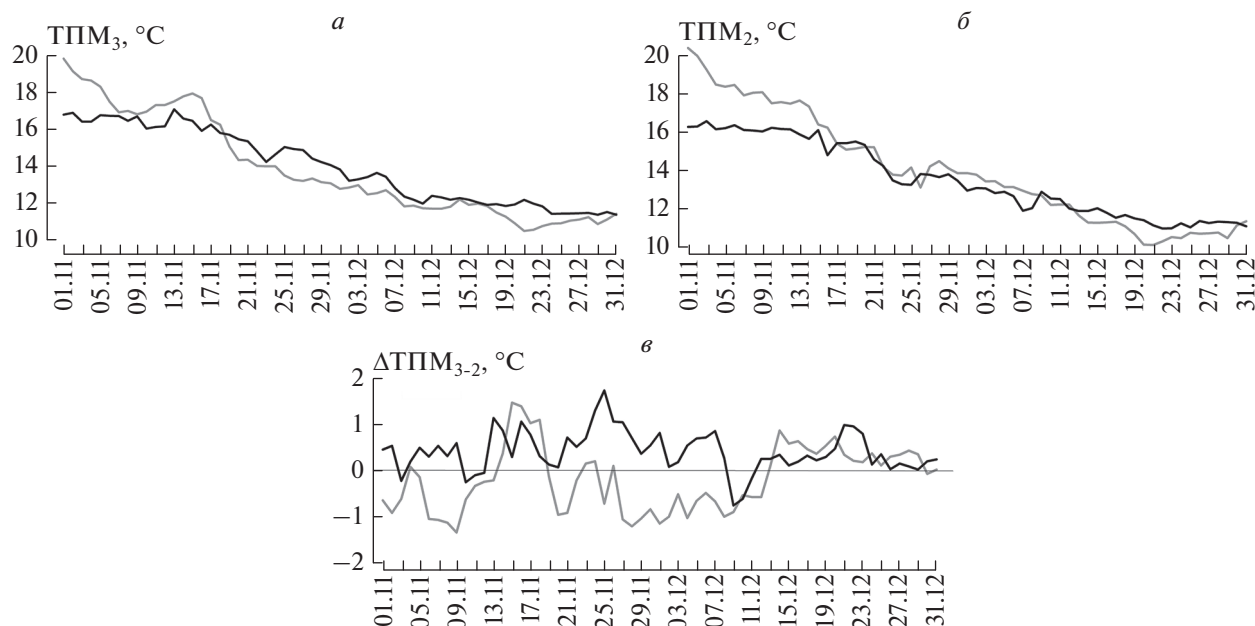


Рис. 6. Изменения ежедневных температур в точках 3 (а) и 2 (б), а также их разницы (в) по данным с ИСЗ (2019 г. — график черного цвета, 2020 г. — серого).

середине ноября и после 13 декабря, когда в 2020 году начался промысел черноморской хамсы. В 2019 г., в конце ноября—начале декабря, то есть в период выхода хамсы на шельф и начала ее массового промысла, положительная разница температур в море и на шельфе была наиболее высокой, в 2020 г. в этот период ситуация была максимально противоположной. Это дает основание предполагать, что у западных берегов Крыма снижение ТПМ в направлении от открытых вод к шельфу способствует формированию здесь зимовальных скоплений черноморской хамсы. Это отличает поведение черноморской хамсы от поведения азовской, которая в ходе осенней миграции выходит из холодных вод Азовского моря в теплые воды Черного моря.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании рассмотренных океанографических условий в северо-западной части Черного моря в ноябре и декабре 2019 и 2020 гг., некоторые характеристики которых представлены в табл. 2 можно заключить, что:

- наличие сравнительно устойчивого восточного течения на юге северо-западной части Черного моря в ноябре и декабре 2019 г. могло способствовать выходу на шельф Крыма беспрецедентно большой массы черноморской хамсы;
- причиной более активной миграции черноморской хамсы в направлении Крыма осенью 2019 и 2020 гг. может быть и более высокая в эти

годы (по сравнению со средней многолетней) ТПМ в северо-западной части Черного моря;

- синоптические усиления восточных течений в декабре 2019 и 2020 гг. активизировали выход хамсы на шельф и увеличивали плотность ее скоплений;
- температурные условия в ноябре—декабре 2019 г. (относительно медленное уменьшение ТПМ) были более благоприятны для активной миграции хамсы на западный шельф Крыма, чем в 2020 г.;
- благоприятным фактором для формирования скоплений хамсы на шельфе и ее зимовки в районе выхода могла быть также ситуация пониженной температуры поверхности моря на шельфе по сравнению с ТПМ мористых акваторий;
- сравнительно яркое проявление указанных факторов в ноябре и декабре 2019 г. позволило выловить на западном шельфе Крыма в декабре 2019 г. в 3 раза больше черноморской хамсы, чем в декабре 2020 г.

Результаты выполненных исследований согласуются с ранее высказанными предположениями о благоприятном влиянии на миграцию черноморской хамсы к Крыму относительно высокой температуры воды у берегов Крыма в декабре (Панов, Фурса, 2010), штормовых западных и юго-западных ветров и сильного ветрового течения (Зуев и др., 2009).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Зуев Г.В., Бондарев В.А., Мурзин Ю.Л., Самотой Ю.В. Многолетняя динамика промысла и размерно-возрастной структуры уловов черноморской хамсы (*ENGRAULIS ENCRASICOLUS PONTICUS ALEKS*) в Украине // Морський екологічний журн. № 1. Т. XIII. 2014. С. 27–33.
- Зуев Г.В., Гуцал Д.К., Репетин Л.Н., Салехова Л.П., Мельникова Е.Б., Бондарев В.А., Мурзин Ю.Л. Популяционная структура и условия формирования промыслового запаса хамсы *engraulis encrasicolus* у побережья Крыма в осенне-зимний сезон 2007/2008 гг. // Морський екологічний журнал. № 1. Т. VIII. 2009. С. 42–53.
- Иванов В.А., Белокопытов В.Н. Океанография Черного моря / НАН Украины, Морской гидрофизический институт. Севастополь, 2011. 212 с.
- Ильин Ю.П., Репетин Л.Н., Белокопытов В.Н., Горячкин Ю.Н., Дьяков Н.Н., Кубряков А.А., Станичный С.В. Гидрометеорологические условия морей Украины. Т. 2: Черное море / МЧС и НАН Украины, Морское отделение Украинского научно-исследовательского гидрометеорологического института. Севастополь, 2012. 421 с.
- Кныш В.В., Кубряков А.И., Инюшина Н.В., Коротаев Г.К. Восстановление климатической сезонной циркуляции Черного моря на основе модели в σ -координатах с использованием ассимиляции данных о температуре и солености // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. № 16. 2008. С. 243–265.
- Кожурин Е.А., Шляхов В.А., Губанов Е.П. Динамика уловов промысловых рыб Крыма в Черном море. Труды ВНИРО. 2018. Т. 171. С. 157–169.
- Панов Б.Н., Фурса В.Н. Возможности прогнозирования вылова азовской и черноморской хамсы в период зимовки у берегов Крыма. Вопросы промысловой океанологии. Вып. 7. № 1. М: Изд-во ВНИРО, 2010. С. 240–256.
- Панов Б.Н., Спиридонова Е.О., Пятинский М.М., Арутюнян А.С. Результаты мониторинга температурных условий миграции и промысла азовской хамсы // Изв. вузов. Северо-Кавказский регион. № 1. 2020. С. 71–78.
- Методы рыбохозяйственных и природоохранных исследований в Азово-Черноморском бассейне. сб. науч.-методич. работ. Федеральное агентство по рыболовству, Федеральное гос. унитарное предприятие “Азовский науч.-исслед. ин-т рыбного хоз-ва (ФГУП “АзНИИРХ”); / науч. ред.: С.П. Воловик, И.Г. Корпакова. Краснодар, 2005. 352 с.
- Black Sea – High Resolution L4 Sea Surface Temperature Reprocessed // E.U. Copernicus Marine Service Information. URL: https://resources.marine.copernicus.eu/product-detail/SST_BS_SST_L4_REP_OBSERVATIONS_010_022/INFORMATION (дата обращения 10.10.2021).
- Sea Surface Heights and Derived Variables Reprocessed // E.U. Copernicus Marine Service Information. URL: https://resources.marine.copernicus.eu/product-detail/SEALEVEL_EUR_PHY_L4_MY_008_068/INFORMATION (дата обращения 10.10.2021).

Assessment of Autumn Migration Conditions of the Black Sea Khamsa to the Shores of Crimea in 2019 and 2020 According to the Data from the Satellite

B. N. Panov^{1, 2}, S. S. Smirnov¹, E. O. Spiridonova², and S. A. Negoda¹

¹Azov-Black Sea branch of VNIRO (AzNIIRKH), Rostov-on-Don, Russia

²Kerch State Maritime Technological University, Kerch, Russia

The work presents the results of the analysis of the spatial and temporal variability of the circulation elements and the surface temperature field of the waters of the northwestern part of the Black Sea during the autumn migration of the Black Sea anchovy (khamsa) in 2019 and 2020. Black Sea anchovy, being the main fishery object of the Black Sea countries, very rarely comes for the winter and is caught by Russian fishermen off the coast of Crimea. Anchovy fishing season 2019/2020 was the most successful in the modern history of fishing for the Black Sea anchovy off the coast of Crimea. Analysis of the main abiotic factors determining the character of the migration of anchovy from the northwestern part of the sea to the shores of Crimea shows that its massive exit to the Crimean shelf is primarily facilitated by the formation in November and December of eastern currents in the south of the northwestern part of the Black Sea, and the increased December heat background of surface waters outside the shelf of this part of the sea. Strengthening of the eastern flows activates the exit of anchovy to the shelf, and the western direction of the surface water temperature gradient increases the density of its commercial accumulations on the southwestern shelf of the Crimea. The carried out researches are of scientific interest and stipulate the necessity of regular monitoring of conditions of khamsa migration with the use of information from satellite images for forecasting possibilities of its fishing off the coast of Crimea.

Keywords: The Black Sea, Crimean shelf, khamsa fishery, altimetric data, sea surface temperature, spatial and temporal variability, monitoring

REFERENCES

- Il'in Yu.P., Repetin L.N., Belokopytov V.N., Goryachkin YU.N., D'yakov N.N., Kubryakov A.A., Stanichnyy S.V.* Gidrometeorologicheskiye usloviya morey Ukrainy. Tom 2: Chernoye more [Hydrometeorological conditions of the seas of Ukraine. Volume 2: Black Sea] / MCHS i NAN Ukrainy, Morskoye otdeleniye Ukrainskogo nauchno-issledovatel'skogo gidrometeorologicheskogo instituta. Sevastopol'. 2012. 421 p. (In Russian).
- Ivanov V.A., Belokopytov V.N.* Okeanografiya Chernogo morya [Oceanography of the Black Sea] / NAN Ukrainy, Morskoy gidrofizicheskyy institut. Sevastopol'. 2011. 212 p. (In Russian).
- Knyshev V.V., Kubryakov A.I., Inyushina N.V., Korotayev G.K.* Vosstanovleniye klimaticheskoy sezonnoy tsirkulyatsii Chernogo morya na osnove modeli v σ -koordinatakh s ispol'zovaniyem assimilyatsii dannykh o temperature i sole- nosti [Restoration of the climatic seasonal circulation of the Black Sea based on the model in σ -coordinates using the assimilation of data on temperature and salinity] // Ekologicheskaya bezopasnost' pribrezhnoy i shel'fovoy zon i kompleksnoye ispol'zovaniye resursov shel'fa. 2008. № 16. P. 243–265. (In Russian).
- Kozhurin E.A., Shlyakhov V.A., Gubanov E.P.* Dinamika ulovov promyslovyykh ryb Kryma v Chernom more [Dynamics of catches of commercial fish of the Crimea in the Black Sea]. Trudy VNIRO. 2018. T. 171. P. 157–169. (In Russian).
- Metody rybokhozyaystvennykh i prirodookhrannykh issledovaniy v Azovo-Chernomorskom bassejne [Methods of fishery and environmental research in the Azov-Black Sea basin]. sb. nauch.-metodich. rabot. Federal'noye agent-stvo po rybolovstvu, Federal'noye gos. unitarnoye predpriyatiye "Azovskiy nauch.-issled. in-t rybnogo khoz-va (FGUP "AzNIIRKH") / nauch. red.: S.P. Volovik, I.G. Korpakova. 2005. Krasnodar. 352 p. (In Russian).
- Panov B.N., Fursa V.N.* Vozmozhnosti prognozirovaniya vylova azovskoy i chernomorskoy khamisy v period zimovki u beregov Kryma [Possibilities of forecasting the catch of the Azov and Black Sea anchovy during wintering off the coast of Crimea] // Voprosy promyslovoy okeanologii. 2010. V. 7. № 1. P. 240–256. (In Russian).
- Zuev G.V., Bondarev V.A., Murzin Yu.L., Samotoy Yu.V.* Mnogoletnyaya dinamika promysla i razmerno-vozrastnoy struktury ulovov chernomorskoy khamisy (ENGRAULIS ENCRASICOLUS PONTICUS ALEKS) v Ukraine [Long-term dynamics of the fishery and the size-age structure of catches of the Black Sea anchovy (ENGRAULIS ENCRASICOLUS PONTICUS ALEKS) in Ukraine] // Mors'kyy ekolohichnyy zhurnal. 2014. № 1. T. XIII. P. 27–33. (In Russian).
- Zuev G.V., Gutsal D.K., Repetin L.N., Salekhova L.P., Mel'nikova E.B., Bondarev V.A., Murzin Yu.L.* Populyatsionnaya struktura i usloviya formirovaniya promyslovogo zapasa khamisy engraulis encrasicolus u poberezh'ya Kryma v osenne-zimniy sezon 2007/2008 gg. [Population structure and conditions for the formation of the commercial stock of anchovy engraulis encrasicolus off the Crimean coast in the autumn-winter season of 2007/2008] // Mors'kyy ekolohichnyy zhurnal. 2009. № 1. T. VIII. P. 42–53. (In Russian).
- Black Sea high resolution and ultra high resolution sea surface temperature analysis // E.U. Copernicus Marine Service Information. URL: https://resources.marine.copernicus.eu/?option=com_csw&view=details&product_id=SST_BS_SST_L4_NRT_OBSERVATIONS_010_006 (accessed 10.10.2021).
- European Ocean gridded L4 sea surface heights and derived variables NRT // E.U. Copernicus Marine Service Information. URL: https://resources.marine.copernicus.eu/?option=com_csw&view=details&product_id=SEALEVEL_EUR_PHY_L4_NRT_OBSERVATIONS_008_060 (accessed 10.10.2021).

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

ИССЛЕДОВАНИЕ ИЗ КОСМОСА ПОСЛЕДСТВИЙ ПРИРОДНЫХ ПОЖАРОВ НА ТЕРРИТОРИИ РОССИИ ДЛЯ РАЗНЫХ ТИПОВ РАСТИТЕЛЬНОГО ПОКРОВА

© 2022 г. В. Г. Бондур^а, *, К. А. Гордо^а, А. Л. Зима^а

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

*E-mail: office@aerocosmos.info

Поступила в редакцию 28.09.2022 г.

Путем сопоставления космических данных низкого и среднего пространственного разрешения получены корректирующие коэффициенты, позволяющие повысить точность оценок площадей выгоревших территорий и обусловленных ими объемов эмиссий с учетом различных типов растительного покрова по данным продукта MCD64A1. Проведен анализ уточненных оценок площадей выгоревших лесных, кустарниковых и лугово-степных территорий Российской Федерации, а также объемов эмиссий вредных примесей, обусловленных природными пожарами в период времени с 2001 по 2021 гг. Установлено, что за 20-летний период в целом по стране ежегодно выгорало от 16.1 до 104.5 тыс. км² лесных, кустарниковых и лугово-степных территорий. При этом максимальные объемы эмиссий углеродсодержащих газов и мелкодисперсных аэрозолей за исследуемый период были вызваны лесными пожарами. Обнаружено, что в 2016 и 2021 гг. объемы эмиссий CO, CO₂ и PM_{2.5}, обусловленные сгоранием лесной биомассы на территориях Сибирского и Дальневосточного Федеральных округов, составили более 80% от общероссийских.

Ключевые слова: природные пожары, спутниковые данные, космический мониторинг, эмиссии, растительный покров

DOI: 10.31857/S0205961422060033

ВВЕДЕНИЕ

Известно множество работ, посвященных исследованиям пространственно-временных распределений природных пожаров и их последствий с глобальной и региональной точек зрения с использованием космических данных для территорий различных стран, например, таких, как: Россия (Бондур, 2011, 2015; Бондур и др., 2016; 2019а, 2019б; 2020а, 2020б; 2021а, 2021б; Бондур, Гордо, 2018; Барталев и др., 2012; Воронова и др., 2022); Китай (Chen et al., 2017; Wei et al., 2020); США (Cattau et al., 2020; Kganyago, Shikwambana, 2020); Австралия (Filkov et al., 2020; Desservettaz et al., 2017; Bondur et al., 2021); Иран (Ardakani et al., 2011); страны Южной и Юго-Восточной Азии (Vadrevu et al., 2019); страны Африки (Palumbo et al., 2011; Molinario et al., 2014) и др. (Chuvieco et al., 2008).

Анализ результатов современных исследований показал, что оценка площадей территорий, пострадавших от природных пожаров, имеет ключевое значение не только для изучения степени повреждений растительного покрова, но и для учета воздействия этих стихийных явлений на состояние окружающей среды. Эмиссии, обусловленные природными пожарами, влияют на запас углерода в лесных экосистемах, а, следовательно, на углеродный баланс и загрязнение атмосферы в

целом (Бондур, 2015; Бондур и др., 2019а, 2019б; 2021а, 2021б; Bonan, 2008; Canadell, Raupach, 2008; Liu et al., 2017).

Результаты оценок по космическим данным объемов эмиссий, вызываемых природными пожарами, зависят от таких параметров, как: площади выгоревших территорий; интенсивность пожаров; типы и объемы сжигаемой растительности (Бондур, 2015; Бондур и др., 2016, 2020а, 2020б; Бондур, Гордо, 2018; Bondur et al., 2022; Junpen et al., 2020; Shi, Yamaguchi, 2014; Shi et al., 2020).

Оценка объемов эмиссий, обусловленных природными пожарами, во многом зависит от точности определения площадей выгоревших территорий (Houghton, Nassikas, 2017; Van Der Werf et al., 2010, 2017; Wiedinmyer et al., 2011; Бондур, 2015; Бондур, Гордо, 2018; Junpen et al., 2020). При этом следует учитывать взаимосвязь объемов выбросов с сезонной динамикой природных пожаров и типами сгораемой биомассы.

В настоящее время существует ряд подходов, позволяющих выявлять очаги природных пожаров и проводить оценку их последствий в том числе и на состояние воздушной среды с помощью данных, полученных из космоса. Основными из них являются анализ активных очагов горения, определяемых по тепловым каналам спутниковой аппаратуры (Бондур, 2011, 2015; Бондур

и др., 2016, 2020а, 2020б; Бондур, Гордо, 2018), а также анализ площадей выгоревших территорий, определяемых по спектрально-отражательным характеристикам растительного покрова (Барталев и др., 2012; Бондур, Гордо, 2018; Пономарев и др., 2017; Giglio et al., 2016, 2018).

Наиболее перспективным подходом для исследования пространственно-временных вариаций площадей природных пожаров и связанных с ними объемов эмиссий малых газовых компонент и мелкодисперсных аэрозолей по космическим данным является комплексное использование данных различного пространственного разрешения.

В настоящей работе приведены оценки по спутниковым данным площадей выгоревших территорий и объемов эмиссий углеродсодержащих газов CO, CO₂ и мелкодисперсных аэрозолей PM_{2.5}, обусловленных природными пожарами, для разных типов растительного покрова на всей территории Российской Федерации и отдельных ее крупных регионов в период с апреля по октябрь 2001–2021 гг. Для этого использовались данные спектрорадиометров MODIS, установленных на спутниках Terra и Aqua, и данные спутника Sentinel-2.

ОСОБЕННОСТИ МЕТОДИКИ ПРОВЕДЕНИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИСПОЛЪЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ

Используемая в настоящей работе методика основана на проведении сравнительного анализа значений площадей выгоревших территорий, полученных по спутниковым данным низкого (250 м–1 км) пространственного разрешения (Terra, Aqua) и среднего (10–30 м) пространственного разрешения (Sentinel-2). На основании результатов сравнения таких спутниковых данных с использованием экстраполяции соотношений площадей выгоревших территорий был получен корректирующий коэффициент n (Бондур, 2015; Бондур, Гордо, 2018) для формулы Сейлера–Крутцена (Seiler, Crutzen, 1980):

$$E = n \times A \times B \times C \times D, \quad (1)$$

где A – площадь пожара [м²]; B – плотность биомассы на выгоревшей территории [кг/м²]; C – полнота сгорания биомассы [%]; D – коэффициент эмиссии (масса вещества, выбрасываемого в атмосферу при сгорании 1 кг биомассы) [г/кг]; E – общая масса вещества, выбрасываемого в атмосферу в результате пожара [г]; n – корректирующий коэффициент.

Далее, путем интеграции полученных результатов расчетов площадей выгоревших территорий и информации о типах и свойствах растительного покрова на выгоревших участках по формуле (1) производилась оценка объемов эмиссий различных газов и аэрозолей, обусловленных сгоранием биомассы при природных пожарах.

В ходе развития метода оценки динамики площадей природных пожаров и пространственно-временных вариаций эмиссий различных газов и аэрозолей от них для оценки площадей выгоревших территорий в качестве основного был использован ежемесячный продукт MCD64A1 (Giglio et al., 2018), полученный прибором MODIS (спутники Terra и Aqua) версии 6 с пространственным разрешением 500 м, содержащий информацию о площади выгорания. В этом продукте применяется гибридный алгоритм, работающий на совместном использовании данных тепловых аномалий и измерений отражательной способности в ближних ИК-каналах.

Для проведения сравнительного анализа и сопоставления площадей выгоревших территорий, обнаруженных по спутниковым данным низкого и среднего пространственного разрешения, в качестве региона исследования были выбраны тестовые участки на территории Российской Федерации. В качестве тестовых брались участки, пройденные огнем в 2021 г., которые содержали три основных типа растительного покрова: лесной, кустарниковый и лугово-степной. При этом для получения наиболее точных оценок были выбраны территории исследования не подверженные воздействию природных пожаров в течение предшествующих десяти лет.

Тип и характеристики растительного покрова определялись с использованием ежегодного продукта MCD12Q1 (MODIS Land Cover Type 500 m), полученного прибором MODIS (спутники Terra и Aqua) на основе классификации международной геосферно-биосферной программы (IGBP) (Friedl et al., 2010), которая содержит 17 классов растительности и имеет тематическую точность в среднем 70–75%. Согласно данной легенде для территории Российской Федерации пять классов были отнесены к лесному покрову, два к кустарниковому, три к лугово-степному.

Эталонные значения площадей выгоревших территорий были получены путем оконтуривания обнаруженных участков, пройденных огнем, по синтезированному (каналы 4, 3, 2) изображению среднего пространственного разрешения, полученным спутником Sentinel-2 (<https://sentinel.esa.int/>).

Для оценки пространственно-временных вариаций эмиссий различных газов и аэрозолей, обусловленных природными пожарами, использовалась модифицированная формула Сейлера–Крутцена (Seiler, Crutzen, 1980), которая была дополнена корректирующим коэффициентом n , полученным в ходе проведения экспериментальных исследований (1). При использовании формулы (1) значения площадей пожаров A определялись по космическим данным, а значения коэффициентов B , C и D соответствовали конкретным типам растительности, произрастающей на исследуемой территории, и были получены с ис-

пользованием результатов работ (Wiedinmyer et al., 2011; Akagi et al., 2011; Andreae, 2019).

На рис. 1 в качестве примера представлены синтезированные изображения с выделенными контурами выгоревшей области, полученные по данным спутника Sentinel-2 (красные линии) и прибора MODIS спутников Terra и Aqua (синие линии): *а* — Момский район Республики Саха (16 июля 2021 г.); *б* — Усть-Кутский район Иркутской области (24 июня 2021 г.); *в* — Усть-Янский район Республики Саха (25 июня 2021 г.).

Из анализа рис. 1 видно, что по спутниковым данным среднего пространственного разрешения (спутник Sentinel-2) контуры гарей и площади выгоревших территорий выявляются с большей точностью, чем по изображениям низкого разрешения (спутники Terra и Aqua).

Путем сопоставления результатов оценок площадей природных пожаров для тестовых участков, полученных по спутниковым данным разного пространственного разрешения, были получены значения корректирующего коэффициента n (Бондур, 2015; Бондур, Гордо, 2018) для каждого из исследуемых типов растительного покрова (лесной, кустарниковый, лугово-степной). В результате среднее значение коэффициента n для выгоревших площадей лесных территорий составило 1.6, для кустарниковых 1.3, для лугово-степных 1.4.

С помощью полученных коэффициентов площади выгоревших территорий по данным прибора MODIS (продукт MCD64A1) были скорректированы в зависимости от типа растительного покрова, что в свою очередь позволяло проводить более точные оценки динамики площадей природных пожаров и пространственно-временных вариаций эмиссий различных газов и аэрозолей от них.

В ходе исследования была проведена оценка ежегодной динамики площадей, выгоревших лесных, кустарниковых и лугово-степных территорий и вызванных сгоранием биомассы объемов эмиссий в пожарный период с апреля по октябрь 2001–2021 гг. для всей территории Российской Федерации и четырех ее крупных регионов: Европейской части России (ЕЧР), Уральского федерального округа (УрФО), Сибирского федерального округа (СФО) и Дальневосточного федерального округа (ДФО).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ АНАЛИЗ

На рис. 2 представлены ежегодные распределения скорректированных значений выгоревших площадей и обусловленных ими объемов эмиссий на территории Российской Федерации для различных типов растительного покрова, полученных в результате космического мониторинга за 20-ти летний период времени с 2001 по 2021 гг.

Анализ рис. 2, *а* показал, что динамика ежегодных распределений площадей выгоревших терри-

торий для исследуемых типов растительного покрова имеет волнообразный характер, при этом максимальные значения для лесных и лугово-степных пожаров совпадают и соответствуют пожарам, произошедшим в 2003, 2006, 2008, 2012, 2014, 2016, 2018 и 2021 гг. Пиковые же значения площадей выгоревших кустарниковых территорий выявлены в 2003, 2010, 2013, 2016 и 2020 гг. Из анализа рис. 2, *а* следует, что за исследуемый период времени ежегодно выгорало от 16.1 до 97.8 тыс. км² лесных, от 1.3 до 6.4 тыс. км² кустарниковых и от 40.6 до 104.5 тыс. км² лугово-степных территорий. Наибольшие площади выгоревших территорий были обнаружены в 2003 (103.5 тыс. км²) и 2008 (101.2 тыс. км²) гг. и соответствовали лугово-степному типу растительного покрова. При этом наибольшие площади лесных пожаров были обнаружены в 2003 и 2012 гг. и составили 97.8 и 91.9 тыс. км² соответственно, а максимальные значения площадей выгоревших кустарниковых территорий были обнаружены в 2003 (23.9 тыс. км²), 2010 (17 тыс. км²) и 2020 (15.7 тыс. км²) гг.

Следует отметить, что среднее значение площади выгоревших кустарниково-луговых территорий за исследуемый период времени составило 64 тыс. км², что на 25% превышает данный показатель для лесного покрова (48 тыс. км²). При этом, как следует из анализа рис. 2, *б*, 2, *в*, 2, *г*, наибольшие объемы эмиссий CO, CO₂ и PM2.5 были обусловлены именно пожарами на лесных территориях.

Совместный анализ рис. 2 показал, что значения объемов эмиссий вредных примесей в атмосферу были примерно пропорциональны площадям выгоревших территорий.

Из рис. 2, *б*, 2, *в*, 2, *г*. следует, что наибольшие объемы выбросов CO, CO₂ и PM2.5 от лесных пожаров, соответствовавшие максимальным значениям выгоревших площадей, были обнаружены в 2003 г. и составили 24.8, 470.3, 3.3 млн. т соответственно. Максимальные значения объемов эмиссий CO, CO₂ и PM2.5, обусловленные кустарниковыми пожарами, были выявлены в 2003 г. и составили 88.44, 3.5 и 0.4 млн. т соответственно. Объемы эмиссий CO, CO₂ и PM2.5, вызванные лугово-степными пожарами, достигали своих максимумов в 2003 (6.3, 173 и 0.6 млн. т соответственно) и 2008 (6.1, 169 и 0.64 млн. т соответственно) гг.

Анализ результатов, представленных на рис. 2, показал, что для территории Российской Федерации в настоящей работе для исследуемых типов растительного покрова наибольшие значения выгоревших площадей и обусловленных ими объемов выбросов определялись в 2003 г.

На рис. 3 представлены распределения ежегодных значений выгоревших площадей лесных, кустарниковых и лугово-степных территорий для

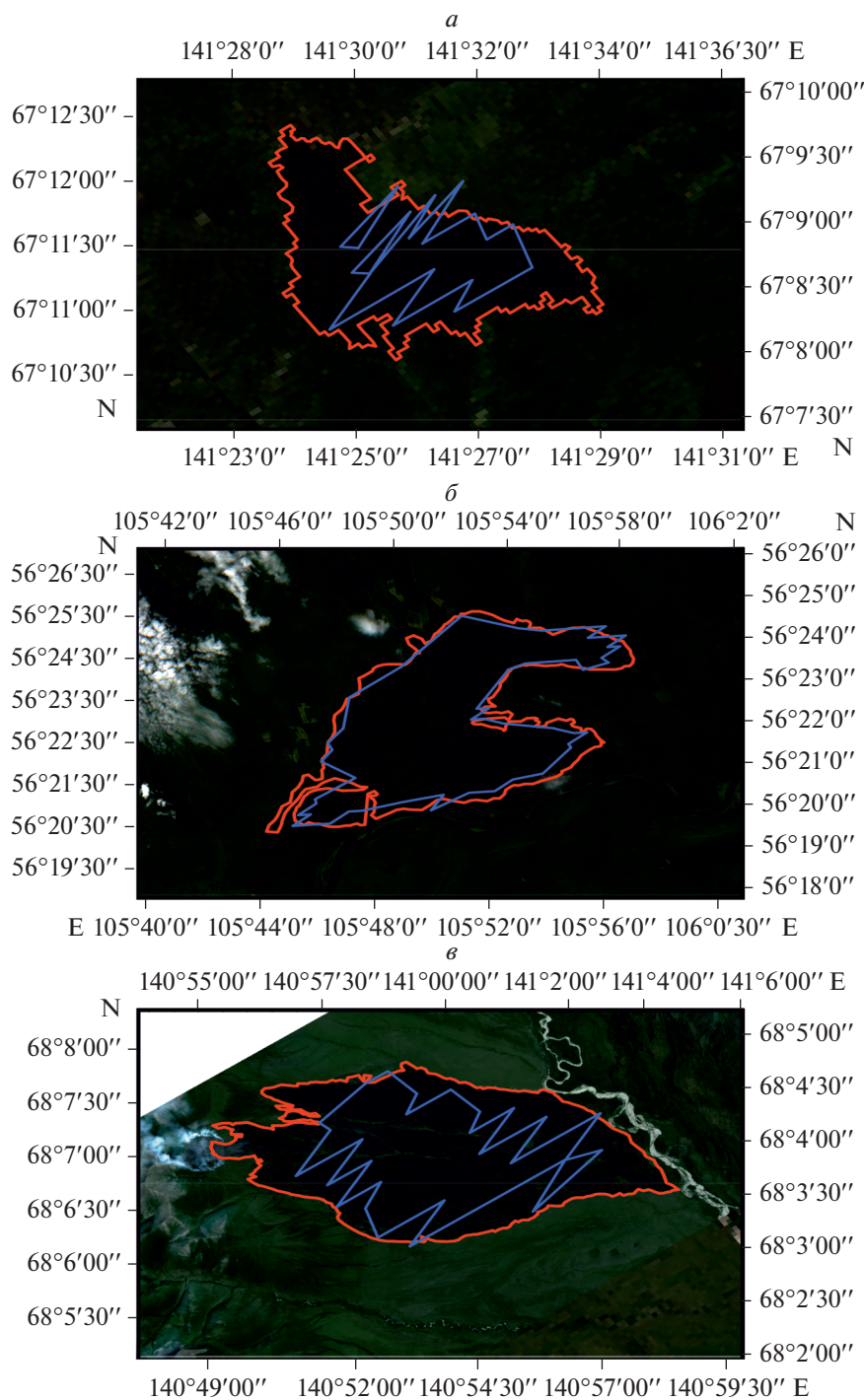


Рис. 1. Синтезированные изображения с выделенными контурами выгоревшей области по данным спутника Sentinel-2 (красные линии) и прибора MODIS спутников Terra и Aqua (синие линии): *a* – Момский район Республики Саха (16 июля 2021 г.); *b* – Усть-Кутский район Иркутской области (24 июня 2021 г.); *v* – Усть-Янский район Республики Саха (25 июня 2021 г.).

крупных регионов Российской Федерации. Из рис. 3, *a* видно, что наибольшие площади лесных пожаров характерны для Сибирского и Дальневосточного федеральных округов, на территории которых в целом преобладает лесная раститель-

ность. При этом максимальное значение было выявлено в 2003 г. на территории СФО и составило 69.5 тыс. км², а также значительные площади выгоревших лесных территорий зафиксированы в 2012 (36.2 тыс. км²) и 2016 (44.9 тыс. км²) гг.

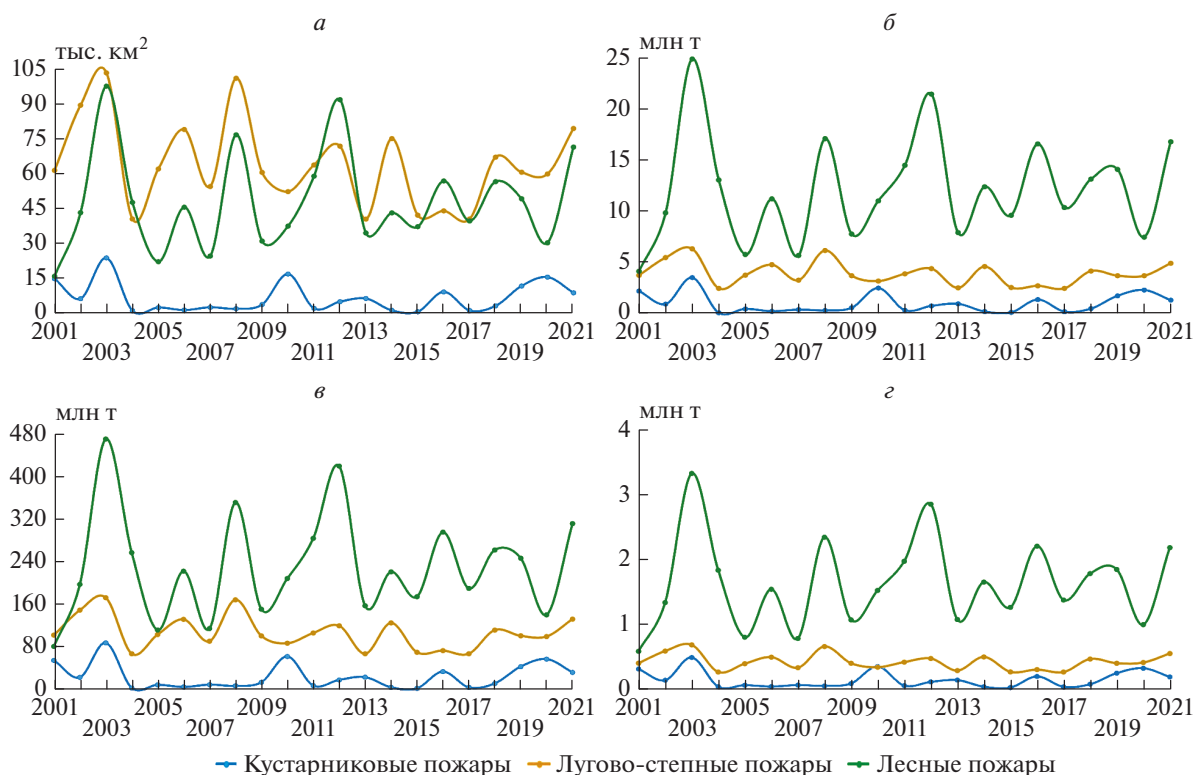


Рис. 2. Ежегодные распределения значений выгоревших площадей и обусловленных ими объемов эмиссий на территории Российской Федерации по типам растительного покрова с 2001 по 2021 гг.: *а* – площади выгоревших территорий; *б* – объемы эмиссий CO; *в* – объемы эмиссий CO₂; *г* – объемы эмиссий PM_{2.5}.

В ДФО наибольшая площадь лесных пожаров была выявлена в 2021 г. и составила 60.6 тыс. км². Несмотря на то, что на территории ЕЧР и УрФО площади лесных пожаров имеют более низкие значения, из рис. 3, *а* следует, что для данных федеральных округов также характерна волнообразная тенденция. Максимальные площади выгоревших лесных территорий в ЕЧР были обнаружены в 2010 (14 тыс. км²) и 2018 (10.8 тыс. км²) гг., а в УрФО в 2004 (13.2 тыс. км²) г.

Анализ рис. 3, *б* показал, что в целом наибольшие площади выгоревших кустарниковых территорий были выявлены в ДФО, максимальные значения достигались в 2003, 2010 и 2020 гг. При этом следует отметить, что для ЕЧР, СФО и УрФО ежегодные вариации изменений суммарных значений выгоревших территорий для кустарникового типа растительного покрова достаточно равномерны, исключениями являются 2013 г. в СФО и 2016 г. в УрФО, когда были обнаружены превышения.

Из анализа рис. 3, *в* следует, что ежегодные вариации изменений площадей лугово-степных пожаров имеют волнообразный характер для исследуемых регионов Российской Федерации. Наибольшие площади выгоревших территорий приходятся на ДФО, СФО и ЕЧР.

Анализ рис. 3 показал, что наибольшие суммарные ежегодные площади выгоревших территорий были выявлены в СФО и ДФО. При этом в СФО наибольшая доля выгоревшей растительности приходится на лесные и лугово-степные территории. Похожая тенденция складывается и в УрФО, однако на данной территории в 2016 г. были обнаружены достаточно высокие значения площадей выгоревшей кустарниковой растительности. Для территории ЕЧР в большей степени характерны лугово-степные пожары, также значительную долю занимают лесные, высокие площади которых определялись в 2010 и 2018 гг.

На рис. 4 представлены распределения ежемесячных значений площадей выгоревших участков на территории крупных регионов Российской Федерации по типам растительного покрова в период с апреля по октябрь 2001–2021 гг.

Анализ рис. 4, *а* показал, что на территории ЕЧР наибольшие площади лесных пожаров определялись в апреле, июле и августе. Несмотря на то, что, исходя из рис. 4 *а*, наибольшие среднемесячные площади лесных пожаров за исследуемый период приходятся на апрель, максимальное значение было выявлено в августе и составило 6.67 тыс. км². Наибольшие площади выгоревших лугово-степных территорий характерны для июля и августа, однако высокие показатели наблюда-

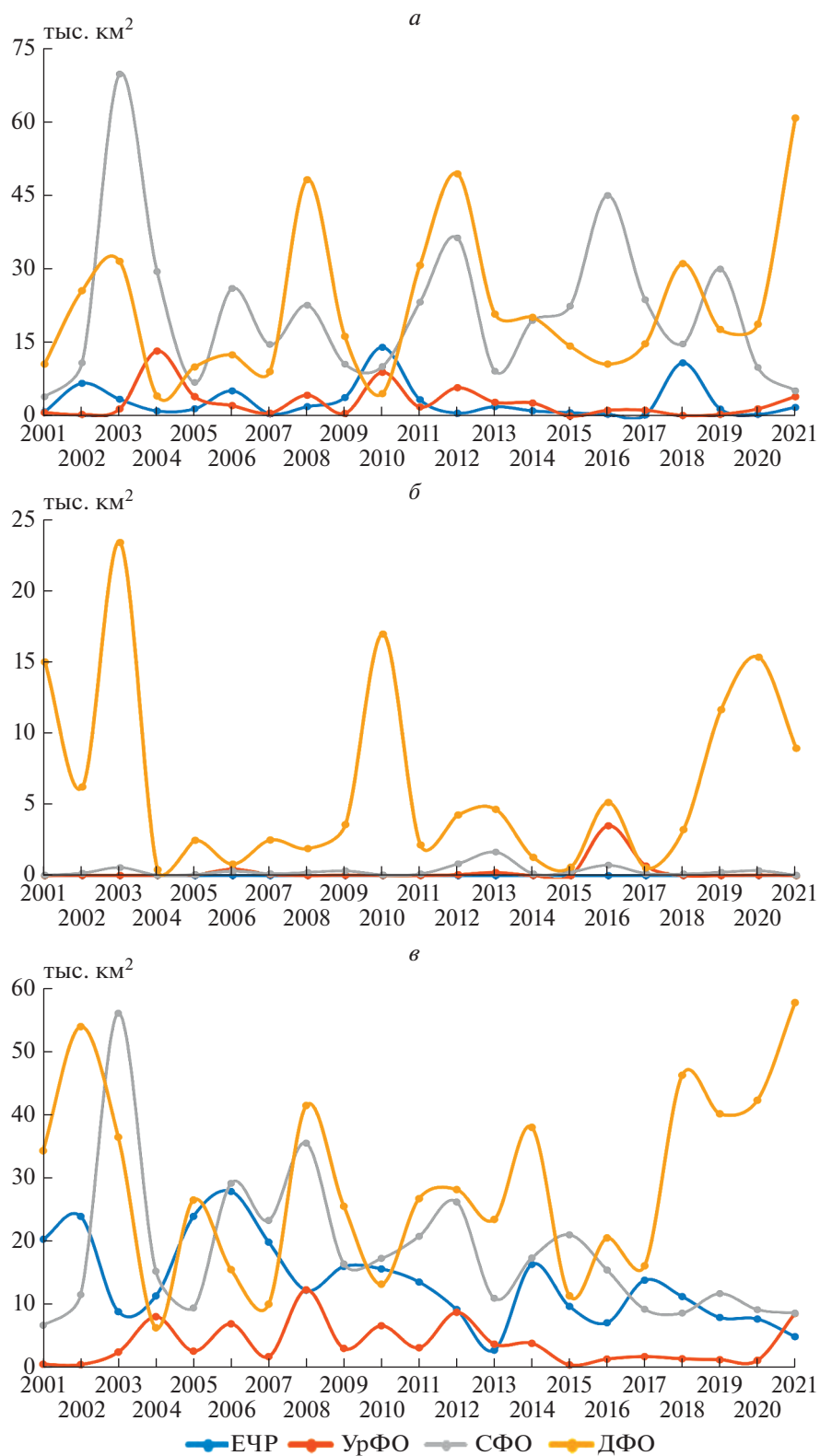


Рис. 3. Распределение ежегодных значений выгоревших площадей: а – лесных, б – кустарниковых, в – лугово-степных территорий для крупных регионов Российской Федерации в период 2001–2021 гг.

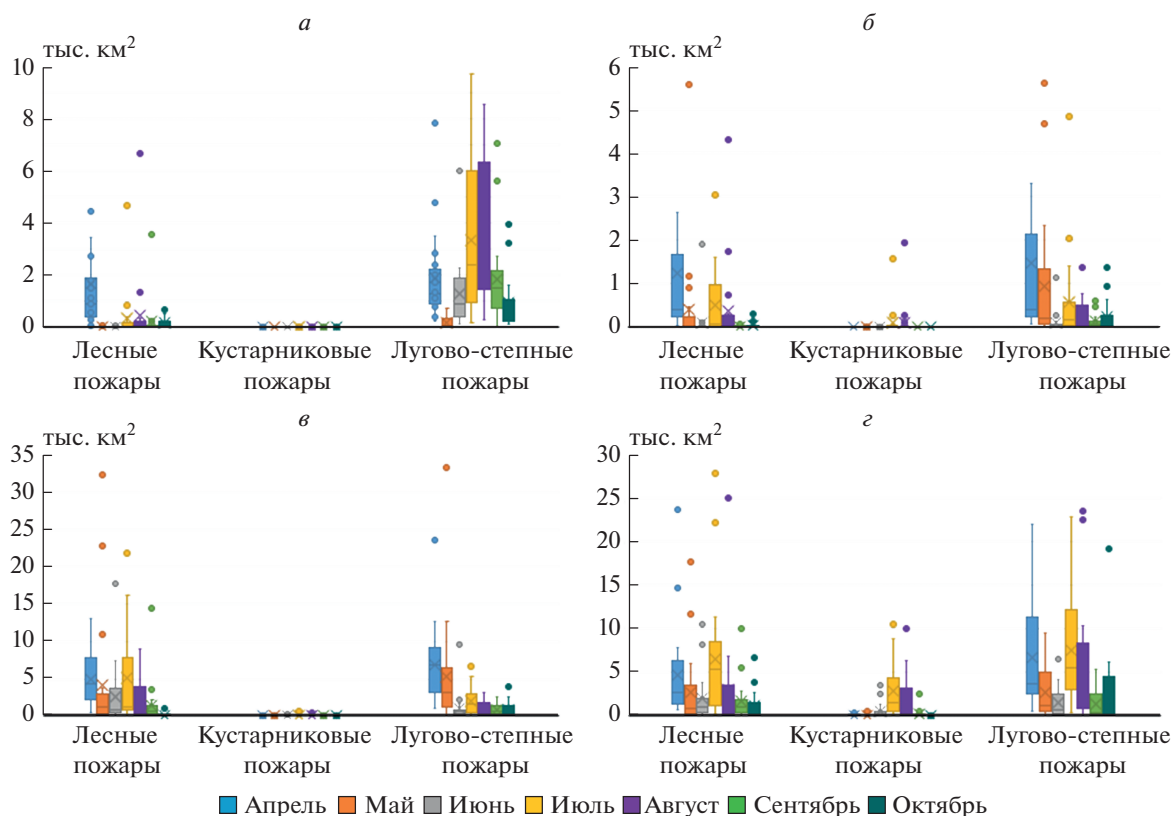


Рис. 4. Распределения ежемесячных значений выгоревших площадей на территории крупных регионов Российской Федерации по типам растительного покрова в период с апреля по октябрь 2001–2021 гг.: *a* – на территории ЕЧР; *b* – на территории УрФО; *v* – на территории СФО; *z* – на территории ДФО.

ются также в апреле и сентябре. Ежемесячные площади кустарниковых пожаров незначительны и распределены равномерно.

Из анализа рис. 4, *б* следует, что в УрФО наибольшие средние значения площадей выгоревших лесных территорий были характерны для апреля и июля, однако наблюдались также их единичные высокие значения в мае (5.57 тыс. км²) и августе (4.3 тыс. км²). Высокие значения площадей лугово-степных пожаров характерны для апреля, мая и июля. Выгоревшие площади кустарниковых пожаров были обнаружены в большей степени в июле и августе.

На рис. 4, *в* показано, что ежемесячные кустарниковые пожары на территории СФО распределены примерно равномерно с небольшим преобладанием в июле и августе, при этом лугово-степные пожары преобладают в апреле и мае. Анализ рис. 4, *в*, 4, *г* показал, что пожары на лесных территориях в СФО и ДФО имеют похожую сезонную динамику. Наибольшие площади характерны для апрельских, июльских и августовских пожаров. При этом в СФО аномально высокие значения площадей пожаров были обнаружены также в мае (32.2 тыс. км²). Из анализа рис. 4, *г* следует, что в ДФО наибольшие значения площадей выгоревшей кустарниковой растительно-

сти наблюдались в июле и августе. Лугово-степные же территории наиболее сильно подвержены пожарам в апреле, июле и августе.

Анализ ежемесячных распределений площадей природных пожаров, представленный на рис. 4, показал, что за период 2001–2021 гг. для исследуемых регионов территории Российской Федерации наибольшие среднемесячные площади выгоревших территорий для изучаемых типов растительного покрова наблюдались в апреле, июле и августе, при этом аномально высокие значения обнаруживались и в мае.

На рис. 5 представлено распределение вкладов ежегодных суммарных объемов эмиссий CO, CO₂, PM2.5, обусловленных лесными (см. рис. 5, *а*), кустарниковыми (см. рис. 5, *б*) и лугово-степными (см. рис. 5, *в*) пожарами на территориях ЕЧР, УрФО, СФО и ДФО, в общероссийские объемы таких эмиссий в период с 2001 по 2021 гг.

Из анализа рис. 5, *а* следует, что наибольший вклад в общероссийские объемы эмиссий, обусловленные сгоранием лесных территорий вносят пожары в СФО и ДФО. Вклад данных регионов составил от 8 до 80% для СФО и от 9 до 83% для ДФО за исследуемый период. Вклад СФО был преобладающим в 2003, 2004, 2006, 2007, 2015–2017, 2019 гг. В 2016 г. этот вклад достигал 80% всех

Таблица 1. Средние значения объемов эмиссий CO, CO₂, PM2.5, обусловленных лесными, кустарниковыми и лугово-степными пожарами на территориях ЕЧР, УрФО, СФО и ДФО за период 2001–2021 гг.

Параметр		Лесные пожары	Кустарниковые пожары	Лугово-степные пожары
		млн. т		
ЕЧР	CO	0.8	0.0003	0.7
	CO ₂	16.5	0.008	22.5
	PM2.5	0.11	0.0004	0.14
УрФО	CO	0.7	0.03	0.2
	CO ₂	14.1	0.9	6.3
	PM2.5	0.099	0.004	0.02
СФО	CO	5.7	0.04	1.9
	CO ₂	105.7	1.1	30.1
	PM2.5	0.7	0.006	0.1
ДФО	CO	4.8	0.9	1.8
	CO ₂	97.3	23.04	48.7
	PM2.5	0.6	0.1	0.2

выбросов от сгорания лесной биомассы на территории Российской Федерации. При этом вклад ДФО преобладал в 2001, 2002, 2005, 2008, 2009, 2011, 2013, 2018 и 2021 гг.

Как показано в табл. 1 наибольшие средние значения ежегодных объемов эмиссий CO, CO₂, PM2.5, обусловленных лесными пожарами за период времени 2001–2021 гг., были обнаружены в СФО и составили 5.7, 105.7, 0.7 млн. т соответственно.

На территории ЕЧР вклад лесных пожаров в общие объемы эмиссий был преобладающим и составил 40% в 2010 г., когда в данном регионе происходили аномальные природные пожары (Бондур, 2011).

Анализ рис. 5, б показал, что в 2001–2003, 2005, 2007–2011, 2014, 2018–2021 гг. вклад эмиссий, обусловленных кустарниковыми пожарами на территории ДФО, в общероссийские превышал 90%. Это обусловлено особенностями растительного покрова в данном регионе, где территории, покрытые кустарниковой растительностью, имеют значительные площади и подвержены ежегодным природным пожарам.

Также из анализа рис. 5, б видно, что в 2006, 2016, и 2017 гг. значительный вклад вносят эмиссии, обусловленные пожарами на территории УрФО. Вклад СФО увеличивается в период 2005–2018 гг., затем снова идет на спад. Как следует из табл. 1 наибольшие средние значения ежегодных объемов эмиссий CO, CO₂, PM2.5 за период 2001–2021 гг., обусловленных кустарниковыми пожарами, обнаружены в ДФО и составили 0.9, 23.04, 0.1 млн. т соответственно.

Из анализа рис. 5, в следует, что наибольший вклад в общероссийские объемы эмиссий, обусловленные сгоранием лугово-степной растительности, вносит СФО и ДФО. Вклад ДФО был максимальным в 2021 г. и составил 72%. Можно

отметить, что вклад СФО после 2015 г. идет на спад, снижаясь с 49 до 11%. Для ЕЧР тенденция к снижению наблюдается после 2017 г. Согласно табл. 1 наибольшие средние значения ежегодных объемов эмиссий CO, CO₂, PM2.5 за период 2001–2021 гг., обусловленных лугово-степными пожарами, обнаружены в ДФО и составили 1.8, 48.7, 0.2 млн. т соответственно.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате обработки многолетних данных спутникового мониторинга проведена оценка площадей выгоревших территорий и объемов эмиссий различных газов и аэрозолей при природных пожарах на территории Российской Федерации и отдельных ее регионов для трех типов преобладающего растительного покрова: лесной, кустарниковый, лугово-степной.

Установлено, что в период с 2001 по 2021 гг. в целом по стране ежегодно выгорало от 16.1 до 97.8 тыс. км² лесных, от 1.3 до 6.4 тыс. км² кустарниковых и от 40.6 до 104.5 тыс. км² лугово-степных территорий. Среднее значение площадей выгоревших кустарниково-луговых территорий за исследуемый период времени составило 64 тыс. км², что на 25% превышает данный показатель для лесного покрова (48 тыс. км²), однако наибольшие ежегодные объемы эмиссий CO, CO₂ и PM2.5 обусловлены именно пожарами на лесных территориях. Это обусловлено тем, что сгорание лесной биомассы приводит к большим объемам эмиссий, в сравнении с другими типами растительности.

Максимальные объемы эмиссий CO, CO₂ и PM2.5 на территории Российской Федерации от лесных пожаров были выявлены в 2003 г. и составили 24.8, 470.3, 3.3 млн. т соответственно. При этом наибольший вклад в общероссийские объемы эмиссий, обусловленные сгоранием лесных

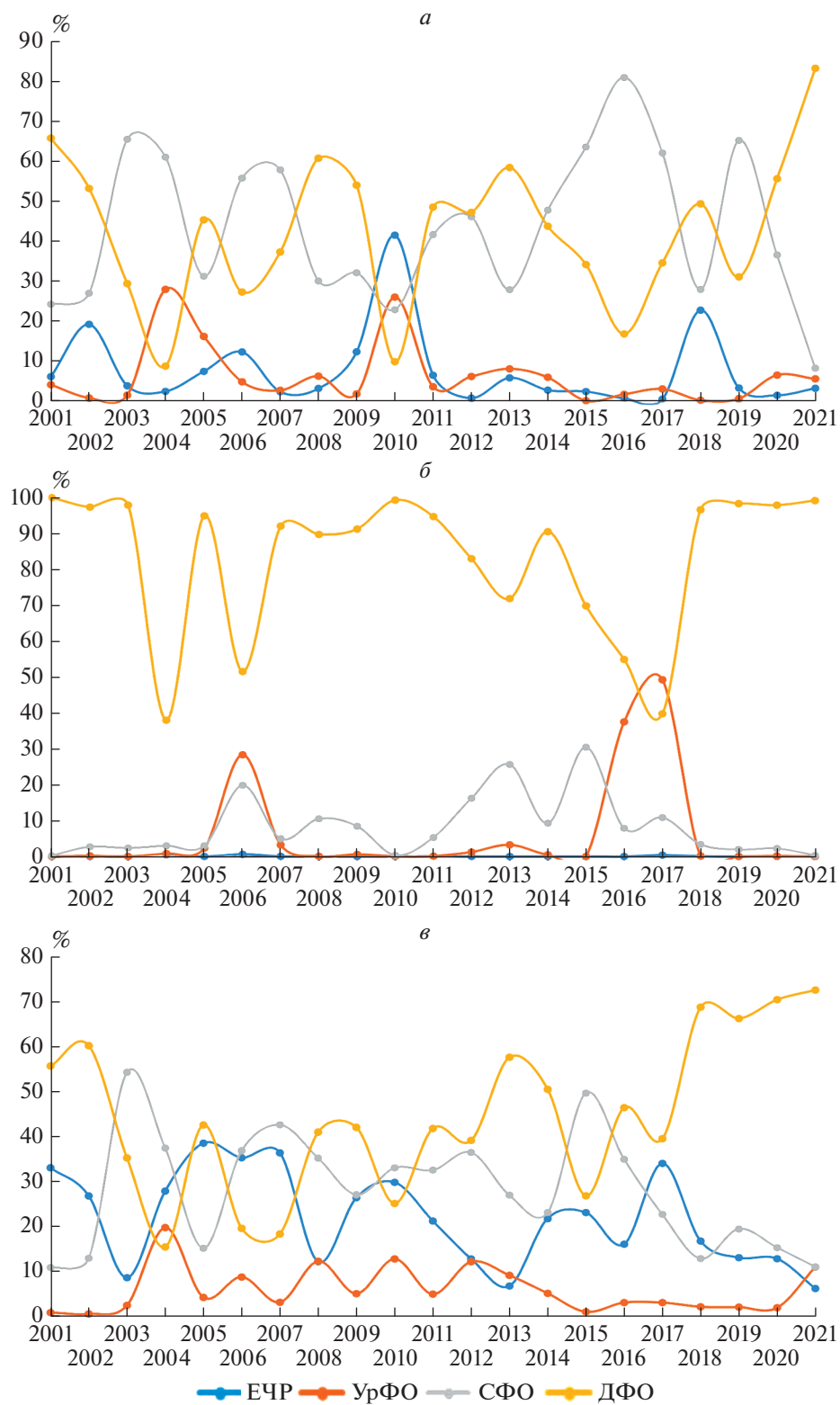


Рис. 5. Распределение вкладов ежегодных суммарных объемов эмиссий CO, CO₂, PM_{2.5}, обусловленных: *а* – лесными, *б* – кустарниковыми, *в* – лугово-степными пожарами на территориях ЕЧР, УрФО, СФО и ДФО в общероссийские объемы эмиссий в период с 2001 по 2021 гг.

территорий, вносят пожары в СФО и ДФО. Вклад данных регионов в некоторые годы достигал более чем 80%.

Установлено, что наибольшие суммарные ежегодные площади выгоревших территорий были выявлены в СФО и ДФО. При этом в СФО наибольшая доля выгоревшей растительности приходится на лесные и лугово-степные территории. Для ДФО характерны значительные площади и лесных, и кустарниковых, и лугово-степных выгоревших территорий. В УрФО преобладают выгоревшие лесные и лугово-степные территории, также в 2016 г. были обнаружены аномально высокие для данного региона значения выгоревших площадей кустарникового покрова. Для территории ЕЧР в большей степени характерны лугово-степные пожары, также значительную долю занимают лесные, высокие площади которых определялись в 2010 и 2018 гг.

Таким образом, предложенный метод анализа спутниковых данных, основанный на применении поправочных коэффициентов, позволяет получать более достоверные значения площадей выгоревших территорий, а, следовательно, наиболее точные оценки объемов эмиссий различных газов и аэрозолей в атмосферу. Это обеспечивает возможность проводить оценку динамики и пространственно-временных вариаций этих явлений на больших территориях. В дальнейшем корректирующие коэффициенты могут быть получены для других типов растительного покрова в зависимости от особенностей исследуемых территорий.

Полученные результаты свидетельствуют об эффективности применения описанного подхода, основанного на использовании спутниковых данных для мониторинга природных пожаров и их последствий. Продолжением исследований может стать дальнейший детальный анализ региональных и внутрисезонных особенностей анализируемых аномальных явлений, в том числе оценка взаимосвязи возникновения природных пожаров в исследуемых регионах с различными климатическими факторами.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Барталев С.А., Егоров В.А., Ефремов В.Ю., Луян Е.А., Стыценко Ф.В., Флитман Е.В. Оценка площади пожаров на основе комплексирования спутниковых данных различного пространственного разрешения MODIS и Landsat-TM/ETM+ // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2012. Т. 9. № 2. С. 9–27.

Бондур В.Г. Космический мониторинг природных пожаров в России в условиях аномальной жары 2010 г. // Исслед. Земли из космоса. 2011. № 3. С. 3–13.

Бондур В.Г. Космический мониторинг эмиссий малых газовых компонент и аэрозолей при природных пожарах в России // Исслед. Земли из космоса. 2015. № 6. С. 21–35.

<https://doi.org/10.7868/S0205961415060032>

Бондур В.Г., Воронова О.С., Гордо К.А., Зима А.Л. Космический мониторинг изменчивости площадей природных пожаров и эмиссий вредных примесей в атмосферу на территории различных регионов России за 20-летний период // Докл. АН. 2021а. Т. 500. № 2. С. 216–222.

<https://doi.org/10.31857/S2686739721100042>

Бондур В.Г., Воронова О.С., Гордо К.А., Зима А.Л., Феоктистова Н.В. Космический мониторинг многолетних природных пожаров и объемов вызываемых ими эмиссий вредных примесей в воздушную среду Австралии // Исслед. Земли из космоса. 2021б. № 1. С. 25–40.

<https://doi.org/10.31857/S0205961421010048>

Бондур В.Г., Воронова О.С., Черепанова Е.В., Цидилина М.Н., Зима А.Л. Пространственно-временной анализ многолетних природных пожаров и эмиссий вредных газов и аэрозолей в России по космическим данным // Исслед. Земли из космоса. 2020а. № 4. С. 3–17.

<https://doi.org/10.31857/S0205961420040028>

Бондур В.Г., Гордо К.А. Космический мониторинг площадей, пройденных огнем, и объемов эмиссий вредных примесей при лесных и других природных пожарах на территории Российской Федерации // Исслед. Земли из космоса. 2018. № 3. С. 41–55.

<https://doi.org/10.7868/S020596141803003X>

Бондур В.Г., Гордо К.А., Кладов В.Л. Пространственно-временные распределения площадей природных пожаров и эмиссий углеродсодержащих газов и аэрозолей на территории северной Евразии по данным космического мониторинга // Исслед. Земли из космоса. 2016. № 6. С. 3–20.

<https://doi.org/10.7868/S0205961416060105>

Бондур В.Г., Мохов И.И., Воронова О.С., Ситнов С.А. Космический мониторинг сибирских пожаров и их последствий: особенности аномалий 2019 года и тенденции 20-летних изменений // Докл. АН. 2020б. Т. 492. № 1. С. 99–106.

<https://doi.org/10.31857/S2686739720050047>

Бондур В.Г., Цидилина М.Н., Кладов В.Л., Гордо К.А. Аномальная изменчивость пространственно-временных распределений природных пожаров и эмиссий вредных примесей на территории Европы по данным космического мониторинга // Докл. АН. 2019а. Т. 485. № 6. С. 745–749.

<https://doi.org/10.31857/S0869-56524856745-749>

Бондур В.Г., Цидилина М.Н., Черепанова Е.В. Космический мониторинг воздействия природных пожаров на состояние различных типов растительного покрова в федеральных округах Российской Федерации // Исслед. Земли из космоса. 2019б. № 3. С. 13–32.

<https://doi.org/10.31857/S0205-96142019313-32>

Воронова О.С., Гордо К.А., Зима А.Л., Феоктистова Н.В. Сильные природные пожары на территории России в 2021 г., обнаруженные по космическим данным // Исслед. Земли из космоса. 2022. № 1. С. 1–15.

<https://doi.org/10.31857/S0205961422010080>

Пономарев Е.И., Харук В.И., Якимов Н.Д. Результаты и перспективы спутникового мониторинга природных пожаров Сибири // Сибирский лесной журн. 2017. № 5. С. 25–36.

<https://doi.org/10.15372/SJFS20170503>

- Akagi S.K., Yokelson R.J., Wiedinmyer C., Alvarado M.J., Reid J.S., Karl T., Crounse J.D., Wennberg P.O. Emission factors for open and domestic biomass burning for use in atmospheric models // *Atmos. Chem. Phys.*, 2011. 11, 4039–4072. <https://doi.org/10.5194/acp-11-4039-2011>
- Andreae M.O. Emission of trace gases and aerosols from biomass burning – an updated assessment, *Atmos. Chem. Phys.*, 2019. 19, 8523–8546 <https://doi.org/10.5194/acp-19-8523-2019>
- Ardakani A.S., Valadan Zoj M.J., Mohammadzadeh A., Mansourian A. Spatial and temporal analysis of fires detected by MODIS data in northern Iran from 2001 to 2008. *IEEE J. Sel. Top. Appl. Earth Obs. Remote Sens.* 2011, 4, 216–225. <https://doi.org/10.1109/JSTARS.2010.2088111>
- Bonan G.B. Forests and climate change: forcings, feedbacks, and the climate benefits of forests. *Science* (New York, N.Y.), 2008. 320(5882). 1444–1449. <https://doi.org/10.1126/science.1155121>
- Bondur V.G., Gordo K.A., Voronova O.S., Zima A.L. Satellite Monitoring of Anomalous Wildfires in Australia // *Front. Earth Sci.* 2021. 8: 617252. <https://doi.org/10.3389/feart.2020.617252>
- Bondur V., Chimitdorzhev T., Kirbizhekova I., Dmitriev A. Estimation of Postfire Reforestation with SAR Polarimetry and NDVI Time Series. *Forests* 2022, 13, 814. <https://doi.org/10.3390/f13050814>
- Canadell J.G., Raupach M.R. Managing forests for climate change mitigation. *Science* (New York, N.Y.), 2008. 320(5882), 1456–1457. <https://doi.org/10.1126/science.1155458>
- Cattau M.E., Wessman C., Mahood A., Balch J.K. Anthropogenic and lightning-started fires are becoming larger and more frequent over a longer season length in the U.S.A. *Global Ecol Biogeogr.* 2020; 29: 668–681. <https://doi.org/10.1111/geb.13058>
- Chen D., Pereira J.M.C., Masiero A., Pirotti F. Mapping fire regimes in China using MODIS active fire and burned area data. *Appl. Geogr.* 2017, 85, 14–26. <https://doi.org/10.1016/j.apgeog.2017.05.013>
- Chuvieco E., Giglio L., Justice C. (2008), Global characterization of fire activity: toward defining fire regimes from Earth observation data. *Global Change Biology*, 14: 1488–1502. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2008.01585.x>
- Desservettaz M. et al. Emission factors of trace gases and particles from tropical savanna fires in Australia, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 2017. 122, 6059–6074. <https://doi.org/10.1002/2016JD025925>
- Filkov A., Ngo T., Matthews S., Telfer S., Penman T. Impact of Australia's catastrophic 2019/20 bushfire season on communities and environment. Retrospective analysis and current trends // *J. Safety Science and Resilience*. 2020. <https://doi.org/10.1016/j.jnlssr.2020.06.009>
- Friedl M.A., Sulla-Menashe D., Tan B., Schneider A., Ramankutty N., Sibley A. et al. (2010). MODIS Collection 5 global land cover: algorithm refinements and characterization of new datasets. *Remote Sens. Environ.* 114(1), 168–182. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2009.08.016>
- Giglio L., Boschetti L., Roy D.P., Humber M.L., Justice C.O. The Collection 6 MODIS burned area mapping algorithm and product // *Remote Sensing of Environment*. 2018. V. 217. P. 72–85
- Giglio L., Schroeder W., Justice C.O. The collection 6 MODIS active fire detection algorithm and fire products // *Remote Sensing of Environment*. 2016. V. 178. P. 31–41. <https://doi.org/10.1016/WF03054>
- Houghton R.A., Nassikas A.A. Global and regional fluxes of carbon from land use and land cover change 1850–2015 // *Global Biogeochemical Cycles*. 2017. T. 31. № 3. C. 456–472. <https://doi.org/10.1002/2016GB005546>
- Junpen A., Roemmontri J., Boonman A., Cheewaphongphan P., Thao P.T.B., Garivait S. Spatial and Temporal Distribution of Biomass Open Burning Emissions in the Greater Mekong Subregion. *Climate* 2020, 8, 90. <https://doi.org/10.3390/cli8080090>
- Kganyag M., Shikwambana L. Assessment of the Characteristics of Recent Major Wildfires in the USA, Australia and Brazil in 2018–2019 Using Multi-Source Satellite Products. *Remote Sens.* 2020, 12, 1803. <https://doi.org/10.3390/rs12111803>
- Liu W., Lu F., Luo Y. et al. Human influence on the temporal dynamics and spatial distribution of forest biomass carbon in China. *Ecol. Evol.* 2017; 7: 6220–6230. <https://doi.org/10.1002/ece3.3188>
- Molinario G., Davies D.K., Schroeder W., Justice C.O. Characterizing the spatio-temporal fire regime in Ethiopia using the MODIS-active fire product: A replicable methodology for country-level fire reporting. *Afr. Geogr. Rev.* 2014, 33, 99–123. <https://doi.org/10.1080/19376812.2013.854708>
- Palumbo I., Grégoire J., Simonetti D., Punga M. Spatio-temporal distribution of fire activity in protected areas of Sub-Saharan Africa derived from MODIS data. *Procedia Environ. Sci.* 2011, 7, 26–31. <https://doi.org/10.1016/j.proenv.2011.07.006>
- Seiler W., Crutzen P.J. Estimates of gross and net fluxes of carbon between the biosphere and atmosphere from biomass burning // *Clim. Change*. 1980. V. 2. № 3. P. 207–247.
- Shi Y., Yamaguchi Y. (2014). A high-resolution and multi-year emissions inventory for biomass burning in Southeast Asia during 2001–2010. *Atmospheric Environment*, 98, 8–16. <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2014.08.050>
- Shi Y., Zang S., Matsunaga T., Yamaguchi Y. (2020). A multi-year and high-resolution inventory of biomass burning emissions in tropical continents from 2001–2017 based on satellite observations // *J. Cleaner Production*, 270, 122511. <https://doi.org/10.1016/j.jclepro.2020.122511>
- Vadrevu K.P., Lasko K., Giglio L. et al. Trends in Vegetation fires in South and Southeast Asian Countries. *Sci Rep* 9, 7422 (2019). <https://doi.org/10.1038/s41598-019-43940-x>
- Van Der Werf G.R., Randerson J.T., Giglio L., Van Leeuwen T.T., Chen Y., Rogers B.M., ... Kasibhatla P.S. Global fire emissions estimates during 1997–2016. *Earth System Science Data*, 2017. 9(2), 697–720. <https://doi.org/10.5194/essd-9-697-2017>
- Van Der Werf G.R., Randerson J.T., Giglio L., Collatz G.J., Mu M., Kasibhatla P.S., Morton D.C., Defries R.S., Jin Y., Van Leeuwen T.T. Global fire emissions and the contribution of deforestation, savanna, forest, agricultural, and peat fires (1997–2009). *Atmos. Chem. Phys.* 2010, 10, 11707–11711. <https://doi.org/10.5194/acp-10-11707-2010>
- Wei X., Wang G., Chen T., Hagan D.F.T., Ullah W. A Spatio-Temporal Analysis of Active Fires over China during 2003–2016. *Remote Sensing*. 2020; 12(11): 1787. <https://doi.org/10.3390/rs12111787>
- Wiedinmyer C., Akagi S.K., Yokelson R.J., Emmons L.K., Al-Saadi J.A., Orlando J.J., Soja A.J. The Fire INventory from NCAR (FINN): a high resolution global model to estimate the emissions from open burning, *Geosci. Model Dev.*, 4, 625–641. <https://doi.org/10.5194/gmd-4-625-2011>

Satellite Research of the Effects of Wildfires on the Territory of Russia for Various Types of Vegetation Cover

V. G. Bondur¹, K. A. Gordo¹, and A. L. Zima¹

¹AEROCOSMOS Research Institute for Aerospace Monitoring, Moscow, Russia

By comparing satellite data of low and medium spatial resolution, correction factors have been obtained. They enable improvement of the accuracy estimates of burnt out areas and the volumes of emissions, taking into account various types of vegetation cover according to the MCD64A1 product. An analysis was made of updated estimates of the areas of burnt forest, shrub and meadow-steppe territories of the Russian Federation, as well as the volume of emissions of harmful pollutants caused by wildfires in the period from 2001 to 2021. It was found out that forest, shrub and meadow-steppe territories from 16.1 to 104.5 thousand km² were burnt out annually countrywide for a 20-year period. At the same time, the maximum volumes of emissions of carbon-containing gases and fine aerosols during the study period were caused by forest fires. It was revealed that in 2016 and 2021 the volumes of CO, CO₂ and PM_{2.5} emissions caused by the combustion of forest biomass in the territories of the Siberian and Far Eastern Federal Districts exceeded the national average by more than 80%.

Keywords: wildfires, satellite data, satellite monitoring, emissions, vegetation cover

REFERENCES

- Akagi S.K., Yokelson R.J., Wiedinmyer C., Alvarado M.J., Reid J.S., Karl T., Crounse J.D., Wennberg P.O. Emission factors for open and domestic biomass burning for use in atmospheric models // *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 4039–4072. <https://doi.org/10.5194/acp-11-4039-2011>
- Andreae M.O. Emission of trace gases and aerosols from biomass burning – an updated assessment, *Atmos. Chem. Phys.*, 19, 8523–8546. <https://doi.org/10.5194/acp-19-8523-2019>, 2019.
- Ardakani A.S., Valadan Zoj M.J., Mohammadzadeh A., Mansourian A. Spatial and temporal analysis of fires detected by MODIS data in northern Iran from 2001 to 2008. *IEEE J. Sel. Top. Appl. Earth Obs. Remote Sens.* 2011, 4, 216–225. <https://doi.org/10.1109/JSTARS.2010.2088111>
- Bartalev S.A., Yegorov V.A., Yefremov V.YU., Lupyan Ye.A., Stytsenko F.V., Flitman Ye.V. Integrated burnt area assessment based on combine use of multi-resolution MODIS and Landsat-TM/ETM+ satellite data // *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2012. V. 9. № 2. P. 9–26.
- Bonan G.B. (2008). Forests and climate change: forcings, feedbacks, and the climate benefits of forests. *Science* (New York, N.Y.), 320(5882), 1444–1449. <https://doi.org/10.1126/science.1155121>
- Bondur V.G. Satellite monitoring of trace gas and aerosol emissions during wildfires in Russia // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2016. V. 52. № 9. P. 1078–1091.
- Bondur V.G. Satellite Monitoring of Wildfires during the Anomalous Heat Wave of 2010 in Russia // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2011. V. 47. № 9. P. 1039–1048.
- Bondur V.G., Gordo K.A. Satellite monitoring of burnt-out areas and emissions of harmful contaminants due to forest and other wildfires in Russia // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2018. V. 54. № 9. P. 955–965. <https://doi.org/10.1134/S0001433818090104>
- Bondur V.G., Gordo K.A., Kladov V.L. Spacetime distributions of wildfire areas and emissions of carbon-containing gases and aerosols in northern Eurasia according to satellite monitoring data // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, 2017. V. 53. № 9. P. 859–874. <https://doi.org/10.1134/S0001433817090055>
- Bondur V.G., Gordo K.A., Voronova O.S., Zima A.L. Satellite Monitoring of Anomalous Wildfires in Australia // *Front. Earth Sci.* 2021. 8: 617252. <https://doi.org/10.3389/feart.2020.617252>
- Bondur V.G., Mokhov I.I., Voronova O.S., Sitnov S.A. Satellite Monitoring of Siberian Wildfires and Their Effects: Features of 2019 Anomalies and Trends of 20-Year Changes // *Doklady Earth Sciences*. 2020b. V. 492. № 1. P. 370–375. <https://doi.org/10.1134/S1028334X20050049>
- Bondur V.G., Tsidilina M.N., Cherepanova E.V. Satellite monitoring of wildfire impacts on the conditions of various types of vegetation cover in the federal districts of the Russian Federation // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2019b. V. 55. № 9. P. 1238–1253.
- Bondur V.G., Tsidilina M.N., Kladov V.L., Gordo K.A. Irregular Variability of Spatiotemporal Distributions of Wildfires and Emissions of Harmful Trace Gases in Europe Based on Satellite Monitoring Data // *Doklady Earth Sciences*, 2019a. V. 485. Part 2. P. 461–464. <https://doi.org/10.1134/S1028334X19040202>
- Bondur V.G., Voronova O.S., Cherepanova E.V., Tsidilina M.N., Zima A.L. Spatiotemporal Analysis of Multi-Year Wildfires and Emissions of Trace Gases and Aerosols in Russia, Based on Satellite Data // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, 2020a. V. 56. № 12. P. 1457–1469. <https://doi.org/10.1134/S0001433820120348>
- Bondur V.G., Voronova O.S., Gordo K.A., Zima A.L. Satellite Monitoring of the Variability of Wildfire Areas and Emissions of Harmful Gas Components into the Atmosphere for Various Regions of Russia over a 20-Year Period // *Doklady Earth Sciences*. 2021a. V. 500. Part 2. P. 890–894. <https://doi.org/10.1134/S1028334X21100044>
- Bondur V.G., Voronova O.S., Gordo K.A., Zima A.L., Feoktistova N.V. Kosmicheskiy monitoring mnogoletnikh prirodnikh pozharov i ob'yemov vyzyvayemykh imi emissiy vrednykh primesey v vozdukhnyuyu sredu Avstralii (Satellite Monitoring of Multiannual Wildfires and Related Harmful Trace Gas Emissions into the Air Environment of Australia) // *Issledovanie Zemli iz Kosmosa*. 2021b. № 1. P. 25–40. (In Russian). <https://doi.org/10.31857/S0205961421010048>
- Bondur V.; Chimtdorzhiev, T.; Kirbizhekova, I.; Dmitriev, A. Estimation of Postfire Reforestation with SAR Polarimetry and NDVI Time Series. *Forests* 2022, 13, 814. <https://doi.org/10.3390/f13050814>
- Canadell J.G., Raupach M.R. Managing forests for climate change mitigation. *Science* (New York, N.Y.), 2008.

- 320(5882), 1456–1457.
<https://doi.org/10.1126/science.1155458>
- Cattau M.E., Wessman C., Mahood A., Balch J.K.* Anthropogenic and lightning-started fires are becoming larger and more frequent over a longer season length in the U.S.A. *Global Ecol Biogeogr.* 2020; 29: 668–681.
<https://doi.org/10.1111/geb.13058>
- Chen D., Pereira J.M.C., Masiero A., Pirotti F.* Mapping fire regimes in China using MODIS active fire and burned area data. *Appl. Geogr.* 2017, 85, 14–26.
<https://doi.org/10.1016/j.apgeog.2017.05.013>
- Chuvieco E., Giglio L., Justice C.* Global characterization of fire activity: toward defining fire regimes from Earth observation data. *Global Change Biology*, 2008. 14: 1488–1502.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2008.01585.x>
- Desservettaz M., et al.* Emission factors of trace gases and particles from tropical savanna fires in Australia // *J. Geophys. Res. Atmos.*, 2017. 22, 6059–6074.
<https://doi.org/10.1002/2016JD025925>
- Filkov A., Ngo T., Matthews S., Telfer S., Penman T.* Impact of Australia's catastrophic 2019/20 bushfire season on communities and environment. Retrospective analysis and current trends // *J. Safety Science and Resilience*. 2020.
<https://doi.org/10.1016/j.jnlssr.2020.06.009>
- Friedl M.A., Sulla-Menashe D., Tan B., Schneider A., Ramankutty N., Sibley A. et al.* (2010). MODIS Collection 5 global land cover: algorithm refinements and characterization of new datasets. *Remote Sens. Environ.* 114 (1), 168–182.
<https://doi.org/10.1016/j.rse.2009.08.016>
- Giglio L., Boschetti L., Roy D.P., Humber M.L., Justice C.O.* The Collection 6 MODIS burned area mapping algorithm and product // *Remote Sensing of Environment*. 2018. V. 217. P. 72–85.
- Giglio L., Schroeder W., Justice C.O.* The collection 6 MODIS active fire detection algorithm and fire products // *Remote Sensing of Environment*. 2016. V. 178. P. 31–41.
<https://doi.org/10.1071/WF03054>
- Houghton R.A., Nassikas A.A.* Global and regional fluxes of carbon from land use and land cover change 1850–2015 // *Global Biogeochemical Cycles*. 2017. T. 31. № 3. C. 456–472.
<https://doi.org/10.1002/2016GB005546>
- Junpen A., Roemmontri J., Boonman A., Cheewaphongphan P., Thao P.T.B., Garivait S.* Spatial and Temporal Distribution of Biomass Open Burning Emissions in the Greater Mekong Subregion. *Climate* 2020, 8, 90.
<https://doi.org/10.3390/cli808090>
- Kganyago M., Shikwambana L.* Assessment of the Characteristics of Recent Major Wildfires in the USA, Australia and Brazil in 2018–2019 Using Multi-Source Satellite Products. *Remote Sens.* 2020, 12, 1803.
<https://doi.org/10.3390/rs12111803>
- Liu W., Lu F., Luo Y. et al.* Human influence on the temporal dynamics and spatial distribution of forest biomass carbon in China. *Ecol Evol.* 2017; 7: 6220–6230.
<https://doi.org/10.1002/ece3.3188>
- Molinario G., Davies D.K., Schroeder W., Justice C.O.* Characterizing the spatio-temporal fire regime in Ethiopia using the MODIS-active fire product: A replicable methodology for country-level fire reporting. *Afr. Geogr. Rev.* 2014, 33, 99–123.
<https://doi.org/10.1080/19376812.2013.854708>
- Palumbo I., Grégoire J., Simonetti D., Punga M.* Spatio-temporal distribution of fire activity in protected areas of Sub-Saharan Africa derived from MODIS data. *Procedia Environ. Sci.* 2011, 7, 26–31.
<https://doi.org/10.1016/j.proenv.2011.07.006>
- Ponomarev Ye.I., Kharuk V.I., Yakimov N.D.* Rezultaty i perspektivy sputnikovogo monitoringa prirodnikh pozharov Sibiri (Current results and perspectives of wildfire satellite monitoring in Siberia) // *Siberian J. Forest Science*. 2017. № 5. P. 25–36.
<https://doi.org/10.15372/SJFS20170503> (In Russian)
- Seiler W., Crutzen P.J.* Estimates of gross and net fluxes of carbon between the biosphere and atmosphere from biomass burning // *Clim. Change*. 1980. V. 2. № 3. P. 207–247.
- Shi Y., Yamaguchi Y.* (2014). A high-resolution and multi-year emissions inventory for biomass burning in Southeast Asia during 2001–2010. *Atmospheric Environment*, 98, 8–16.
<https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2014.08.050>
- Shi Y., Zang S., Matsunaga T., Yamaguchi Y.* (2020). A multi-year and high-resolution inventory of biomass burning emissions in tropical continents from 2001–2017 based on satellite observations // *J. Cleaner Production*, 270, 122511.
<https://doi.org/10.1016/j.jclepro.2020.122511>
- Vadrevu K.P., Lasko K., Giglio L. et al.* Trends in Vegetation fires in South and Southeast Asian Countries. *Sci. Rep.* 9, 7422 (2019).
<https://doi.org/10.1038/s41598-019-43940-x>
- Van Der Werf G.R., Randerson J.T., Giglio L., Van Leeuwen T.T., Chen Y., Rogers B.M., ... Kasibhatla P.S.* Global fire emissions estimates during 1997–2016. *Earth System Science Data*, 2017. 9(2), 697–720.
<https://doi.org/10.5194/essd-9-697-2017>
- Van Der Werf G.R., Randerson J.T., Giglio L., Collatz G.J., Mu M., Kasibhatla P.S., Morton D.C., Defries R.S., Jin Y., Van Leeuwen T.T.* Global fire emissions and the contribution of deforestation, savanna, forest, agricultural, and peat fires (1997–2009). *Atmos. Chem. Phys.* 2010, 10, 11707–11711.
<https://doi.org/10.5194/acp-10-11707-2010>
- Voronova O.S., Gordo K.A., Zima A.L., Feoktistova N.V.* Silnyye prirodnyye pozhary na territorii Rossii v 2021 g., obnaruzhennyye po kosmicheskim dannym (Strong Wildfires in Russia in 2021 Detected Using Satellite Data) // *Issledovaniye Zemli iz kosmosa*. 2022. № 1. P. 3–18. (In Russian).
<https://doi.org/10.31857/S0205961422010080>
- Wei X., Wang G., Chen T., Hagan D.F.T., Ullah W.* A Spatio-Temporal Analysis of Active Fires over China during 2003–2016. *Remote Sensing*. 2020; 12(11): 1787.
<https://doi.org/10.3390/rs12111787>
- Wiedinmyer C., Akagi S.K., Yokelson R.J., Emmons L.K., Al-Saadi J.A., Orlando J.J., Soja A.J.* The Fire INventory from NCAR (FINN): a high resolution global model to estimate the emissions from open burning, *Geosci. Model Dev.*, 4, 625–641.
<https://doi.org/10.5194/gmd-4-625-2011>

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

КРОСС-СЕНСОРНОЕ СРАВНЕНИЕ СПУТНИКОВЫХ ПРОДУКТОВ SENTINEL-2 И GAOFEN-1B/C ДЛЯ СЕВЕРНЫХ ТАЕЖНЫХ ЛЕСОВ

© 2022 г. Е. В. Черепанова^a *, Н. В. Феоктистова^a

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

*E-mail: lel.cherepanova@gmail.com

Поступила в редакцию 14.09.2022 г.

В настоящем исследовании представлены результаты валидации информационных продуктов по отражающей способности поверхности и NDVI с учетом типов почвенно-растительного покрова, получаемых по спутниковым данным китайского датчика PMS GF-1 и эталонным данным европейского датчика MSI Sentinel-2 (ЕКА) с использованием метода взаимного сопоставления данных. На основе проведенного анализа выявлена высокая корреляция сопоставляемых информационных продуктов GF-1 и эталонных информационных продуктов Sentinel-2. Полученные регрессионные коэффициенты с высокой степенью надежности могут быть использованы при проведении комплексного анализа спутниковых данных для пересчета значений, полученных датчиком PMS, в соответствующие значениям датчика MSI, в том числе с учетом камеры конкретного спутника (GF-1C или GF-1B).

Ключевые слова: валидация данных ДЗЗ, Gaofen-1B/C, отражающая способность поверхности, NDVI, почвенно-растительный покров

DOI: 10.31857/S0205961422060045

ВВЕДЕНИЕ

В последнее десятилетие в высоких широтах Восточной Сибири наблюдается форсирование многих природных процессов с последующей трансформацией естественной среды, в том числе аномальный рост летних температур и глубины протаивания сезонного слоя (Анисимов О.А. и др., 2020, Пономарев Е., 2019, Li X.Y. et al., 2021), дестабилизация вечной мерзлоты и высвобождения залежей метана (Pugach S.P. et al., 2018; Семилетов И.П. и др., 2019, Богоявленский В.И. и др., 2020), увеличение площадей и интенсивности лесных пожаров (Бондур, 2020; Бондур и др. 2019; Бондур, Гордо, 2018).

Спутниковый мониторинг высокоширотных лесов имеет серьезное преимущество перед наземными методами, учитывая обширность приарктических территорий, их малонаселенность и труднодоступность (Бондур, Воробьев, 2015; Бондур, 2016). В тоже время для арктико-бореальных регионов существует проблема фрагментарности данных, обусловленная коротким вегетационным сезоном и часто неблагоприятными условиями для съемки, которая может быть решена путем совместного использования данных ДЗЗ, получаемых различными спутниками.

Оценка точности данных, получаемых с ресурсных спутников различных стран, является ключевой задачей, решение которой позволит су-

щественно снизить ограничения в использовании продуктов ДЗЗ. Эффективность использования данных ДЗЗ напрямую зависит от проведенных мероприятий по валидации данных и оценки неопределенностей. Процесс валидации представляет собой проверку согласованности данных ДЗЗ с эталонными измерениями, которые, как предполагается, представляют истинность, по крайней мере, в пределах их собственных неопределенностей.

Следует отметить общую проблему отсутствия стандартизированных производных информационных продуктов данных ДЗЗ (например, вегетационные индексы, альbedo и др.), получаемых по данным спутниковых группировок стран БРИКС, в отличие от американских и европейских спутниковых группировок. Например, на сегодняшний день насчитывается более 30 производных стандартизированных продуктов ДЗЗ, получаемых прибором MODIS, установленном на спутниках серии Aqua/Terra. Недостаточность сети валидационных полигонов, отсутствие унифицированных методик и публикаций по итогам уже проведенных работ по валидации информационных продуктов характерны для бразильских и российских спутниковых систем и в меньшей степени для китайских.

В настоящее время с китайских спутников серии Gaofen-1 (GF-1) доступны данные 1 уровня

обработки. Для использования в прикладных исследованиях эти данные необходимо обработать до 2 и 3 уровня, то есть провести калибровку, атмосферную коррекцию для максимально возможного устранения влияния атмосферы и пиксельный контроль качества для исключения пикселей с некорректными значениями. Технически эти операции регламентированы, однако, качество полученных информационных продуктов должно быть проконтролировано с использованием наземных и модельных данных, либо с привлечением аналогичных спутниковых продуктов, прошедших валидацию в соответствии с принятыми требованиями к качеству спутниковых продуктов 2 и 3 уровня (ESA GMQ Session; Report from Land Cal/Val WS 2020, Loew A. et al., 2017).

Метод кросс-валидации или взаимного сопоставления продуктов, получаемых датчиками с близкими характеристиками, основан на предположении, что приземные и атмосферные условия для целевого и эталонного приборов одинаковы, так как разница во времени съемки минимальна, разница в зенитном угле солнца не превышает 2 градусов, а сигналы верхних слоев атмосферы (TOA) двух датчиков идентичны, когда корректируется разница спектральных характеристик (Feng L. et al., 2016).

Разница в спектральных характеристиках, пространственном разрешении, угле обзора сенсоров, а также атмосферных условий и освещении приводит к различиям в оценке отражающей способности поверхности и, следовательно, вызывает вариации производного индекса NDVI. Различия в спектральном диапазоне датчиков могут привести к неопределенности в оценке отражательной способности поверхности до 2.5% (Chander, 2013). В исследовании (Teillet, Ph., Ren X., 2008) было установлено, что различия в значениях отражательной способности могут привести к 10% разнице значений NDVI, полученных различными датчиками.

Существует несколько подходов к кросс-калибровке спутниковых данных. Как правило, они основаны на одновременных или почти одновременных наблюдениях одной территории несколькими датчиками, один из которых выступает в качестве эталона. Такой метод неоднократно был использован для данных китайских спутников, таких как GF-1, GF-4, ZY-3 (WU Xiaoping, 2020; Wang, 2020; Xu, 2016). Также кросс-калибровка разных датчиков может проводиться с использованием больших временных рядов данных с разным пространственным разрешением (D'Odorico 2013; Albarakat, R, 2019).

Во многих работах в качестве опорных данных используют данные спутников серии Landsat или Sentinel, так как это хорошо известные, доступные и валидированные информационные про-

дукты (Xiaoping WU, 2020, Wang Q., 2020, Gao H, 2016, Sterckx S., 2019). Схожие характеристики сенсоров PMS (GF-1) и MSI (Sentinel-2), такие как пространственное разрешение и близкие спектральные диапазоны, делают их перспективными для совместного использования в исследованиях. Комбинация этих данных позволит получать информационный продукт с высоким пространственно-временным разрешением и даст возможность оценивать текущее состояние и динамику изменений растительности на более детальном пространственном уровне. Таким образом, возникает необходимость проведения кросс-калибровки сенсоров этих спутников.

В данной работе проводилась кросс-калибровка значений отражательной способности (SR) и индекса NDVI, рассчитанными по данным датчиков MSI (Sentinel-2) и PMS (GF-1B/C), полученным квазисинхронно на тестовых участках северо-восточных лесов Восточной Сибири.

МЕТОДИКА ПРОВЕДЕНИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИСПОЛЪЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ

Регион исследования. В качестве тестового региона для проведения данного исследования рассматривалась территория Жиганского района в северо-западной части Якутии (см. рис. 1). Территория расположена в зоне сплошной криолитозоны преимущественно в Центрально-Якутской низменности с высотами менее 200 м, на востоке высоты могут достигать 800 м в отрогах Верхоянского хребта. С юга на север район пересекает река Лена, а ее многочисленные притоки образуют обширные озерно-болотные ландшафты.

В районе преобладают малопродуктивные преимущественно редкостойные лиственничные леса (90%) (Протопопова В.В., 2018). Климат региона резко континентальный, с суровой продолжительной зимой (средняя температура января -38°C) и коротким летом (средняя температура июля $+15^{\circ}\text{C}$). Годовое количество осадков около 250–400 мм.

Спутниковые данные. Для проведения валидации данных, содержащих информацию о почвенно-растительном покрове, были выбраны продукты отражательной способности поверхности и NDVI на основе данных высокого разрешения, поступающих с китайских спутников GF-1B/C/D. Спутники оснащены панхроматической и мультиспектральной камерой (PMS) с разрешением 2 и 8 м. Для сравнения и кросс-валидации изображений со спутников GF-1B/C/D (целевые данные) рассматривались валидированные данные со спутников Landsat 8 и Sentinel-2 (эталонные данные). Анализ покрытия территории исследования и характеристик аппаратуры показал, что

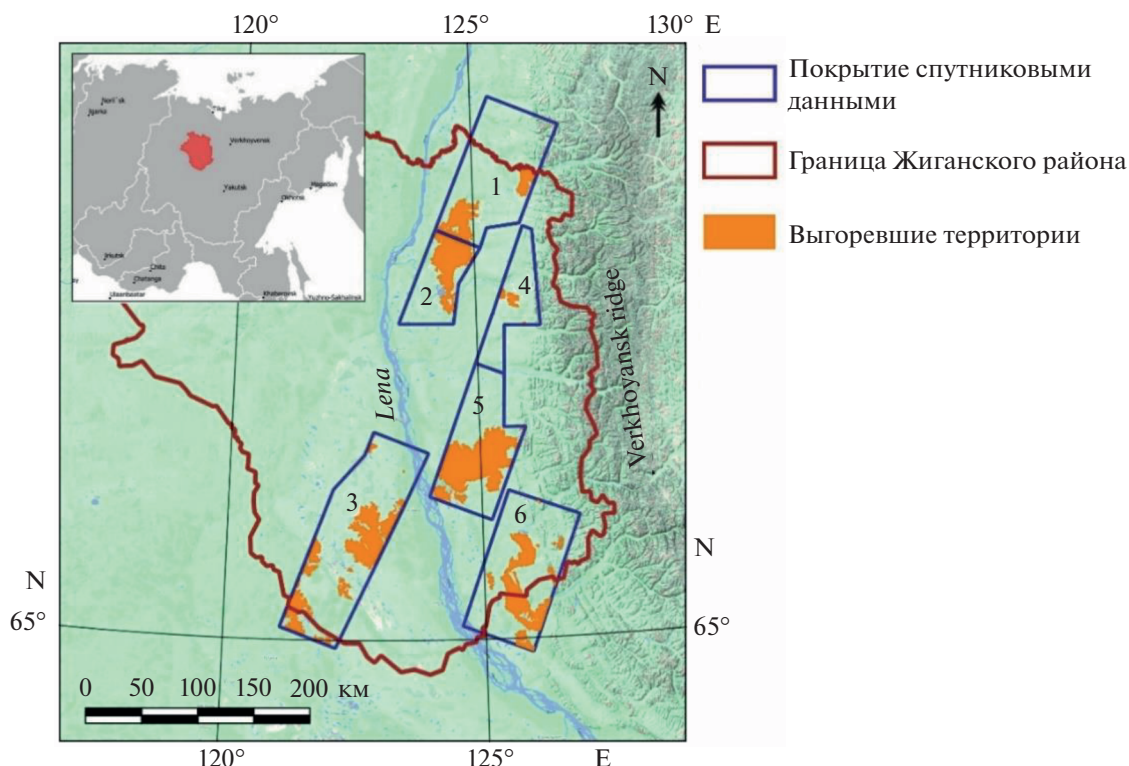


Рис. 1. Схема покрытия тестовой территории синхронными данными со спутников GF-1B/C и Sentinel-2A/B.

целесообразно использовать данные со спутников Sentinel-2, т.к. они близки по пространственному разрешению и спектральным диапазонам (табл. 1), а также, аппаратура MSS спутников Sentinel-2 имеет большую полосу съемки, что увеличивает вероятность подбора синхронных данных для кросс-калибровки.

Датчик MSI спутников Sentinel-2 имеет 13 спектральных полос. В настоящем исследовании рассматривалось 4 диапазона с пространственным разрешением 10 м в видимом и ближнем инфракрасном (NIR) диапазоне. Спутники Sentinel-2 имеют 2 диапазона ближнего инфракрасного (NIR) диапазона (8 и 8a). Для исследования мы использовали канал 8, поскольку его спектральный диапазон ближе к инфракрасному каналу датчика PMS на борту спутников GF-1B/C и используется

для расчета NDVI. Радиометрическое разрешение спутников Sentinel-2 и GF-1B/C составляет 12 бит и 10 бит соответственно. Частота повторных посещений каждого отдельного спутника Sentinel-2 составляет 10 дней, а повторных посещений объединенной группировки — 5 дней. Оба типа спутников работают на солнечно-синхронной орбите со временем пересечения экватора около 10:30 утра.

Для сравнения и кросс-валидации информационных продуктов были выбраны синхронные с изображениями Sentinel-2 изображения GF-1B/C (13 сцен) для тестового региона, полученные 27 августа 2019 г., 28 июля 2021 г. и 29 июля 2021 г. Для удобства обработки и анализа 13 сцен были скомбинированы по дате съемки в 6 участков общей площадью 40629 км², как показано на рис. 1.

Таблица 1. Параметры съемочной аппаратуры спутников GF-1B/C и Sentinel-2

GF-1B/C, PMS			Sentinel-2, MSI		
канал №	спектральный диапазон (мкм)	разрешение (м)/охват (км)	канал №	спектральный диапазон (мкм)	разрешение (м)/охват (км)
1	0.450–0.520	8/66	2	0.439–0.535	10/290
2	0.520–0.590		3	0.537–0.582	
3	0.63–0.69		4	0.646–0.685	
4	0.77–0.89		8	0.767–0.908	

Таблица 2. Условия съемки пар изображений GF-1B, GF-1C и Sentinel-2A/B

№ участка	Спутник, сенсор	Дата	Время (UTC)	Азимутальный угол солнца	Зенитный угол солнца
1, 2, 3	GF-1B, PMS	28.07.21	3:45	176–180	46–49
4, 5	Sentinel-2A, MSI	29.07.21	3:49	177–179	46–50
	GF-1C, PMS		3:38	177–179	47–49
6	Sentinel-2A, MSI	27.08.19	3:19	170–173	47–49
	GF-1B, PMS		3:32	178	55
	Sentinel-2B, MSI		3:29	178	55

Поскольку попарные данные для этого исследования были собраны в один и тот же день в близкое время (см. табл. 2), будем считать, что условия наблюдения, такие как освещение и атмосферные условия идентичны. Как видно из табл. 2, зенитный и азимутальный углы солнца очень близки (за исключением изображений, полученных 29 июля 2021 г.).

Данные со спутников GF-1B/C были получены с помощью российского узла международной платформы обмена спутниковыми данными и результатами их валидации между странами БРИКС, реализованной на основе облачной среды и развернутого в НИИ “АЭРОКОСМОС”. Предоставленные китайские данные соответствуют 1 уровню и требуют дополнительной обработки для получения информационных продуктов.

В отличие от данных GF-1B/C, данные Sentinel-2 предоставляются пользователям в виде готового информационного продукта, прошедшего калибровку и валидацию, и готовы к дальнейшему анализу (https://developers.google.com/earth-engine/datasets/catalog/COPERNICUS_S2_SR). Продукт Sentinel-2 Level-2A — это ортотрансформированный, атмосферно-скорректированный коэффициент отражательной способности поверхности, рассчитанный процессором Sen2Cor (<https://sentinels.copernicus.eu/web/sentinel/technical-guides/sentinel-2-msi/level-2a/>). Данные Sentinel-2 были получены с помощью облачной платформы для геопространственного анализа данных Google Earth Engine, дополнительно была проведена операция маскирования облачности (менее 5% от площади снимка), а также все данные были спроецированы в проекцию UTM (зона 51N).

Предварительная обработка спутниковых данных серии GF-1B/C и подготовка информационных продуктов. Предварительная обработка изображений, полученных со спутников GF-1B/C для получения продукта со значениями отражающей способности поверхности включала радиометрическую коррекцию, ортотрансформирование, перепроецирование в проекцию UTM (зона 51N), атмосферную коррекцию и пространственную совместную привязку с данными Sentinel-2 с субпиксельной точностью.

Атмосферная коррекция проводилась с использованием модели быстрого атмосферного анализа спектральных гиперкубов (FLAASH). Все операции выполнялись в ПО ENVI 5.2. Коэффициенты для радиометрической калибровки и файлы функций спектрального отклика можно загрузить с веб-сайта Китайского центра ресурсов спутниковых данных и приложений (<http://www.cresda.com/CN/Downloads>).

После атмосферной коррекции несколько пикселей со значениями ниже нуля и выше 1 были исключены для каждого диапазона GF-1B/C. Эти пиксели соответствуют сильно отражающим поверхностям, таким как песок, а отрицательные значения, соответствуют глубокой воде или глубоким теням с низким уровнем яркости.

При проведении тщательной перекрестной калибровки необходимо учитывать корректировки, соответствующие эффектам двулучевой функции отражательной способности (BRDF) из-за различий в освещении и углах наблюдения (Liu Q., 2019). Однако, при использовании пар синхронных изображений, когда разница во времени съемки и условиях освещения минимальна и состояние атмосферы можно считать одинаковыми, а сравниваемые датчики имеют околонадирные углы обзора, корректировками BRDF можно пренебречь (Teillet, 2001), поэтому в данном исследовании корректировки BRDF не проводились.

Следующим шагом было вычисление индекса NDVI. Одним из наиболее востребованных информационных продуктов дистанционного зондирования Земли для решения задач оценки растительного покрова является индекс NDVI. Расчет NDVI основан на разнице отражательной способности растений в красной и инфракрасной областях спектра. В красной зоне спектра (0.62–0.75 мкм) наблюдается максимальное поглощение солнечной радиации хлорофиллом, а в ближней инфракрасной зоне (0.75–1.3 мкм) максимальное отражение энергии клеточной структурой листьев. NDVI рассчитывается как (Weir, 2000):

$$NDVI = \frac{NIR - RED}{NIR + RED}, \quad (1)$$

где NIR — отражение в ближнем инфракрасном диапазоне с максимальным отражением энергии

клеточной структурой листьев, RED — отражение в красной зоне, характеризующееся максимальным поглощением солнечной радиации хлорофиллом. Значения NDVI варьируются от +1.0 до -1.0. Для расчета NDVI для Sentinel-2 использовались данные 4 (Red) и 8 (NIR) каналов. Для спутников GF-1B/1C использовались каналы 3 (Red) и 4 (NIR). Для дальнейшего анализа для обоих изображений в каждой паре были исключены фрагменты с облаками, тенью, дымом от лесных пожаров и высокогорные участки.

Подготовка карты типов земного покрова (Copernicus, VIIRS/ Suomi NPP, Proba V). Особенно исследуемой территории является труднодоступность для проведения полевых исследований и в тоже время однородность типов растительного покрова, когда значительные площади монопродуктивных лиственных лесов и редколесий, сменяются обширными районами кустарниково-травянистой растительности и озерами. С другой стороны, наличие вечной мерзлоты и разветвленной плотной гидрографической сети формируют мозаичность ландшафтов и экотонов в зависимости от степени увлажнения, которые слабо отражаются на типах доминирующего растительного покрова в принятой классификации типов земного покрова, однако, влияют на отражающую способность поверхности и как следствие, на качество классификаций спутниковых данных по типам земного покрова, особенно на данных высокого разрешения.

На данном этапе мы использовали карту типов земного покрова, полученную по спутниковым данным с невысоким пространственным разрешением (100 м) при отсутствии в открытом доступе более точных данных, для оценки влияния различных типов поверхности на вариации значений информационных продуктов с высоким пространственным разрешением (8 м), полученных датчиками PMS и MSI.

Данные о земном покрове территории были получены из двух спутниковых продуктов: Copernicus Land Cover 2019 (PROBA-V) 100 м (Buchhorn, M., 2020) и ActiveFire VIIRS (Suomi NPP, NOAA-20) 375 м (Schroeder, W., 2014). На рис. 2 представлена карта типов поверхности на исследуемую территорию по спутниковым данным.

Продукт Copernicus Global Land Service GLC (CGLS-LC100) обновлялся с 2015 по 2019 год с общей точностью на глобальном масштабе порядка 75.1% +/-0.7% (Tsendbazar N., 2020). Однако результаты классификации в высоких широтах могут быть менее точными из-за низкой плотности обучающих данных и высокой облачности в течение года. Всего на территории было выявлено 13 различных типов земного покрова, которые затем были объединены в 4 доминирующих класса (30, 80, 113, 300) (см. рис. 2). Различные варианты

подтипов растительного покрова преимущественно объединялись, так как слишком сильная детализация, особенно мозаичного травянистого и кустарникового заболоченного растительного покрова, приводит к значительным ошибкам достоверности определения класса типа земного покрова на локальном масштабе в высоких широтах. Классы с малым числом пикселей были объединены в класс *Другие*.

Поскольку выгоревшие территории еще не учитываются алгоритмом CGLS-LC100, а в последние 5 лет лесные пожары на территории тестовых участков занимают значительные площади, возникла необходимость выделения отдельных классов ежегодных гарей. Для восстановления границ гарей был использован спутниковый продукт ActiveFire Suomi NPP VIIRS 350m, на основе ежедневно регистрируемых тепловых аномалий были построены полигоны площадей, пройденных огнем в пожароопасный летний период. Затем, с использованием визуального контроля по видимым каналам GF-1B/C (прибор PMS) границы выгоревших территорий были скорректированы и рассчитаны площади. За рассматриваемый период с 2017 года на тестовых территориях выгорело: 2017 г. — 15 км², 2018 г. — 2252 км², 2019 г. — 3346 км², 2020 г. — 1170 км², 2021 г. — 2002 км². Ежегодные гари были выделены в отдельные классы (217–221) и включены в окончательную карту типов земного покрова на исследуемой территории (см. рис. 2).

Необходимо отметить, что лиственные леса и редколесья (*класс 113*) занимают значительные площади на каждом участке. Также на каждом участке присутствует комбинированный класс (*класс 30*), в котором представлена кустарниковая и травяная растительность и заболоченные территории. Больше всего водных объектов (*класс 80*) по площади расположено на 3 участке. Порядка 40% площадей 3 и 5 участков выгорело в результате лесных пожаров 2018 и 2019 гг., остальные участки также пострадали от пожаров. Чаше всего — 4 раза за рассматриваемый период горела территория 3 участка, меньше всего площадей выгорело на 4 участке.

Карта типов земного покрова была подготовлена для проведения уточненного анализа продуктов отражательной способности и индекса NDVI по данным спутников GF-1B/C (прибор PMS) по сравнению с данным Sentinel-2A (прибор MSI).

Методика взаимного сопоставления информационных продуктов GF-1B/C (прибор PMS) и Sentinel-2A/B (прибор MSI). Валидация информационных продуктов, полученных по данным китайской спутниковой группировки GF-1, проводилась с использованием метода взаимного сопоставления с уже валидированными продуктами, полу-

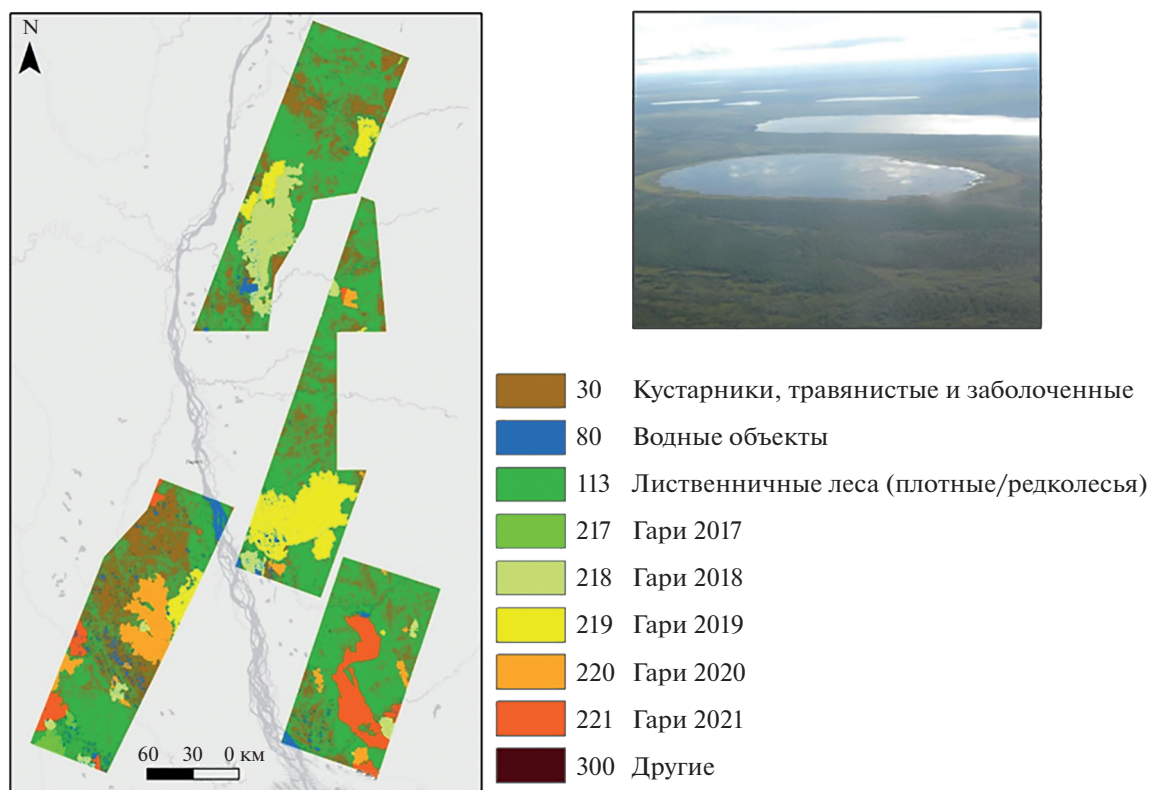


Рис. 2. Карта доминирующих типов поверхности на исследуемой территории по спутниковым данным Copernicus Land Cover 2019 (PROBA-V) 100 м и ActiveFire VIIRS (Suomi NPP, NOAA-20) 375 м.

ченными спутниками серии Sentinel-2 (Европейское Космическое Агентство).

Для сравнительного анализа данных был применен подход попарного сопоставления значений каждого пикселя всего поля изображений или набора контрольных точек с совпадающими координатами (n – число измерений). Всего для каждого участка было выбрано 100 000 контрольных точек, распределенных случайным образом в зависимости от площадей, занятых различными классами типов земной поверхности.

Количественная оценка связи сопоставляемых данных была дана на основе расчета параметров регрессионных моделей. Статистические функции для преобразования между значениями продуктов Sentinel-2A/B MSI и PMS (GF-1C и GF-1B) (отражательная способность поверхности, индекс NDVI) были получены с использованием линейной регрессии. Качество подгонки регрессионной модели определялось коэффициентом детерминации (R^2), а ее значимость определялась значением p -value < 0.001 , при котором выбранная модель хорошо соответствует данным.

Так как индекс NDVI, как правило, используется для анализа состояния растительного покрова, для валидации значений NDVI использовались только контрольные точки, относящиеся к классам

травянисто-кустарниковой растительности, лиственных лесов и выгоревших лесов с 2017 г. По результатам расчетов строились точечные диаграммы рассеяния, характеризующие связь значений индекса NDVI (> 0), полученных по данным Sentinel-2 и GF-1 для каждого участка. Для каждого участка также были рассчитаны количественные соотношения перехода между значениями, получаемыми по данным GF-1 и Sentinel 2. Указано количество анализируемых значений (N), коэффициент детерминации (R^2) и среднеквадратичная ошибка (RMSE). Плотность расположения точек на графиках показана цветом: чем плотнее расположены точки, тем более красный цвет.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ АНАЛИЗ

Предварительно было проведено сравнение атмосферно скорректированных данных спутников GF-1B/C (прибор PMS) и Sentinel-2 (прибор MSI) путем вычисления средних значений отражающей способности по всем участкам для каждого канала. Как было показано в таблице 1, для сравнения были отобраны 2, 3, 4 и 8 каналы MSI, близкие по спектральному диапазону 1, 2, 3 и 4 каналам сенсора PMS соответственно. На рисун-

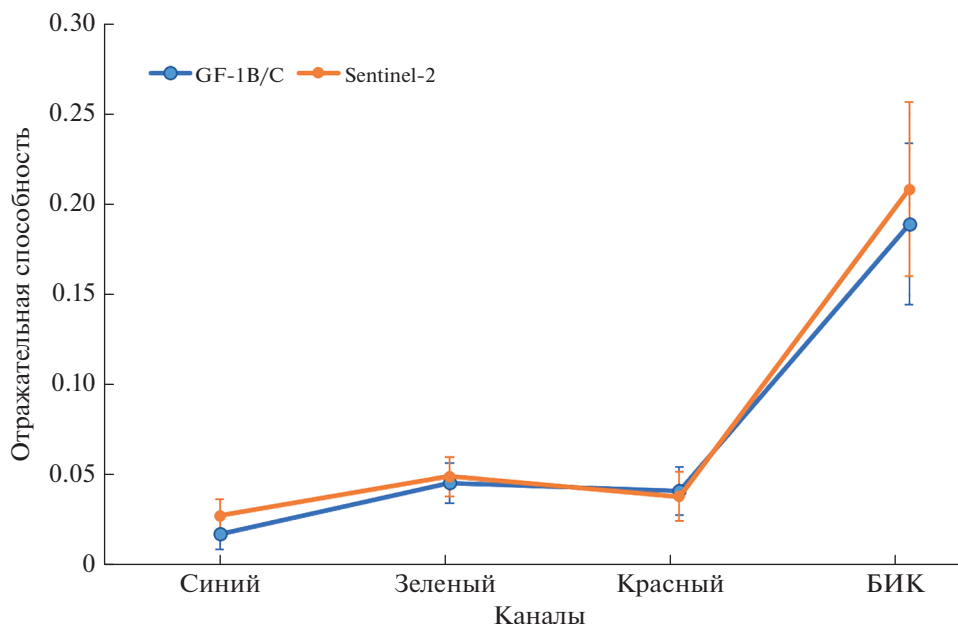


Рис. 3. График средних значений отражающей способности GF-1B/C (прибор PMS) и Sentinel-2 (прибор MSI) по всем тестовым участкам.

ке 3 показаны кривые средних значений отражающей способности, которые показывают достаточно хорошую согласованность между датчиками PMS и MSI.

При этом отражательная способность у MSI в среднем выше PMS, кроме красного канала (рис. 3). Наименьшая разница в коэффициенте отражения была обнаружена в зеленых и красных каналах, а наибольшая — в ближнем инфракрасном канале.

Также было проведено сравнение функций спектрального отклика для исследуемых приборов. На рис. 4 представлены спектральные профили для 4 анализируемых каналов датчика PMS (GF-1C и GF-1B) и датчика MSI (Sentinel-2).

Как видно из рис. 4, для датчика PMS спутника GF-1C характерно снижение спектрального отклика для более коротких длин волн в видимых каналах спектра. В красном и зеленом каналах ширина диапазона у датчика MSI уже, чем у PMS. Разница между профилями спектрального отклика GF-1C и GF-1B значительна, поэтому необходимо проводить валидацию продуктов отражательной способности поверхности и индекса NDVI для этих спутников отдельно.

Для изучения взаимосвязи значений информационных продуктов, получаемых с датчиков MSI и PMS, был проведен регрессионный анализ и получены коэффициенты регрессии для каждой пары изображений. В табл. 3 представлены результаты взаимного попиксельного сопоставления значений отражающей способности в зеленом, синем, красном и ближнем инфракрасном

каналах и индекса NDVI, полученных по данным приборов PMS и MSI.

Как видно из табл.3, средние значения целевых информационных продуктов PMS (GF-1C и GF-1B) в большинстве случаев меньше средних синхронных значений эталонных информационных продуктов прибора MSI (Sentinel-2A/B). Максимальные невязки средних значений характерны для значений отражающей способности в красном и инфракрасном каналах и продукте NDVI для сопоставляемой пары Sentinel-2A и GF-1C на 4 и 5 участках. Наибольшая корреляция ($R^2 > 0.9$ для всех продуктов) обнаружена между данными датчика PMS и MSI для сопоставляемой пары Sentinel-2A и GF-1B. Слабее выражена линейная зависимость между целевыми и эталонными информационными продуктами, полученными с Sentinel-2B и GF-1B на 6 участок.

Далее были исследованы зависимости между значениями для информационных продуктов для различных типов земной поверхности с целью получения более точных количественных характеристик для сопоставления данных Sentinel и GF. Для этого были рассчитаны коэффициенты линейной регрессии (a , b), коэффициент детерминации (R^2), а также определено количество значений в выбранном классе для каждого участка (n), по которым строилась регрессионная модель. Ниже в табл. 4—7 представлены результаты расчетов параметров линейной регрессии ($S2 = a + b \cdot GF1$) поканального сопоставления значений отражательной способности для пар Sentinel/GF1 для

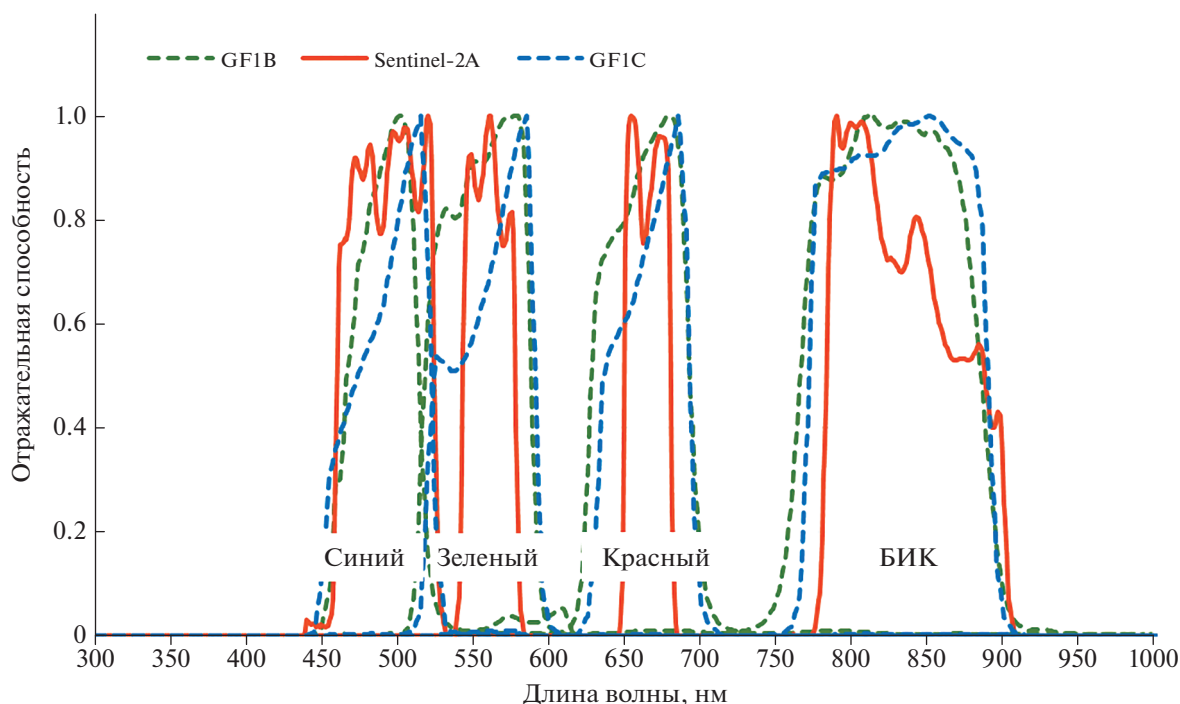


Рис. 4. Профили функций спектрального отклика датчика PMS (GF-1C и GF-1B) и датчика MSI (Sentinel-2).

различных типов земного покрова в пределах каждого участка.

В табл. 4 представлен пример результатов расчета параметров линейной регрессии поканального сопоставления значений отражательной способности для пар Sentinel/GF для определенного типа почвенно-растительного покрова.

Результаты сопоставления значений отражательной способности для территорий с плотными и редколесными лиственными лесами показывают высокую корреляцию ($R^2 > 0.9$) значений для 1–3 участков (Sentinel-2A и GF-1B) для всех анализируемых каналов, за исключением NIR канала на 1 участке ($R^2 = 0.71$). На 4 и 5 участках (Sentinel-2A и GF-1C) регистрируется заметная корреляция ($R^2 > 0.7$) между значениями отражательной способности лесных территорий для всех каналов. Для 6 участка (Sentinel-2B и GF-1B) характерна умеренная корреляция значений в этом классе с коэффициентом $R^2 < 0.3$.

Результаты значений сопоставления отражательной способности для территорий, с комбинированным кустарниково/травянисто/заболоченным покрытием, показывают высокую корреляцию ($R^2 > 0.9$) значений для 3 и 2 участка (Sentinel-2A и GF-1B) для всех анализируемых каналов. Для 1 участка, относящегося к этой же паре спутников, значения R^2 не превышает 0.6, что характеризует более низкое качество подобранной модели. Одной из вероятных причин может быть несоответствующая масштабу исследования генерализация ландшафтов кустарниковых и травянистых по-

верхностей с различными режимами увлажнения в один класс. Как видно на рис. 2 данный класс занимает значительные площади в северной части 1 участка. Для 6 участка (Sentinel-2B и GF-1B) обнаружена слабая корреляция в этом классе с коэффициентом $R^2 < 0.3$.

Гари показывают высокую корреляцию ($R^2 > 0.8$) значений отражательной способности (SR) для 1, 2, 3 и 5 участков (Sentinel-2A и GF-1B) для всех анализируемых каналов. На 4 участке выгоревшие территории занимают небольшие площади по сравнению с другими участками и как следствие, для анализа использовалось наименьшее число контрольных точек класса среди других участков ($n = 1606$), что вероятно определяет более низкое качество модели ($R^2 0.7–0.8$), а не более слабую корреляцию. Для 6 участка (Sentinel-2B и GF-1B) корреляция изменяется от умеренной в видимых каналах до заметной в инфракрасном.

Для продуктов с индексом NDVI в целом характерна высокая корреляция значений между данными GF-1 и Sentinel-2, диапазон значений R^2 от 0.71 до 0.97 (см. рис. 5, а–5, е). Наилучшая корреляция ($R^2 = 0.97$) значений NDVI, получаемых GF-1 и Sentinel-2, показана на 3 участке (см. рис. 5, б), который характеризуется равномерным чередованием различных типов растительного покрова, когда значительные площади более-менее однородны по видовому составу и типу увлажнения. Это отражает равномерное распределение точек вдоль прямой регрессии, когда более высокие значения NDVI характерны для плотных лист-

Таблица 3. Результаты взаимного попиксельного сопоставления спутниковых изображений, полученных датчиками PMS и MSI

Канал	Коэффициенты регрессии S2 = a + bGF1		Коэффициенты регрессии GF1 = a + bS2		R ²	n	Сред. знач. GF1	Разница ср. знач. GF1-S2
	a	b	a	b				
Sentinel-2A и GF-1B (28.07.2021, участки 1,2,3)								
Blue	0.007723	0.993227	-0.005976	0.944432	0.97	110424417	0.021	-0.008
Green	0.003078	0.936336	-0.000498	1.009715	0.97	110436157	0.048	-0.001
Red	-0.005008	0.977147	0.007260	0.969162	0.97	110435808	0.045	0.006
NIR	0.004743	1.019283	0.001070	0.949768	0.98	110415919	0.175	-0.008
NDVI	0.084002	0.955958	-0.055329	0.991325	0.97	110078583	0.534	-0.006
Sentinel-2A и GF-1C (29.07.2021, участки 4,5)								
Blue	0.015200	0.969269	-0.008884	0.796704	0.88	96539984	0.014	-0.015
Green	0.009569	0.897966	0.002416	0.857942	0.88	96644900	0.046	-0.005
Red	-0.001677	0.979848	0.008717	0.837294	0.90	96632565	0.041	0.026
NIR	0.017462	1.068253	0.009539	0.819969	0.93	96643875	0.192	-0.031
NDVI	0.056766	0.995691	0.008451	0.907475	0.95	96277266	0.676	0.054
Sentinel-2B и GF-1B (27.08.2019, участок 6)								
Blue	0.011585	0.782290	0.002701	0.674292	0.73	86065370	0.022	-0.007
Green	0.018698	0.772042	0.008292	0.670200	0.72	86074239	0.043	0.009
Red	0.010972	0.845320	0.008031	0.701475	0.77	86065175	0.039	-0.004
NIR	0.058668	0.796778	0.016610	0.798515	0.80	86071428	0.174	-0.024
NDVI	0.073915	0.881839	0.134861	0.785863	0.83	85335468	0.628	-0.0003

венных лесов, а наиболее низкие значений для недавно полностью выгоревших территорий.

На 1 и 4 участках доля лесов преобладает, поэтому облако точек характеризуется более высокой плотностью значений в верхней части линии регрессии при слабом проявлении “хвоста” низких значений (см. рис. 5, а, 5, в). На втором участке гари были зарегистрированы только в 2018 г., то есть к дате съемки в 2021 году уже успели зарости, поэтому облако точек смещено к более высоким значениям NDVI (см. рис. 5, в), а близкое размещение большинства точек к линии регрессии скорее всего указывает на однородность ландшафтов.

Заметная корреляция ($R^2 = 0.72$) значений NDVI, но самая низкая среди остальных участков, характерна для 6 участка (см. рис. 5, в). Облако точек наиболее широко распределено по сравнению с другими участками вдоль линии регрессии и вдвоем в области высоких значений. Это может быть обусловлено более высоким значением зенитного угла солнца по сравнению с аналогичными параметрами съемки других участков и влиянием фактора рельефа, так как в пределах участка наблюдаются значительные перепады высот, и для этого участка требуется более точная цифровая модель рельефа (DEM) для процедуры ортокоррекции.

ВЫВОДЫ

На основе проведенного анализа можно сказать, что для данной территории в целом наблюда-

ется высокая корреляция значений сопоставляемых информационных продуктов, полученных с китайских спутников серии GF-1 и эталонных информационных продуктов, полученных с европейских спутников серии Sentinel-2. Полученные регрессионные коэффициенты с высокой степенью надежности могут быть использованы при проведении комплексного анализа спутниковых данных для пересчета значений, полученных датчиком PMS, в соответствующие значения датчика MSI, в том числе с учетом камеры конкретного спутника (GF-1C или GF-1B, Sentinel-2A/B).

Более детальный анализ значений отражательной способности в соответствии с выделенными классами типов земного покрова показал, что в границах водных объектов обнаруживается самая высокая корреляция ($R^2 > 0.9$) в красном и зеленом каналах сопоставляемых данных для всех участков. Кустарниково-травянистая растительность и леса ожидаемо характеризуются значительным разбросом оценки R^2 , что скорее указывает на недостаточность детальности классов типов поверхности на данном масштабе исследования, а не более низкое качество целевых данных GF-1 по сравнению с эталонными данными Sentinel-2. Гари характеризуются более однородными свойствами отражательной способности, особенно в первые годы после пожара. Результаты сопоставления отражательной способности для выгоревших территорий в 2018 г., обнаруженных на всех участках также показывают высокую корреляцию ($R^2 > 0.8$) между сопо-

Таблица 4. Результаты расчета параметров линейной регрессии ($S_2 = a + b \cdot GF_1$) поканального сопоставления значений отражательной способности для пар Sentinel/GF для редколесных и плотных лиственных лесов для каждого участка

Канал	a	b	R^2	n
S_GF_blue				
Участок 1	0.90701	0.0105347	0.85	61 370
Участок 2	0.899901	0.0098781	0.92	35 810
Участок 3	0.968669	0.0082635	0.93	40 200
Участок 4	0.937093	0.0148324	0.74	70 569
Участок 5	0.949352	0.0160418	0.76	44 682
Участок 6	0.748915	0.0124981	0.47	62 831
S_GF_green				
Участок 1	0.831124	0.0094321	0.84	61 370
Участок 2	0.840282	0.0086919	0.90	35 810
Участок 3	0.911711	0.0042325	0.93	40 200
Участок 4	0.88458	0.0101633	0.77	70 569
Участок 5	0.862361	0.0122013	0.71	44 682
Участок 6	0.684819	0.0228836	0.43	62 831
S_GF_red				
Участок 1	0.880098	-0.0022743	0.88	61 370
Участок 2	0.883354	-0.002557	0.93	35 810
Участок 3	0.97624	-0.0062672	0.95	40 200
Участок 4	0.982683	-0.0032121	0.83	70 569
Участок 5	0.958388	-0.0018776	0.79	44 682
Участок 6	0.774206	0.0132085	0.49	62 831
S_GF_NIR				
Участок 1	0.906313	0.0343815	0.71	61 370
Участок 2	1.00725	0.0087051	0.90	35 810
Участок 3	1.00442	0.0073841	0.92	40 200
Участок 4	1.02136	0.0280185	0.73	70 569
Участок 5	0.936809	0.0484889	0.70	44 682
Участок 6	0.683046	0.0818337	0.46	62 831

ставляемыми данными и меньший разброс в регрессионных коэффициентах по сравнению с лесными и кустарниково-травянистыми растительными покровами.

Анализ сопоставления индексов NDVI как в целом по изображениям, так и отдельно по участкам и типам земного покрова подтверждает хорошую связанность значений, получаемых с GF-1 и Sentinel-2 ($R^2 > 0.9$). Рассчитанные соотношения для пересчета значений на основе регрессионных моделей в дальнейшем могут быть использованы для совместного анализа продуктов NDVI.

Следует отметить, что корреляция данных для пары спутников Sentinel-2A и GF-1B (участки 1, 2, 3) выше, чем для пары Sentinel-2A и GF-1C (участки 4, 5), что вероятно, связано с большей шириной функций спектрального отклика датчи-

ка PMS, установленного на GF-1B. Корреляционные зависимости, рассчитанные по данным со спутников Sentinel-2B и GF-1B требуют уточнения из-за значительных неопределенностей, связанных с обработкой снимка GF-1B 2019 г., а также сложного рельефа на участке.

Наилучшие результаты сопоставления эталонных информационных продуктов Sentinel-2 и целевых информационных продуктов GF-1 были получены для 3 участка с коэффициентами $R^2 > 0.9$, что обусловлено использованием данных с пары спутников Sentinel-2A и GF-1B и особенностями распределения различных типов природных ландшафтов на участке.

Полученные соотношения для пересчета значений отражательной способности поверхности и NDVI в дальнейшем могут быть использованы

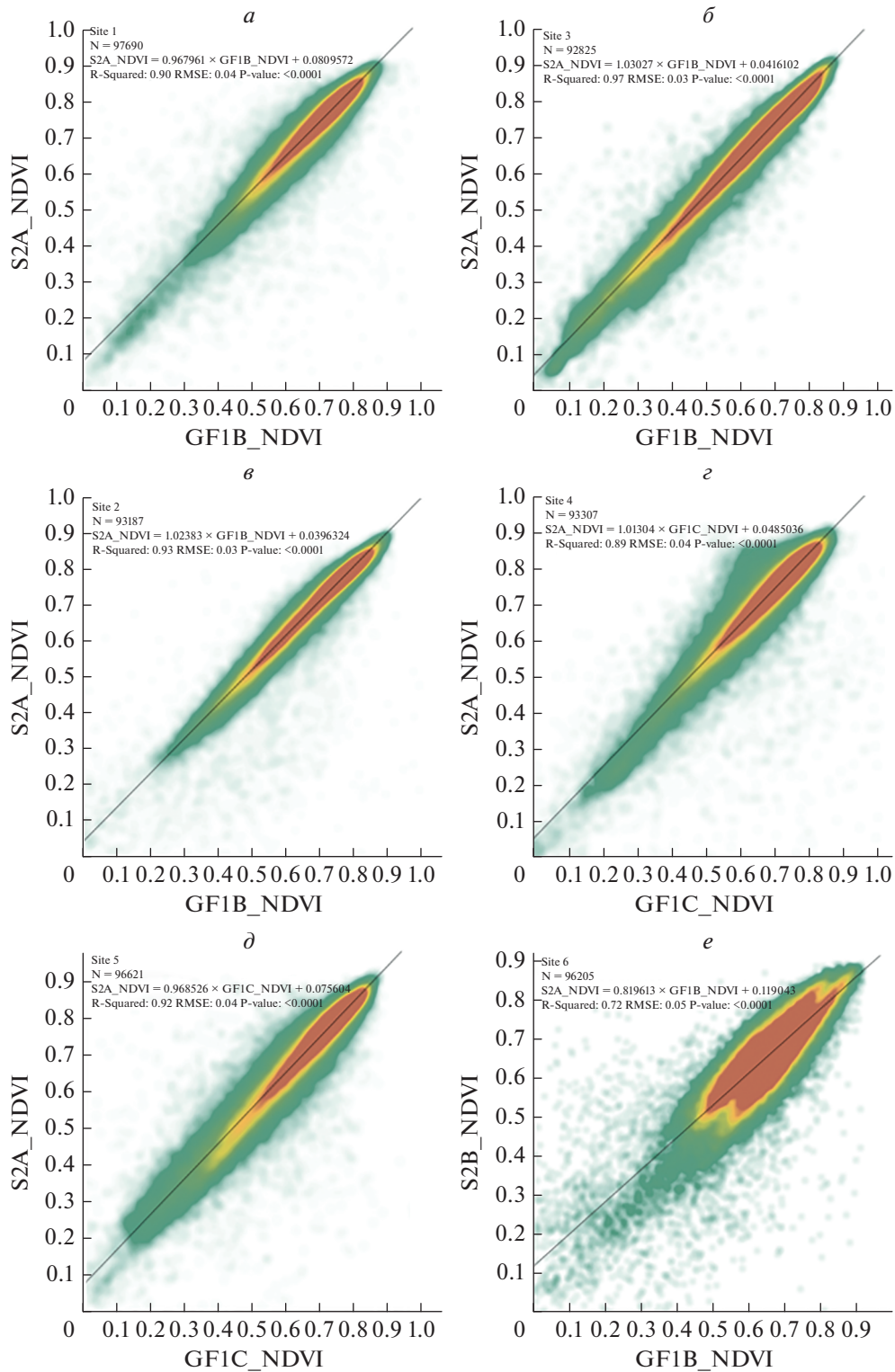


Рис. 5. Результаты сопоставления значений индекса NDVI, полученные по эталонным данным Sentinel-2 и целевым Gaofen-1 для каждого тестового участка.

для проведения совместного анализа европейских и китайских спутниковых данных в целях исследования удаленных и труднодоступных приарктических территорий.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ, MOST (Китай) и DST (Индия) в рамках научного проекта № 19-55-80021.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Анисимов О.А., Зимов С.А., Володин Е.М., Лавров С.А. Эмиссия метана в криолитозоне России и оценка ее воздействия на глобальный климат // Метеорология и гидрология. 2020. № 5. С. 131–143.
- Богоявленский В.И., Сизов О.С., Никонов Р.А., Богоявленский И.В., Каргина Т.Н. Дегазация Земли в Арктике: генезис природной и антропогенной эмиссии метана // Арктика: экология и экономика. 2020. № 3(39). С. 6–22. <https://doi.org/10.25283/2223-4594-2020-3-6-22>
- 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>
- Бондур В.Г. Космический мониторинг эмиссий малых газовых компонент и аэрозолей при природных пожарах в России // Исслед. Земли из космоса. 2015. № 6. С. 21–35. <https://doi.org/10.7868/S0205961415060032>
- Бондур В.Г., Гордо К.А. Космический мониторинг площадей, пройденных огнем, и объемов эмиссий вредных примесей при лесных и других природных пожарах на территории Российской Федерации // Исслед. Земли из космоса. 2018. № 3. С. 41–55. <https://doi.org/10.7868/S020596141803003X>
- Бондур В.Г., Цидилина М.Н., Черепанова Е.В. Космический мониторинг воздействия природных пожаров на состояние различных типов растительного покрова в федеральных округах Российской Федерации // Исслед. Земли из космоса. 2019. № 3. С. 13–32. <https://doi.org/10.31857/S0205-96142019313-32>
- Бондур В.Г., Мохов И.И., Воронова О.С., Ситнов С.А. Космический мониторинг сибирских пожаров и их последствий: особенности аномалий 2019 года и тенденции 20-летних изменений // Докл. РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 492. № 1. С. 99–106. <https://doi.org/10.31857/S2686739720050047>
- Пономарев Е.И. Мониторинг природных пожаров в Сибири: динамика горимости в современном климате, пространственно-временные закономерности, характеристики и прогнозы: монография / Е.И. Пономарев, В.И. Харук, Е.Г. Швецов; Сибирский федеральный университет, Институт леса им. В.Н. Сукачева Сибирского отделения Российской академии наук – обособленное подразделение ФИЦ КНЦ СО РАН. Красноярск: Сибирский федеральный университет. 2019. 220 с. ISBN 978-5-7638-4111-4.
- Протопопова В.В., Габышева Л.П. Пирологическая характеристика растительности в лесах Центральной Якутии и ее динамика в постпожарный период // Природные ресурсы Арктики и Субарктики. 2018. Т. 25. № 3. 80–85.
- Семилетов И.П., Дударев О.В., Дмитриевский Н.Н. и др. Изучение климатической роли деградации подвальной мерзлоты как фактора массированных выбросов основных парниковых газов в атмосферу над Восточно-арктическими морями России (78-й рейс НИС “академик Мстислав Келдыш”) // Итоги экспедиционных исследований в 2018 году в Мировом океане, внутренних водах и на архипелаге Шпицберген: Материалы конференции: электронный ресурс, Москва, 18–19 февраля 2019 года. Москва: Институт морских биологических исследований им. А.О. Ковалевского РАН. 2019. С. 157–173.
- Черепанова Е.В., Феоктистова Н.В., Чудакова М.А. Анализ по космическим данным TROPOMI аномалий концентраций метана над выгоревшими в 2018–2019 гг. территориями бореально-арктической зоны Восточной Сибири // Исслед. земли из космоса. 2020. № 5. С. 63–77. <https://doi.org/10.31857/S0205961420050048>
- Albarakat R., Lakshmi, V. Comparison of Normalized Difference Vegetation Index Derived from Landsat, MODIS, and AVHRR for the Mesopotamian Marshes Between 2002 and 2018 // Remote Sensing. 2019. № 11, 1245. <https://doi.org/10.3390/rs11101245>
- Buchhorn M., Smets B., Bertels L., De Roo B., Lesiv M. et al. Copernicus Global Land Service: Land Cover 100m: Collection 3 Epoch 2015, Globe – Version V3. 0.1) [Data set]. 2020. Zitiert von: 63 Ähnliche Artikel Alle 4 Versionen
- Chander G., Aaron D., Mishra N., Shrestha A. Assessment of Spectral, Misregistration, and Spatial Uncertainties Inherent in the Cross-Calibration Study // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 2013. 51. 1282–1296. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2012.2228008>
- D’Odorico P., Gonsamo A., Damm A., Schaepman M. E. Experimental Evaluation of Sentinel-2 Spectral Response Functions for NDVI Time-Series Continuity // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 2013. V. 51. № 3. P. 1336–1348. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2012.2235447>
- ESA GMQ Session, “ESA Workshop on Land Validation Strategy (30/11–1/12/2020): Highlights and Recommendations”.
- Feng L., Li J., Gong W. et al. Radiometric crosscalibration of Gaofen-1 WFV cameras using Landsat-8 OLI images: A solution for large view angle associated problems // Remote Sensing of Environment. 2016. 174. P. 56–68.
- Gao H., Gu X., Yu T., Liu L., Sun Y., Xie Y., Liu Q. Validation of the Calibration Coefficient of the GaoFen-1 PMS Sensor Using the Landsat 8 OLI // Remote Sensing, 2016. 8(2): 132. <https://doi.org/http://www.cresda.com/CN/Downloads> https://developers.google.com/earth-engine/datasets/catalog/COPERNICUS_S2_SR. <https://sentinels.copernicus.eu/web/sentinel/technical-guides/sentinel-2-msi/level-2a/>. <https://doi.org/10.3390/rs8020132>
- Li X.Y., Jin H.J., Jin X. et al. Influences of wildfires on the permafrost environment: a review // Advances in Climate Change Research. 2021. 12(1). P. 29–47. <https://doi.org/10.1016/j.accre.2020.07.002>
- Liu Q., Yu T., Gao H. Radiometric Cross-Calibration of GF-1 PMS Sensor with a New BRDF Model // Remote Sensing. 2019. 11. 707. <https://doi.org/10.3390/rs11060707>
- Loew A., Bell W., Brocca L., Bulgin C.E., Burdanzowicz J., Calbet X., Donner R.V., Ghent D., Gruber A., Kaminski T. et al. Validation practices for satellite-based Earth observation data across communities // Reviews of Geophysics. 2017. 55. 779–817.
- Pugach S.P., Pipko I.I., Shakhova N.E., Shirshin E.A., Perminova I.V., Gustafsson O., Bondur V.G., Ruban A.S., Semiletov I.P. Dissolved organic matter and its optical characteristics in the Laptev and East Siberian seas: spatial distribution and interannual variability (2003–2011) // Ocean Science. 2018. V. 14. № 1. P. 87–103. <https://doi.org/10.5194/os-14-87-2018>
- Schroeder W., Oliva P., Giglio L., Csiszar I.A. The New VIIRS 375 m active fire detection data product: Algorithm description and initial assessment // Remote Sensing of

- Environment. 2014. 143. 85–96.
<https://doi.org/10.1016/j.rse.2013.12.008>
- Sterckx S., Wolters E.* Radiometric Top-of-Atmosphere Reflectance Consistency Assessment for Landsat 8/OLI, Sentinel-2/MSI, PROBA-V, and DEIMOS-1 over Libya-4 and RadCalNet Calibration Sites // Remote Sensing. 2019. 11. 2253.
<https://doi.org/10.3390/rs11192253>
- Teillet P.M., Barker J.L., Markham B.L., Irish R.R., Fedosejevs G., Storey J.C.* Radiometric crosscalibration of the Landsat-7 ETM+ and Landsat-5 TM sensors based on tandem data sets // NASA Publications. 2001. 13.
- Teillet Philippe, Ren Xiaomeng.* Spectral band difference effects on vegetation indices derived from multiple satellite sensor data. Canadian Journal of Remote Sensing. 2008. 34. 159–173.
- Tsendbazar N., Tarko A., Li L., Herold M., Lesiv M., Fritz S., Maus V.* Copernicus Global Land Service: Land Cover 100m: version 3 Globe 2015–2019: Validation Report. 2020.
- Wang Q., Li J., Jin T., Chang X., Zhu Y., Li Y., Sun J., Li D.* Comparative Analysis of Landsat-8, Sentinel-2, and GF-1 Data for Retrieving Soil Moisture over Wheat Farmlands // Remote Sensing. 2020. 12(17): 2708.
<https://doi.org/10.3390/rs12172708>
- Wang Q., Li J., Jin T., Chang X., Zhu Y., Li Y., Sun J., Li D.* Comparative Analysis of Landsat-8, Sentinel-2, and GF-1 Data for Retrieving Soil Moisture over Wheat Farmlands // Remote Sensing. 2020. 12. 2708.
<https://doi.org/10.3390/rs12172708>
- Weier J., Herring D.* Measuring Vegetation (NDVI & EVI). NASA Earth Observatory. 2000. Washington DC.
- Xiaoping Wu, Hanqiu Xu, Qiaoling Jiang.* Cross-Comparison of GF-1, GF-2 and Landsat-8 OLI Sensor Data [J] // Geomatics and Information Science of Wuhan University. 2020. 45(1): 150–158.
<https://doi.org/10.13203/j.whugis20190084>
- Hanqiu Xu, Liu Z., Guo Y.* Comparison of NDVI data between GF-1 PMS1 and ZY-3 MUX sensors // Transactions of the Chinese Society of Agricultural Engineering. 2016. 32. 148–154.
<https://doi.org/10.11975/j.issn.1002-6819.2016.08.021>

Cross-Sensor Comparison of Sentinel-2 and Gaofen-1B/C Satellite Products for Northern Taiga Forests

E. V. Cherepanova¹ and N. V. Feoktistova¹

¹AEROCOSMOS Research Institute for Aerospace Monitoring, Moscow, Russia

This study presents the results of the validation of information products of surface reflectance and NDVI, taking into account land cover types, obtained from the Chinese GF-1 PMS sensor data and the reference data of the European sensor MSI onboard Sentinel-2 (ESA) using the data intercomparison method. Based on the analysis, a high correlation of the compared GF-1 information products and reference Sentinel-2 information products was revealed. The resulting regression coefficients can be used with a high degree of reliability when conducting a comprehensive analysis of satellite data to recalculate the values obtained by the PMS sensor into the corresponding values of the MSI sensor, including taking into account the camera of a particular satellite (GF-1C or GF-1B).

Keywords: Remote sensing data validation, Gaofen-1B/C, surface reflectivity, NDVI, land cover

REFERENCES

- Anisimov O.A., Lavrov S.A., Zimov S.A., Volodin E.M.* Methane Emission in the Russian Permafrost Zone and Evaluation of Its Impact on Global Climate // Russian Meteorology and Hydrology. 2020. V. 45. № 5. P. 377–385.
<https://doi.org/10.3103/S106837392005009X>
- Bogoyavlensky V.I., Kazanin A.G., Kishankov A.V., Kazanin G.A.* Earth degassing in the Arctic: comprehensive analysis of factors of powerful gas emission in the Laptev Sea. Arktika: ekologiya i ekonomika. [Arctic: Ecology and Economy], 2021. V. 11. № 2. P. 178–194. (In Russian).
<https://doi.org/10.25283/2223-4594-2021-2-178-194>
- Bondur V.G., Vorobev V.E.* Satellite Monitoring of Impact Arctic Regions // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. 2015. V. 51. № 9. P. 949–968. (In Russian).
<https://doi.org/10.1134/S0001433815090054>
- Bondur V.G.* Satellite monitoring of trace gas and aerosol emissions during wildfires in Russia // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. 2016. V. 52. № 9. P. 1078–1091.
<https://doi.org/10.1134/S0001433816090103>
- Bondur V.G., Gordo K.A.* satellite monitoring of burnt-out areas and emissions of harmful contaminants due to forest and other wildfires in Russia // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. 2018. V. 54. № 9. P. 955–965.
<https://doi.org/10.1134/S0001433818090104>
- Bondur V.G., Tsidilina M.N., Cherepanova E.V.* Satellite monitoring of wildfire impacts on the conditions of various types of vegetation cover in the federal districts of the Russian Federation // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. 2019. V. 55. № 9. P. 1238–1253.
<https://doi.org/10.1134/S000143381909010X>
- Bondur V.G., Voronova O.S., Mokhov I.I., Sitnov S.A.* Satellite Monitoring of Siberian Wildfires and Their Effects: Features of 2019 Anomalies and Trends of 20-Year Changes // Doklady Earth Sciences. 2020. V. 492. № 1. P. 370–375. (In Russian).
<https://doi.org/10.1134/S1028334X20050049>
- Ponomarev E.I.* Monitoring prirodnykh pozharov v Sibiri: dinamika gorimosti v sovremennom klimate, prostranstvenno-vremennyye zakonomernosti, kharakteristiki i prognozy: monografiya / E.I. Ponomarev, V.I. Kharuk, Ye.G. Shvetsov; Sibirskiy federal'nyy universitet, Institut lesa im. V.N. Sukacheva Sibirskogo otdeleniya Rossiyskoy akademii nauk – obosoblennoye podrazdeleniye FITS KNTS SO RAN. – Krasnoyarsk: Sibirskiy federal'nyy universitet, 2019. 220 s. ISBN 978-5-7638-4111-4. (In Russian).
- Protopopova V.V., Gabysheva L.P.* Pirologicheskaya kharakteristika rastitel'nosti v lesakh Tsentral'noy Yakutii i yeye dinamika v postpozhar'nyy period // Prirodnyye resursy Arktiki i Subarktiki. T. 25. № 3. 2018, 80–85. (In Russian).

- Semiletov I.P., Dudarev O.V., Dmitrevskiy N.N. et al.* Izucheniye klimaticheskoy roli degradatsii podvodnoy merzloty kak faktora massirovannykh vybrosov osnovnykh parnikovyykh gazov v atmosferu nad Vostochno-arkticheskimi moryami Rossii (78-y reys NIS “akademik Mstislav Keldysh”) // Itogi ekspeditsionnykh issledovaniy v 2018 godu v Mirovom okeane, vnutrennikh vodakh i na arhipelage Shpitsbergen: Materialy konferentsii: elektronnyy resurs, Moskva, 18–19 fevralya 2019 goda. Moskva: Institut morskikh biologicheskikh issledovaniy im. A.O. Kovalevskogo RAN, 2019. S. 157–173. (In Russian).
<https://doi.org/10.31857/S0205961420050048>.
- Albarakat R., Lakshmi V.* Comparison of Normalized Difference Vegetation Index Derived from Landsat, MODIS, and AVHRR for the Mesopotamian Marshes Between 2002 and 2018 // *Remote Sens.* 2019, 11, 1245.
<https://doi.org/10.3390/rs11101245>
- Buchhorn M., Smets B., Bertels L., De Roo B., Lesiv M. et al.* Copernicus Global Land Service: Land Cover 100m: Collection 3 Epoch 2015, Globe – Version V3. 0.1) [Data set], 2020. Zitiert von: 63 Ähnliche Artikel Alle 4 Versionen
- Chander Gyanesh, Aaron David, Mishra Nischal, Shrestha Alok.* Assessment of Spectral, Misregistration, and Spatial Uncertainties Inherent in the Cross-Calibration Study // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing.* 2013. V. 51. 1282–1296. 10.1109/TGRS.2012.2228008.
- D’Odorico P., Gonsamo A., Damm A., Schaepman M.E.* Experimental Evaluation of Sentinel-2 Spectral Response Functions for NDVI Time-Series Continuity // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing.* V. 51. № 3. P. 1336–1348. March 2013.
<https://doi.org/10.1109/TGRS.2012.2235447>.
- ESA GMQ Session, “ESA Workshop on Land Validation Strategy (30/11–1/12/2020): Highlights and Recommendations”.
- Li J., Feng L., Pang X., Gong W., Zhao X.* Radiometric cross-calibration of Gaofen-1 WFM cameras using Landsat-8 OLI images: A solution for large view angle associated problems // *Remote Sensing of Environment.* 2016. 174. P. 56–68.
- Gao H., Gu X., Yu T., Liu L., Sun Y., Xie Y., Liu Q.* Validation of the Calibration Coefficient of the GaoFen-1 PMS Sensor Using the Landsat 8 OLI // *Remote Sensing*, 2016, 8(2): 132.
<https://doi.org/10.3390/rs8020132>
<http://www.cresda.com/CN/Downloads>.
https://developers.google.com/earth-engine/datasets/catalog/COPERNICUS_S2_SR.
<https://sentinels.copernicus.eu/web/sentinel/technical-guides/sentinel-2-msi/level-2a/>.
- Li X.Y., Jin H.J., Jin X. et al.* Influences of wildfires on the permafrost environment: a review // *Advances in Climate Change Research.* 2021. 12(1). P. 29–47.
<https://doi.org/10.1016/j.accre.2020.07.002>.
- Liu Q., Yu T., Gao H.* Radiometric Cross-Calibration of GF-1 PMS Sensor with a New BRDF Model // *Remote Sens.* 2019, 11, 707.
<https://doi.org/10.3390/rs11060707>
- Loew A., Bell W., Brocca L., Bulgin C.E., Burdanowitz J., Calbet Donner R.V., Ghent D., Gruber A., Kaminski T. et al.* Validation practices for satellite-based Earth observation data across communities // *Reviews of Geophysics.* 2017. 55. 779–817.
- Pugach S.P., Pipko I.I., Shakhova N.E., Shirshin E.A., Perminova I.V., Gustafsson O., Bondur V.G., Ruban A.S., Semiletov I.P.* Dissolved organic matter and its optical characteristics in the Laptev and East Siberian seas: spatial distribution and interannual variability (2003–2011) // *Ocean Science.* 2018. V. 14. № 1. P. 87–103.
<https://doi.org/10.5194/os-14-87-2018>.
- Schroeder W., Oliva P., Giglio L., Csiszar I. A.* The New VIIRS 375 m active fire detection data product: Algorithm description and initial assessment // *Remote Sensing of Environment.* 2014. 143. 85–96.
<https://doi.org/10.1016/j.rse.2013.12.008>
- Sterckx S., Wolters E.* Radiometric Top-of-Atmosphere Reflectance Consistency Assessment for Landsat 8/OLI, Sentinel-2/MSI, PROBA-V, and DEIMOS-1 over Libya-4 and RadCalNet Calibration Sites // *Remote Sensing*, 2019, 11, 2253.
<https://doi.org/10.3390/rs11192253>
- Teillet P.M., Barker J.L., Markham B.L., Irish R.R., Fedosejevs G., Storey J.C.* Radiometric crosscalibration of the Landsat-7 ETM+ and Landsat-5 TM sensors based on tandem data sets // *NASA Publications.* 2001. 13.
- Teillet P., Ren X.* Spectral band difference effects on vegetation indices derived from multiple satellite sensor data // *Canadian Journal of Remote Sensing.* 2008. 34. 159–173.
- Tsendbazar N.E., Tarko A., Li L., Herold M., Lesiv M., Fritz S., Maus V.* Copernicus Global Land Service: Land Cover 100m: version 3 Globe 2015–2019: Validation Report. 2020.
- Wang Q., Li J., Jin T., Chang X., Zhu Y., Li Y., Sun J., Li D.* Comparative Analysis of Landsat-8, Sentinel-2, and GF-1 Data for Retrieving Soil Moisture over Wheat Farmlands // *Remote Sensing*, 2020. 12(17): 2708.
<https://doi.org/10.3390/rs12172708>
- Wang Q., Li J., Jin T., Chang X., Zhu Y., Li Y., Sun J., Li D.* Comparative Analysis of Landsat-8, Sentinel-2, and GF-1 Data for Retrieving Soil Moisture over Wheat Farmlands // *Remote Sensing*, 2020. 12. 2708.
<https://doi.org/10.3317270890/rs12>
- Weier J., Herring D.* Measuring Vegetation (NDVI & EVI). NASA Earth Observatory, Washington DC. 2000.
- Xiaoping Wu, Hanqiu Xu, Qiaoling Jiang.* Cross-comparison of GF-1, GF-2 and Landsat-8 OLI Sensor Data // *Geomatics and Information Science of Wuhan University*, 2020, 45 (1). P. 150–158.
<https://doi.org/10.13203/j.whugis20190084>
- Hanqiu Xu, Liu Z., Guo Y.* Comparison of NDVI data between GF-1 PMS1 and ZY-3 MUX sensors // *Transactions of the Chinese Society of Agricultural Engineering.* 2016. 32. 148–154.
<https://doi.org/10.11975/j.issn.1002-6819.2016.08.021>.

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

**ГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ПРИВЯЗКА ДАННЫХ ДИСТАНЦИОННЫХ
РАДИОМЕТРИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ МТВЗА-ГЯ**© 2022 г. И. Н. Садовский^а *, Д. С. Сазонов^а^аИнститут космических исследований РАН, Москва, Россия

*E-mail: ilya_nik_sad@mail.ru

Поступила в редакцию 12.07.2022 г.

В работе представлено описание процедуры географической привязки данных радиометрических измерений микроволнового сканера/зондировщика МТВЗА-ГЯ, установленного на борту космического аппарата “Метеор-М” № 2-2. Географическая привязка выполняется на основе информации, содержащейся в файлах (в формате .hdf) с данными измерений этого инструмента (время наблюдения каждого элемента поверхности, единого для всех частотных каналов), а также на описании геометрии его сканирования, представленного в научно-периодической литературе (углы визирования, скорость сканирования и т.д.). В качестве дополнительной информации, необходимой для выполнения операции геопривязки (параметры орбиты и т.п.), используются данные, в свободном доступе присутствующие в сети Интернет. Процедура геопривязки состоит из нескольких последовательно выполняемых операций, включая: определение координат спутника в инерциальной системе координат, формирование векторов наблюдения в приборной системе координат, определение матриц прямых и обратных переходов для шести используемых координатных систем, определение координат точки наблюдения в инерциальной системе координат, их перевод в гринвичскую систему координат и т.д. В представленном виде имеется возможность гибкой настройки данной операции, учитывающей нестабильность положения носителя на орбите, вариации скорости сканирования прибора, нестабильность установки временных меток, ошибки монтажа прибора на носителе и т.д. Также описанная процедура геопривязки может быть использована в составе автоматизированных алгоритмов обработки данных измерений и процедурах поиска оптимальных значений корректирующих параметров (например, углов крена, тангажа и рыскания космического аппарата и/или прибора).

Ключевые слова: дистанционное зондирование, СВЧ-радиометрия, микроволновый сканер/зондировщик МТВЗА-ГЯ, спутник, радиометр, географическая привязка данных ДЗЗ

DOI: 10.31857/S0205961422060100

ВВЕДЕНИЕ

Микроволновый сканер температурно-влажностного зондирования атмосферы МТВЗА-ГЯ выступает единственным российским многофункциональным СВЧ-радиометром, функционирующим в настоящее время на орбите (Барсуков и др., 2021). По информационным характеристикам и области применения радиометр МТВЗА-ГЯ соответствует зарубежным аналогам — зондировщикам AMSU-A (*англ.* Advanced Microwave Sounding Unit), AMSU-B, ATMS (*англ.* Advanced Technology Microwave Sounder), сканерам AMSR-E (*англ.* Advanced Microwave Scanning Radiometer), AMSR2, и сканеру/зондировщику SSMIS (*англ.* Special Sensor Microwave Imager/Sounder). По данным МТВЗА-ГЯ могут быть восстановлены: паросодержание атмосферы, водозапас облаков, скорость приводного ветра, вертикальные профили температуры и влажности атмосферы и т.д. (Ермаков и др., 2021).

Прибор МТВЗА-ГЯ имеет круговую коническую систему сканирования с углом визирования 53.3° (относительно вертикальной строительной оси спутника-носителя — космического аппарата (КА) “Метеор-М” № 2-2), что обеспечивает угол встречи с Землей 65° . Сканирование производится в направлении кормы КА, направление сканирования — по часовой стрелке, рабочий сектор — 105° (от -90 до $+15^\circ$ относительно плоскости орбиты КА), что соответствует ширине полосы обзора порядка 1500 км. Период сканирования составляет 2.5 с, за это время подспутниковая точка на поверхности Земли перемещается на 16 км, что соответствует пространственному разрешению высокочастотных каналов МТВЗА-ГЯ.

Данные измерений МТВЗА-ГЯ поступают в центры приема ФБГУ “НИЦ Планета” (<http://planet.iitp.ru/>) дважды в сутки и оттуда, по запросу, — в ЦКП (Центр коллективного пользования системами архивации, обработки и анализа

данных спутниковых наблюдений Института космических исследований РАН (ИКИ РАН)) “ИКИ-Мониторинг”. Здесь результаты измерений проходят первичную обработку до уровня L1B (с использованием программного комплекса предварительной обработки измерений МТВЗА-ГЯ (созданного разработчиками аппаратуры)), включающую распаковку, фильтрацию, геопривязку и калибровку, после чего сохраняются в архивах и могут быть предоставлены потребителям.

Несмотря на высокий потенциал приборов серии МТВЗА и богатую историю функционирования на орбите (начиная с 2001 г., КА “Метеор-3М”, инструмент МТВЗА), практическое применение данных МТВЗА-ГЯ затруднено в силу ряда причин, часть из которых приведены в статье (Ермаков и др., 2021). Наиболее существенные из них — необходимость корректировки существующих алгоритмов географической привязки данных радиометрических измерений и их последующей калибровки.

Поиск возможных причин ошибок географической привязки, наблюдаемых при анализе данных измерений МТВЗА-ГЯ и достигающих в некоторых случаях 40–70 км, затруднен в силу следующих причин: во-первых, в литературе полностью отсутствует детальное техническое описание процедуры географической привязки данных МТВЗА-ГЯ; во-вторых, существующие программные продукты предварительной обработки данных МТВЗА-ГЯ не имеют возможности пошагового контроля этапов действующего алгоритма геопривязки.

Указанные причины побудили авторов настоящей публикации разработать свой, независимый алгоритм географической привязки данных измерений МТВЗА-ГЯ. Описание основных этапов представленного алгоритма приведено ниже. Основными требованиями при создании алгоритма были: прозрачность (детальное описание для возможности последующего сравнения с существующей реализацией), наличие широкого набора корректирующих параметров (для “тонкой” настройки, учитывающей максимальное число возмущающих факторов), а также использование в качестве входной информации только тех данных, которые содержатся в файлах данных измерений МТВЗА-ГЯ (в формате .hdf (англ. Hierarchical Data Format)).

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Операция геопривязки состоит в совмещении внутренней системы координат сформированного в результате конического сканирования и перемещения вдоль траектории космического аппарата прибором МТВЗА-ГЯ радиометрического изображения с географической системой координат.

Другими словами, зная время проведения измерения и направление визирования прибора необходимо определить географическую широту и долготу точки пересечения луча визирования с поверхностью Земли.

Ранее было отмечено, что одним из основных требований к разрабатываемому алгоритму геопривязки было наличие всей необходимой информации в файлах измерений прибора. Файлы с результатами измерений МТВЗА-ГЯ представляются в формате .hdf и, помимо непосредственно результатов измерений яркостной температуры, содержат следующую информацию, необходимую для выполнения геопривязки радиометрических данных: время в формате UTC (англ. Coordinated Universal Time), соответствующее началу каждого скана МТВЗА-ГЯ, а также набор данных об элементах орбиты спутника-носителя “Метеор-М” № 2-2 в формате TLE (англ. Two-Line Element set). Следует отметить, что последняя информация в самих файлах данных зачастую отсутствует, поэтому требуется ее получение из сторонних источников. Так, TLE-данные для интересующего спутника за нужный период времени предоставляется в свободном доступе на сайте <https://www.space-track.org>.

Помимо указанной, выполнение геопривязки результатов измерений МТВЗА-ГЯ требует наличия информации о параметрах сканирования данного инструмента. Из официальных данных известно (Барсуков и др., 2021), что МТВЗА-ГЯ имеет круговую коническую систему сканирования с углом визирования 53.3° (относительно вертикальной строительной оси спутника-носителя КА “Метеор-М” № 2-2), направление скана — по часовой стрелке, период сканирования $T = 2.5$ с. Дополнительно разработчиками аппаратуры предоставлена информация, что измерения проводятся в секторе сканирования 145° , что составляет 200 пикселей, но из-за влияния элементов конструкции КА представление данных ограничено сектором 105° . Время формирования каждого пикселя составляет примерно 0.00505 с, а его угловой размер — 0.72714° (точные значения указанных величин немного отличаются от указанных, а соотношения для их расчета будут приведены ниже). Время i -го пикселя для каждого скана определяется по формуле: $t_i^{\text{UTC}} = \text{БШВ} + 0.95236 + 0.00505(i - 1)$, где БШВ — время начала скана, соответствующее бортовой шкале времени, которое фиксируется аппаратным датчиком прибора до начала рабочего сектора и записывается в файл с данными измерений. Общее количество пикселей в скане $1 \leq i \leq 200$, однако реальная полоса обзора для КА “Метеор-М” № 2-2 — $14 \leq i \leq 137$. Описанная информация позволяет выполнить операцию геопривязки результатов измерений МТВЗА-ГЯ.

ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ СИСТЕМЫ КООРДИНАТ

Для решения задачи геопривязки данных МТВЗА-ГЯ в представленном подходе используются шесть систем координат.

1. Геоцентрическая инерциальная система координат (ИСК). Не вращающаяся прямоугольная система координат $Ox^I y^I z^I$. Начало координат O находится в центре масс Земли. Ось x^I лежит в экваториальной плоскости и направлена в истинную точку весеннего равноденствия. Ось z^I совпадает с осью вращения Земли и направлена на Северный полюс Земли. Ось y^I дополняет систему $Ox^I y^I z^I$ до правой.

2. Гринвичская географическая система координат (ГСК). Прямоугольная система координат $OXYZ$, имеющая начало O в центре масс Земли, вращающаяся вместе с Землей. Ось Z направлена к так называемому международному условному началу (Северный полюс). Ось X лежит в плоскости среднего гринвичского меридиана и определяет положение нуль-пункта принятой системы отсчета долгот (пересечение среднего гринвичского меридиана с экватором). Ось Y дополняет систему $OXYZ$ до правой.

3. Орбитальная скоростная система координат (ОСК). Прямоугольная система координат $Ox^{OC} y^{OC} z^{OC}$, имеющая начало O , совпадающее в данный момент времени с положением космического аппарата в пространстве. Ось z^{OC} совпадает по направлению с геоцентрическим радиусом (направлена от Земли). Ось x^{OC} лежит в плоскости орбиты с положительным направлением, близким к направлению вектора мгновенной скорости орбитального движения КА. Ось y^{OC} нормальна к плоскости орбиты и дополняет систему $Ox^{OC} y^{OC} z^{OC}$ до левой.

4. Система координат космического аппарата (СК КА). Прямоугольная система координат $Ox^{KA} y^{KA} z^{KA}$, реализуемая строительными осями космического аппарата. Предполагается, что СК КА совпадает с ОСК, если углы тангажа, рысканья и крена КА равны нулю.

5. Приборная система координат (ПСК). Прямоугольная система координат $Ox^P y^P z^P$, реализуемая строительными осями конкретного измерительного прибора (в частности МТВЗА-ГЯ). Предполагается, что ПСК совпадает с ОСК, если углы тангажа, рысканья и крена прибора равны нулю.

6. Система координат NEU (North-East-Up). Прямоугольная система координат $Ox^{NEU} y^{NEU} z^{NEU}$, имеющая начало O , совпадающее в данный момент времени с положением космического аппарата в пространстве. Ось z^{NEU} совпадает по направлению с геоцентрическим радиусом (направлена от Земли). Ось x^{NEU} перпендикулярна z^{NEU} и

лежит в плоскости, образуемой осями z^{NEU} и Z . Ось y^{NEU} дополняет систему $Ox^{NEU} y^{NEU} z^{NEU}$ до левой.

Следует обратить внимание на нестандартное определение систем координат ОСК, СК КА и ПСК. В большинстве работ по определению ориентации приборов в космическом пространстве эти системы являются правыми. Для авторов настоящей работы, считающихся в первую очередь радиофизиками, а не специалистами в области баллистики, введенное расположение осей было наиболее удобным для визуального представления задачи. Переход к стандартным определениям систем координат, хоть и не представляет сложностей, не является целью данной публикации.

ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ВЫПОЛНЕНИЯ ГЕОГРАФИЧЕСКОЙ ПРИВЯЗКИ

В графическом виде структурная схема процедуры географической привязки данных МТВЗА-ГЯ (для одного выделенного скана), представлена на рис. 1. Серым цветом выделены блоки, в которых возможна замена параметров геопривязки для ее более точной настройки. Далее в тексте публикации приведено описание основных этапов реализации разработанной процедуры, а также используемых моделей и приближений. Следует отметить, что предложенная методика содержит общепринятые подходы к выполнению различных этапов географической привязки данных спутниковых измерений. Наиболее близким ее аналогом является подход, реализующий геопривязку данных радиометрических измерений SSM/I и SSMIS (Sapiano et al., 2010).

ОПИСАНИЕ ОСНОВНЫХ ЭТАПОВ ПРОЦЕДУРЫ ГЕОПРИВЯЗКИ

Расчет времени наблюдения элемента на поверхности. В рамках предложенного подхода расчет времени наблюдения каждого элемента на поверхности выполняется на основе записанного в файле .hdf времени, соответствующего началу каждого цикла сканирования (БШВ). Таким образом, для каждого оборота МТВЗА-ГЯ (каждого скана) имеется лишь одна временная метка. Очевидно, что за время полного оборота прибора (2.5 с) КА меняет положение в пространстве и для достижения максимальной точности геопривязки следует определять положение КА для каждого измерения в отдельности. Ранее была приведена формула, предоставленная разработчиками, определяющая время измерения выделенного элемента наблюдения: $t_i^{UTC} = \text{БШВ} + 0.95236 + 0.00505(i - 1)$. Данное соотношение требует корректировки для удовлетворения условия $T = 2.5$ с, а также оговоренного

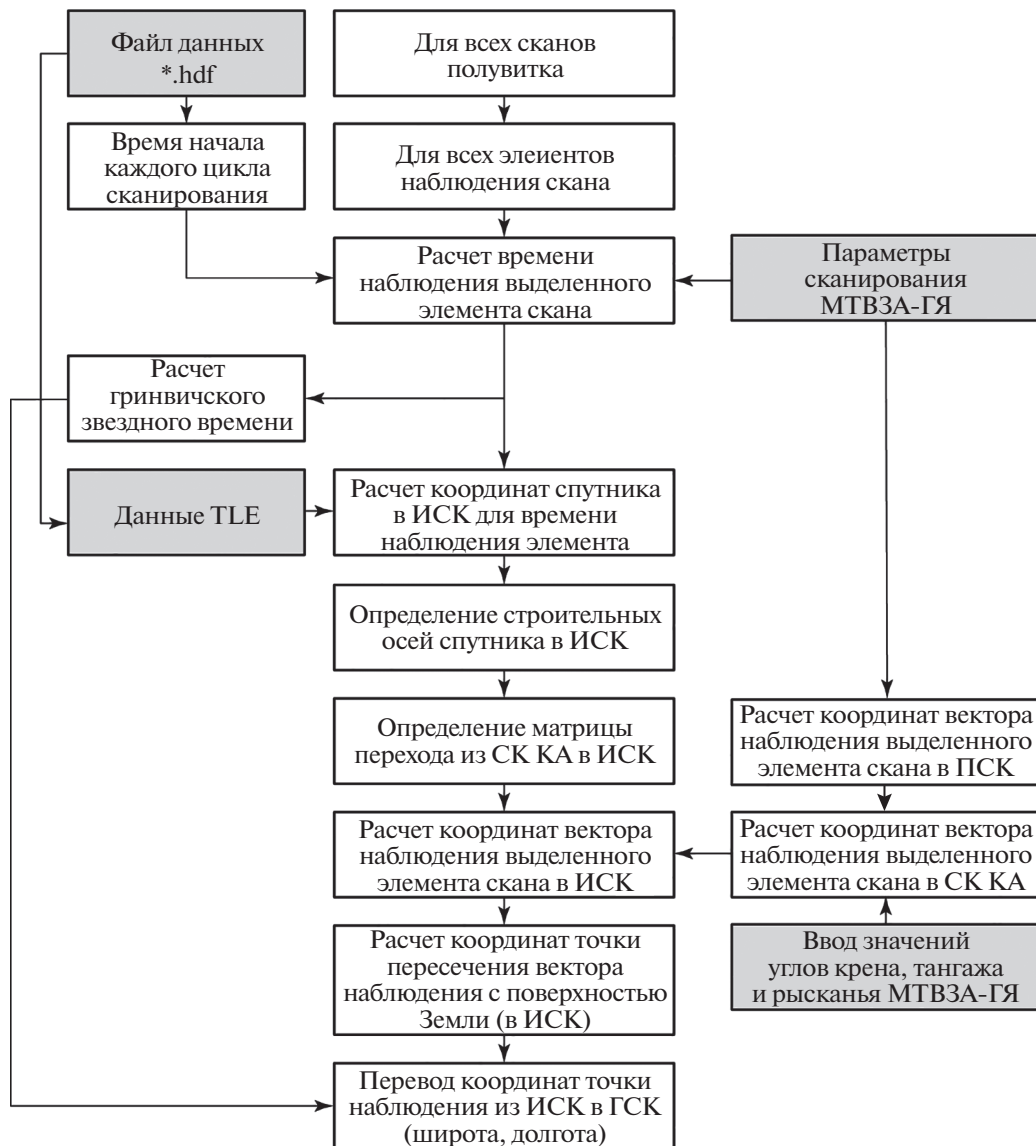


Рис. 1. Общая схема реализации геопривязки.

правила квантования: рабочий сектор 145° разбивается на 200 элементов наблюдения. Таким образом, соотношение для вычисления времени i -го элемента скана будет иметь вид:

$$t_i^{\text{UTC}} = \text{БШВ} + 0.95236 + \frac{2.5}{360} \frac{145}{200 - 1} (i - 1),$$

если файлы измерений содержат 200 элементов в скане, т.е. $1 \leq i \leq 200$; или:

$$t_i^{\text{UTC}} = \text{БШВ} + 0.95236 + \frac{2.5}{360} \frac{145}{200 - 1} (i + 12),$$

если файлы измерений содержат 123 элемента в скане, и $1 \leq i \leq 123$ (в полном скане — это элементы $14 \leq i \leq 137$). Вычисленное таким образом время выделенного измерения в скане используется в описываемой методике далее для определения

координат КА “Метеор-М” № 2-2 в ИСК и последующего определения широты и долготы точки наблюдения в ГСК.

Определение координат спутника в ИСК. Информация о параметрах орбиты КА “Метеор-М” № 2-2 в формате TLE позволяет определить его координаты в ИСК для любого момента времени. Помимо служебной информации, включающей номер, международное обозначение, номер запуска КА и т.п., TLE-файлы содержат и кеплеровы элементы орбиты: наклонение орбиты, долготу восходящего узла, эксцентриситет, аргумент перигея, среднюю аномалию.

Для определения вектора координат $\mathbf{R}$ и вектора мгновенной скорости $\mathbf{V}$ (в ИСК на момент проведения измерений t_i^{UTC}) используется модель

SGP4 (*англ.* Simplified General Perturbations). Модель объединяет пять отдельных математических моделей (SGP, SGP4, SDP4 (*англ.* Simplified Deep Space Perturbations), SGP8 и SDP8), используемых для определения местоположения низкоорбитальных (SGP) объектов и взаимного расположения объектов, находящихся в глубоком космосе (SDP). Модель предполагает работу с TLE-данными и, несмотря на название “упрощенная”, позволяет определять координаты с ошибкой, не превышающей 1 км. Модель SGP4 распространяется бесплатно в виде программного кода на наиболее популярных языках программирования Python, Java, C++, Fortran и т.д. Также модель SGP4 уже интегрирована в популярные пакеты математического моделирования.

Входными параметрами расчета выступают расчетное время в формате UTC, для которого нужно определить расположение спутника (t_i^{UTC}), и TLE-информация для этого КА (актуальная на момент расчетного времени).

Определение координат вектора наблюдения в ПСК. Расчет координат вектора наблюдения в ПСК выполняется для каждого элемента наблюдения (для каждого i -го измерения или момента времени t_i^{UTC}). Если известны мгновенные значения углов θ_i и φ_i , вектор наблюдения $\mathbf{k}_i$ определяется следующим образом (рис. 2а):

$$\mathbf{k}_i = \begin{bmatrix} \sin \theta_i \cos \varphi_i \\ \sin \theta_i \sin \varphi_i \\ -\cos \theta_i \end{bmatrix},$$

где $\theta_i = 53.3^\circ$ для всех элементов, а азимутальный угол φ_i , должен быть рассчитан дополнительно, с учетом имеющейся информации об угловой скорости вращения МТВЗА-ГЯ и времени наблюдения конкретного элемента:

$$\varphi_i = \frac{360}{2.5} \left(0.95236 + \frac{2.5}{360} \frac{145}{200 - 1} (i - 1) \right).$$

Однако представленное соотношение определяет поворот относительно аппаратного датчика (формирующего временную метку БШВ), расположение которого относительно плоскости орбиты неизвестно (известно лишь, что он находится вне зоны рабочего сектора). Таким образом, азимутальный угол относительно плоскости орбиты должен быть скорректирован (рис. 2, б):

$$\varphi_i = \frac{360}{2.5} \left(0.95236 + \frac{2.5}{360} \frac{145}{200 - 1} (i - 1) \right) + \varphi_{кор},$$

где $\varphi_{кор}$ учитывает угловое смещение датчика формирования временных меток относительно плоскости орбиты. Как показали предварительные оценки, значение корректирующего угла составляет $\varphi_{кор} = -25^\circ$ (с учетом выбранных систем координат и положительного направления вра-

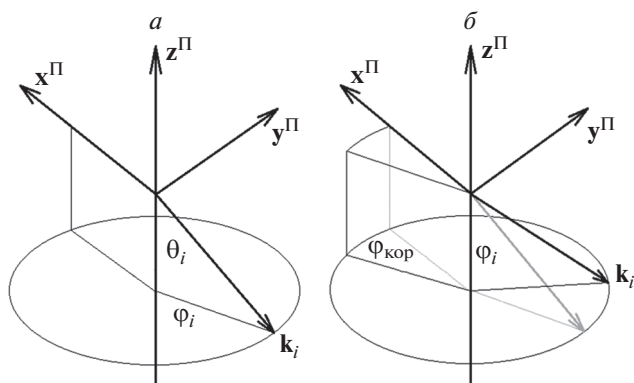


Рис. 2. К вопросу об определении координат вектора наблюдения.

щения углов). Приведенное соотношение справедливо при работе с полными наборами данных ($1 \leq i \leq 200$) и требует корректировки, если число элементов в скане составляет 123 (по аналогии с вычислением t_i^{UTC}).

Последовательность преобразования координат. Ранее было отмечено, что при определении трех систем координат (орбитальная скоростная система координат, система координат космического аппарата и приборная система координат) на первом этапе для упрощения можно исходить из приближения об отсутствии углов крена, тангажа и рыскания как самого космического аппарата, так и ошибки установки аппаратуры на нем. В данной ситуации соответствующие оси всех трех систем координат совпадают. В самом же общем случае это не так, а для перехода между этими системами координат требуется привлечение дополнительных матриц перехода. Тогда расчет координат мгновенного вектора наблюдения в ИСК $\mathbf{K}_i$ требует последовательного применения к вектору $\mathbf{k}_i$ (определенного ранее вектора наблюдения в ПСК) трех матриц преобразования координат: $\mathbf{K}_i = \mathbf{M}_i^{ИСК \leftarrow ОСК} \mathbf{M}_i^{ОСК \leftarrow СК КА} \mathbf{M}_i^{СК КА \leftarrow ПСК} \mathbf{k}_i$.

Матрица перехода из СК КА в ОСК. В рамках настоящей работы сделано предположение об отсутствии углов крена, тангажа и рыскания КА “Метеор-М” № 2-2 (на основе анализа данных бортовых систем определения координат этого аппарата). Можно показать, что как средние значения этих углов, так и их вариации оказываются существенно меньше углового разрешения аппаратуры МТВЗА-ГЯ и, соответственно, ими можно пренебречь. При этом матрица перехода из ОСК в СК КА равна матрице перехода из СК КА в ОСК: $\mathbf{M}_i^{ОСК \leftarrow СК КА} = \mathbf{M}_i^{СК КА \leftarrow ОСК}$ и является единичной. В силу приближения их постоянства во времени индекс i может быть опущен $\mathbf{M}_i^{ОСК \leftarrow СК КА} = \mathbf{M}^{ОСК \leftarrow СК КА}$.

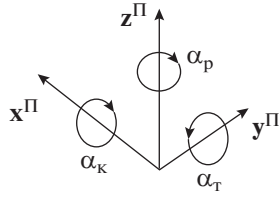


Рис. 3. Положительные направления вращения вводимых углов.

Следует отметить, что в дальнейшем для повышения точности геопривязки и при условии бесперебойного поступления качественных данных с бортовых систем определения координат КА “Метеор-М” № 2-2 (звездных датчиков) предлагаемая методика имеет возможность расчета матриц $M_i^{\text{ОСК} \leftarrow \text{СК КА}}$ для каждого измерения.

Матрица перехода из ПСК в СК КА. В рамках настоящей работы сделано предположение, что ошибки географической привязки данных измерений МТВЗА-ГЯ вызваны неточностью установки прибора на КА. Следствием этого становится смещение приборной системы координат $Ox^Пy^Пz^П$ относительно системы координат космического аппарата $Ox^КАy^КАz^КА$. Данная трансформация может быть полностью описана посредством трех углов: рыскания α_p , крена $\alpha_к$ и тангажа $\alpha_т$, а соответствующая матрица перехода от приборной системы координат к системе координат космического аппарата $M_i^{\text{СК КА} \leftarrow \text{ПСК}}$ должна выполнять учет этих углов при расчете реальных углов сканирования поверхности. Поскольку ориентация МТВЗА-ГЯ относительно КА не меняется, индекс i также может быть опущен.

Положительный угол рыскания α_p соответствует повороту против часовой стрелки системы координат $Ox^Пy^Пz^П$ вокруг оси $z^П$ (если смотреть в направлении этой оси (рис. 3)). Положительный угол крена $\alpha_к$ соответствует повороту по часовой стрелке системы координат $Ox^Пy^Пz^П$ вокруг оси $x^П$ (если смотреть в направлении этой оси). Положительный угол тангажа $\alpha_т$ соответствует повороту против часовой стрелки системы координат $Ox^Пy^Пz^П$ вокруг оси $y^П$ (если смотреть в направлении этой оси).

Последовательный поворот системы координат $Ox^Пy^Пz^П$ вокруг каждой из трех осей обеспечивает ее полное совпадение с системой координат $Ox^КАy^КАz^КА$. Поскольку результат данной операции зависит от порядка выполнения поворотов, следует четко определить их порядок. В рамках настоящей работы принята следующая последовательность: Р-К-Т (рыскание – крен – тангаж).

Матрицы поворота вокруг каждой из трех осей имеют следующий вид:

$$R_z(\alpha_p) = \begin{bmatrix} \cos \alpha_p & -\sin \alpha_p & 0 \\ \sin \alpha_p & \cos \alpha_p & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix},$$

$$R_x(\alpha_к) = \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & \cos \alpha_к & \sin \alpha_к \\ 0 & -\sin \alpha_к & \cos \alpha_к \end{bmatrix},$$

$$R_y(\alpha_т) = \begin{bmatrix} \cos \alpha_т & 0 & \sin \alpha_т \\ 0 & 1 & 0 \\ -\sin \alpha_т & 0 & \cos \alpha_т \end{bmatrix}.$$

Тогда матрица перехода из ПСК в СК КА будет иметь вид (с учетом оговоренной последовательности выполнения поворотов):

$$M^{\text{СК КА} \leftarrow \text{ПСК}} = R_y(\alpha_т)R_x(\alpha_к)R_z(\alpha_p) =$$

$$= \begin{bmatrix} \cos \alpha_т & 0 & \sin \alpha_т \\ 0 & 1 & 0 \\ -\sin \alpha_т & 0 & \cos \alpha_т \end{bmatrix} \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & \cos \alpha_к & \sin \alpha_к \\ 0 & -\sin \alpha_к & \cos \alpha_к \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \cos \alpha_p & -\sin \alpha_p & 0 \\ \sin \alpha_p & \cos \alpha_p & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} =$$

$$= \begin{bmatrix} \cos \alpha_т \cos \alpha_p - \sin \alpha_p \sin \alpha_к \sin \alpha_т & -\sin \alpha_p \cos \alpha_т - \sin \alpha_p \sin \alpha_к \sin \alpha_т & \sin \alpha_т \cos \alpha_к \\ \cos \alpha_к \sin \alpha_p & \cos \alpha_к \cos \alpha_p & \sin \alpha_к \\ -\sin \alpha_т \cos \alpha_p - \cos \alpha_т \sin \alpha_к \sin \alpha_p & \sin \alpha_p \sin \alpha_т - \cos \alpha_p \sin \alpha_к \cos \alpha_т & \cos \alpha_к \cos \alpha_т \end{bmatrix}.$$

Матрица перехода из ОСК в ИСК. С учетом сделанных замечаний для завершения перехода от приборной системе координат к инерциальной необходимо определить матрицу перехода $M_i^{\text{ИСК} \leftarrow \text{ОСК}}$. Для расчета элементов матрицы $M_i^{\text{ИСК} \leftarrow \text{ОСК}}$ необходимо определить координаты ортов координатных осей системы ОСК в инер-

циальной системе координат. Система координат ОСК постоянно меняет свое положение в ИСК (задавая положение КА относительно “неподвижной” Земли), поэтому расчет должен выполняться для каждого момента измерения t_i^{UTC} . Координатные оси ОСК в ИСК определяются следующим образом (см. рис. 4):

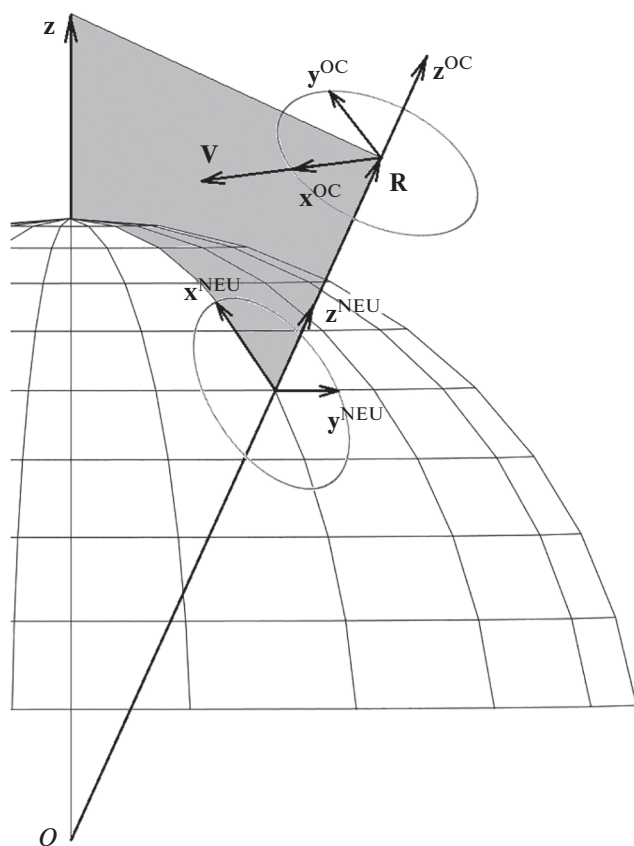


Рис. 4. Определение координатных осей ОСК и СК NEU.

- вертикальная ось $\mathbf{Z}^{OC}$ совпадает по направлению с радиус-вектором координат и имеет единичную длину: $\mathbf{z}_i^{OC} = \mathbf{R}_i / |\mathbf{R}_i|$;
- строительная ось $\mathbf{y}^{OC}$ перпендикулярна плоскости орбиты (задаваемой векторами $\mathbf{V}_i$ и $\mathbf{R}_i$): $\mathbf{y}_i^{OC} = (\mathbf{V}_i \times \mathbf{R}_i) / |\mathbf{V}_i \times \mathbf{R}_i|$.

Продольная строительная ось КА $\mathbf{x}^{OC}$ дополняет систему $Ox^{OC}y^{OC}z^{OC}$ до левой: $\mathbf{x}_i^{OC} = \mathbf{z}_i^{OC} \times \mathbf{y}_i^{OC}$.

Найденные значения направляющих косинусов для каждой из осей ОСК позволяют сформировать искомую матрицу перехода: $M_i^{ИСК \leftarrow ОСК} = [\mathbf{x}_i^{OC} \ \mathbf{y}_i^{OC} \ \mathbf{z}_i^{OC}]$.

Расчет координат точки визирования на поверхность Земли. В качестве модели поверхности Земли выбран эллипсоид в системе координат WGS84 (англ. World Geodetic System 1984), который имеет следующие параметры: экваториальный радиус $R_{\text{Э}} = 6378.137$ км, полярный радиус $R_{\text{П}} = 6356.755$ км, коэффициент эллиптичности $f = 1/298.257$.

Координаты точки наблюдения на этой поверхности в ИСК задаются вектором (рис. 5):

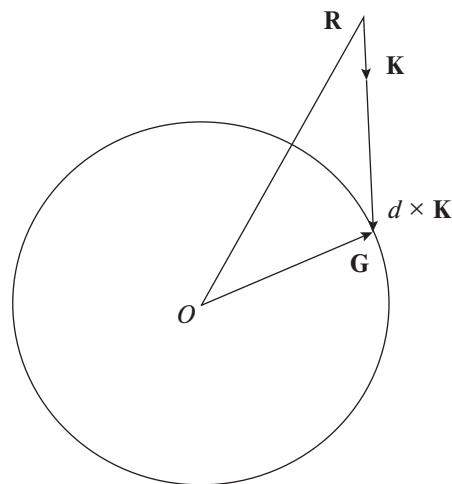


Рис. 5. К определению точки пересечения линии визирования с поверхностью эллипсоида.

$$\mathbf{G} = \begin{bmatrix} R_x + d K_x \\ R_y + d K_y \\ R_z + d K_z \end{bmatrix},$$

где $\mathbf{R} = [R_x \ R_y \ R_z]$ – радиус-вектор координат КА в ИСК; $\mathbf{K} = [K_x \ K_y \ K_z]$ – вектор наблюдения в ИСК; d – наименьшее из реальных решений квадратного уравнения:

$$ad^2 + bd + c = 0,$$

имеющее вид: $d = \frac{-b \pm \sqrt{b^2 - 4ac}}{2a}$, где

$$a = \frac{K_x^2 + K_y^2}{R_{\text{Э}}^2} + \frac{K_z^2}{R_{\text{П}}^2}, \quad b = \frac{2R_x K_x + 2R_y K_y}{R_{\text{Э}}^2} + \frac{2R_z K_z}{R_{\text{П}}^2},$$

$$c = \frac{R_x^2 + R_y^2}{R_{\text{Э}}^2} + \frac{R_z^2}{R_{\text{П}}^2} - 1.$$

Следует отметить, что в рамках данного подраздела опущены индексы i при векторах $\mathbf{G}$, $\mathbf{R}$ и $\mathbf{K}$ (обозначающих их соответствие конкретному моменту измерений t_i^{UTC}), а также прочих вспомогательных переменных, для того чтобы не перегружать ими приведенные соотношения.

Знание координат вектора $\mathbf{G}$ позволяет определить геодезические координаты точки наблюдения в ИСК. В соответствии с работой (Patt, Gregg, 1994), геодезическая широта равна: $N^{\text{ИСК}} = \arctan \left(G_z / \left((1 - f^2) \sqrt{G_x^2 + G_y^2} \right) \right)$. Геодезическая долгота $E^{\text{ИСК}} = \arctan (G_y / G_x)$.

Следующим, завершающим этапом становится вычисление корректирующей добавки к найденному значению геодезической долготы, возникающей за счет вращения Земли и необходи-

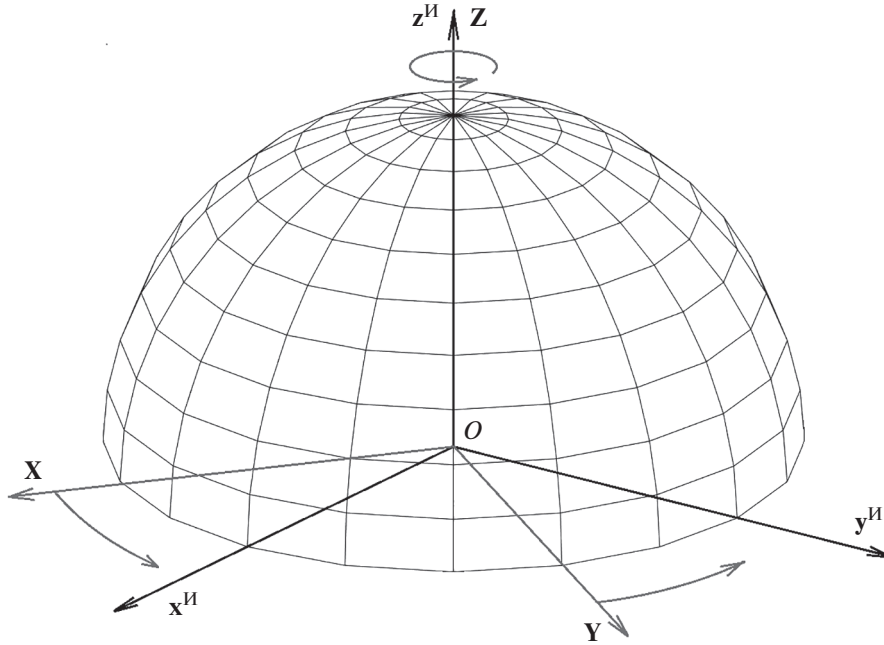


Рис. 6. К вопросу перехода из ИСК в ГСК.

мой к учету при переходе к гринвичской системе координат. Найденное значение широты не изменяется. Таким образом: $L^{\text{ГСК}} = L^{\text{ИСК}}$ и $E^{\text{ГСК}} = E^{\text{ИСК}} - \theta_{\text{GAST}}$, где θ_{GAST} – гринвичское истинное звездное время (в град) (*англ.* Greenwich Apparent Sidereal Time), соответствующее углу поворота ИСК вокруг оси Z (общей для ИСК и ГСК) на момент проведения измерений (рис. 6).

Определение гринвичского звездного времени. Переход из ИСК в ГСК представляет собой поворот системы ИСК вокруг оси Z (см. рис. 6) на угол θ_{GAST} . Следует отметить, что в самом общем случае, гринвичское истинное звездное время представляет собой сумму $\theta_{\text{GAST}} = \theta_{\text{GMST}} + \Delta\psi \cdot \cos \epsilon$, где θ_{GMST} – гринвичское среднее звездное время (*англ.* Greenwich Mean Sidereal Time); $\Delta\psi$ – нутация по долготе; ϵ – средний наклон эклиптики к экватору.

В предлагаемом методе реализации геопривязки используются соотношения, применяемые в рамках модели SGP4 для расчета координат КА. В рамках этой модели углы θ_{GAST} и θ_{GMST} считаются равными, а эффектом коротко-периодических возмущений оси вращения Земли, нутацией, пренебрегают. Таким образом, расчет гринвичского истинного звездного времени θ_{GAST} упрощается и сводится к вычислению θ_{GMST} .

На первом шаге расчета θ_{GMST} необходимо скорректировать время, соответствующее моменту проведения измерений, в соответствии с соотношением $t_i^{\text{UT1}} = t_i^{\text{UTC}} + \Delta\text{UT1}$, где t_i^{UTC} – время проведения измерений в формате UTC (в данном

формате время записывается в файлах с результатами измерений МТВЗА-ГЯ); t_i^{UT1} – время измерений в формате UT1 (современная реализация всемирного времени Universal Time), являющееся аргументом для последующих вычислений θ_{GMST} ; ΔUT1 – поправка, учитывающая вариации вращения Земли, не поддающиеся точному прогнозированию. Приближенные значения поправок ΔUT1 можно найти, например, на сайте <https://www.iers.org> в разделе Earth Orientation Data.

На следующем шаге расчета θ_{GMST} определяется длина временного отрезка ΔD , предшествующего моменту измерения t_i^{UT1} (здесь удобно использовать следующий формат представления времени: год-месяц-день часы:минуты:секунды. миллисекунды, например, 2022-06-09 17:42:31.345), считая от стандартно используемой эпохи t_{200} (2000-01-01 12:00:00.000):

$\Delta D = t_i^{\text{UT1}} - t_{200}$. При этом результат должен быть представлен в виде действительного числа, в котором целая часть равна количеству полных дней, а дробная часть учитывает количество минут, секунд и миллисекунд найденной разницы. Далее определяется величина $\Delta D_{100} = \Delta D / 36525$ – значение ΔD в юлианских столетиях по 36 525 средних солнечных суток. Полученное значение используется для расчета итогового гринвичского среднего звездного времени θ_{GMST} :

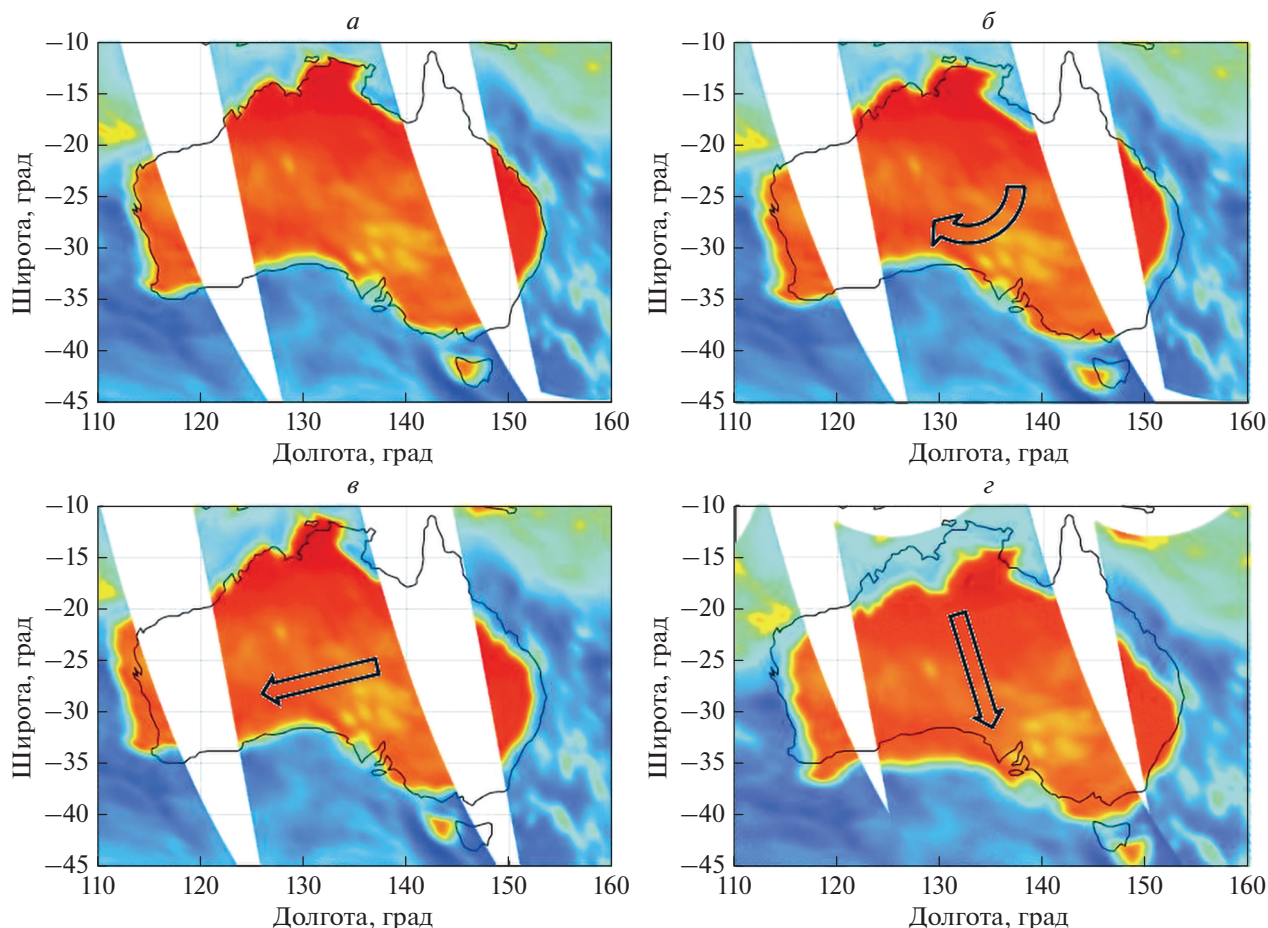


Рис. 7. Смещение радиометрического портрета в результате ввода корректирующих углов. Комментарии даны в тексте.

$$\theta_{\text{GMST}} = \omega_3 (67310.54841 + \Delta D_{100} \times \\ \times (876600 \times 3600 + 8640184.812866 + \\ + \Delta D_{100} (0.093104 - \Delta D_{100} \times 6.2 \times 10^{-6}))),$$

где ω_3 —угловая скорость вращения Земли, составляющая $\omega_3 = 360 \text{ град}/86400 \text{ с} = 1/240 \text{ град}/\text{с} = 7.2921158494 \times 10^{-5} \text{ град}/\text{с}$. Для упрощения последующих преобразований с использованием найденного значения θ_{GMST} следует работать не с его полной величиной, а с остатком от деления последней на 360° .

Расчет гринвичского звездного времени выполняется для каждого момента измерений t_i^{UTC} (несмотря на то, что соответствующие индексы i при θ_{GMST} и θ_{GAST} опущены).

ОЦЕНКА КОРРЕКТНОСТИ РАБОТЫ ОПИСАННОГО ПОДХОДА

Для проверки правильности работы предложенного подхода были использованы данные измерений МТВЗА-ГЯ, полученные 16 февраля

2020 г. На рис. 7 приведен результат географической привязки данных радиометрических измерений в районе Австралии. Представленные изображения соответствуют частоте 31.5 ГГц, случай горизонтальной поляризации. Данные относятся к восходящим полувиткам — траектория движения КА “Метеор-М” № 2-2 проходит снизу вверх, направление сканирования МТВЗА-ГЯ — справа налево. Изображение рис. 7а получено для нулевых значений корректирующих значений крена, тангажа и рыскания (но с учетом поправки $\varphi_{\text{кор}} = -25^\circ$). Отчетливо видно, что при общем правильном наложении радиометрического изображения на контурную карту (насыщенный красно-оранжевый цвет соответствует высокой яркостной температуре суши), наблюдается их смещение, наиболее заметное в области береговой линии (черная сплошная линия).

Введение положительного угла рыскания (см. рис. 7, б) приводит, как и ожидалось, к “повороту” радиометрического изображения относительно географической береговой линии по часовой стрелке. Естественно, что траектория подспутни-

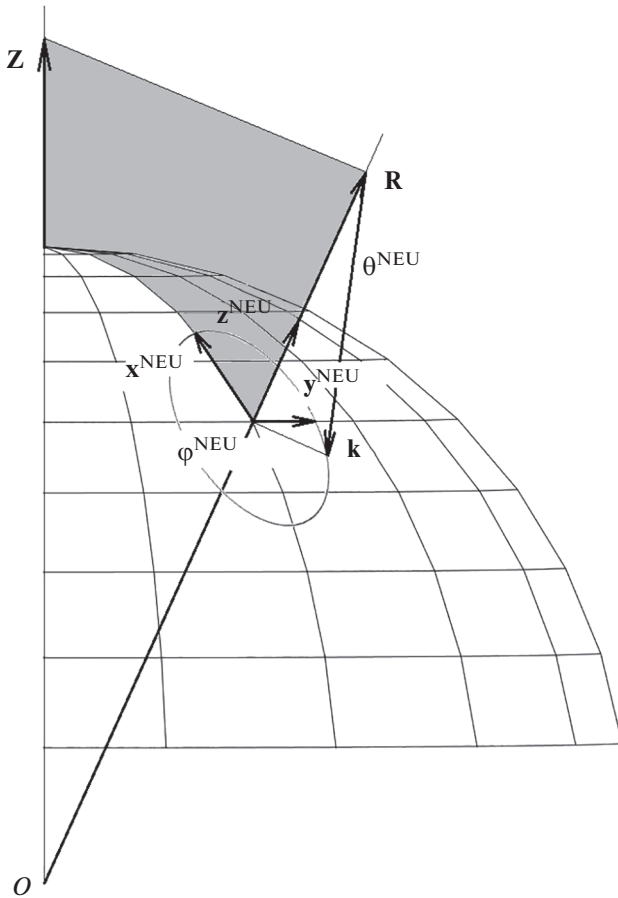


Рис. 8. Определение осей координат NEU в ИСК.

ковой точки остается неизменной, поворачиваются лишь элементы наблюдения поверхности вокруг нее.

Введение углов крена и тангажа также выполняется корректно, в соответствии с заданными системами координат и положительными направлениями вращения вокруг соответствующих осей. Так, положительный угол крена (соответствующий крену на правый борт по направлению движения КА) приводит к смещению радиометрического изображения влево (см. рис. 7, в), а положительный угол тангажа (задирирование кормы вверх относительно вектора мгновенной скорости КА) — к смещению изображения в направлении, противоположном направлению полета КА (см. рис. 7, г).

ОПРЕДЕЛЕНИЕ РЕАЛЬНЫХ УГЛОВ ВСТРЕЧИ С ЗЕМЛЕЙ

Решение многих обратных задач пассивной радиометрии требует использования моделей формирования и переноса излучения. При этом надирный угол встречи с Землей и азимутальный

угол наблюдения (относительно направления полета и/или одного из фиксированных направлений, например, на север) представляются ключевыми параметрами любой из известных в настоящее время моделей. В силу того, что реальная геометрия сканирования может отличаться (как уже было продемонстрировано выше) от запланированной (при значениях корректирующих углов крена, тангажа и рыскания, отличных от нуля), в рамках решения задачи географической привязки требуется определение этой пары углов.

Для решения поставленной задачи сначала необходимо определить координаты ортов координатных осей системы NEU (стандартно применяемой для расчета азимутального угла относительно направления “на север”) в инерциальной системе координат (рис. 8). Используя соотношения работы (Patt, Gregg, 1994), при известных координатах точки наблюдения на поверхности Земли G , вектор нормали к поверхности, совпадающий с осью z^{NEU} , имеет координаты:

$$z^{NEU} = \begin{bmatrix} -G_x \frac{f'}{\sqrt{G_z^2 + f'^2 (G_x^2 + G_y^2)}} \\ -G_y \frac{f'}{\sqrt{G_z^2 + f'^2 (G_x^2 + G_y^2)}} \\ -G_z \frac{1}{\sqrt{G_z^2 + f'^2 (G_x^2 + G_y^2)}} \end{bmatrix},$$

где $f' = (1 - f)^2$.

Ось y^{NEU} определяется путем векторного перемножения оси Z ИСК и z^{NEU} : $y^{NEU} = (Z \times z^{NEU}) / |Z \times z^{NEU}|$. Оставшаяся ось x^{NEU} дополняет систему $Ox^{NEU}y^{NEU}z^{NEU}$ до левой: $x^{NEU} = z^{NEU} \times y^{NEU}$.

Координаты вектора $K' = -K$ (вектора, обратного вектору наблюдения K , определенного ранее в ИСК) в системе NEU определяются путем его скалярного перемножения на орты соответствующих осей: $K'_z = K' \cdot z^{NEU}$, $K'_y = K' \cdot y^{NEU}$ и $K'_x = K' \cdot x^{NEU}$. Найденные значения позволяют определить искомые углы ϕ_{EIA} и θ_{EIA} (англ. Earth Incidence Angle) (рис. 9):

$$\theta_{EIA} = \arctg \left(\frac{\sqrt{K_x'^2 + K_y'^2}}{K_z'} \right),$$

$$\phi_{EIA} = \arctg \left(\frac{K_y'}{K_x'} \right).$$

Расчет пары углов ϕ_{EIA} и θ_{EIA} также выполняется для каждого момента измерений t_i^{UTC} (несмот-

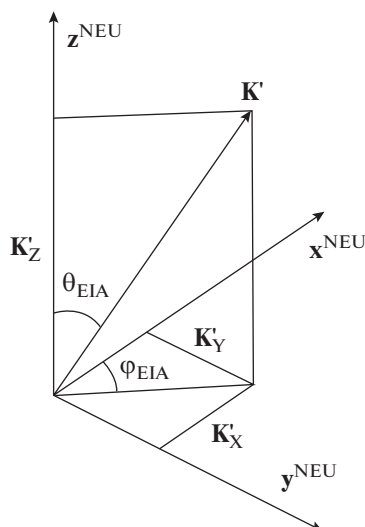


Рис. 9. Определение углов встречи с Землей в СК NEU.

ря на то, что соответствующие индексы i при них опущены). В рамках реализации процедуры геопривязки, помимо изменения широты и долготы каждого из элементов наблюдения поверхности, в исходные файлы данных измерений МТВЗА-ГЯ будет добавлена и информация об этой паре углов: φ_{EIA} и θ_{EIA} .

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Операция географической привязки данных спутниковых наблюдений — ключевой этап обработки, затрагивающий не только точность последующей локализации отслеживаемых процессов и явлений, но и кардинально влияющий на результаты восстановления всех параметров системы “подстилающая поверхность — атмосфера” по данным ДЗЗ за счет ошибочного учета (или игнорирования) возникающих угловых и поляризационных эффектов.

Описанный подход позволяет выполнять независимую географическую привязку измерений МТВЗА-ГЯ на основе информации, содержащейся только в исходных файлах данных этого прибора. Другими словами, любой заинтересованный пользователь может выполнить данную операцию самостоятельно с внесением необходимых значений широкого набора корректирующих параметров.

Поиск точных значений этих параметров (углы крена, тангажа и рыскания КА и самого прибора, корректирующих временных меток и т.п.) будет выполнен авторами настоящей публикации в ближайшее время. Описанный подход и реализующее его программное обеспечение выступают ключевым элементом алгоритма их определения.

Представленный подход, как и сама публикация, должны стать основой необходимого информационного обеспечения прибора МТВЗА-ГЯ, что будет способствовать существенному росту востребованности данных измерений российского многофункционального радиометра и их научной и практической значимости, а также позволит продвинуться в направлении разработки сервисов по предоставлению готовых продуктов на основе измерений МТВЗА-ГЯ.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке темы “Мониторинг” (госрегистрация № 122042500031-8).

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность Комаровой Н.Ю. за помощь в оформлении материалов работы. Авторы выражают благодарность А.М. Стрельцову (АО “Российские космические системы”) за своевременное и оперативное предоставление предобработанных данных измерений МТВЗА-ГЯ, использованных при отработке процедуры геопривязки. Авторы выражают благодарность А.А. Мазурову (ИКИ РАН) за полезное обсуждение разработанного подхода.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Барсуков И.А., Болдырев В.В., Гаврилов М.И., Евсеев Г.Е., Егоров А.Н., Ильгасов П.А., Панцов В.Ю., Стрельников Н.И., Стрельцов А.М., Черный И.В., Чернявский Г.М., Яковлев В.В. Спутниковая СВЧ-радиометрия для решения задач дистанционного зондирования Земли // Ракетно-косм. приборостроение и информац. системы. 2021. Т. 8. Вып. 1. С. 11–23.
<https://doi.org/10.30894/issn2409-0239.2021.8.1.11.23>
- Ермаков Д.М., Кузьмин А.В., Мазуров А.А., Пашинов Е.В., Садовский И.Н., Сазонов Д.С., Стерлядкин В.В., Чернушин А.П., Черный И.В., Стрельцов А.М., Шарков Е.А., Екимов Н.С. Концепция потоковой обработки данных российских спутниковых СВЧ-радиометров серии МТВЗА на базе ЦКП “ИКИ-Мониторинг” // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2021. Т. 18. № 4. С. 298–303.
<https://doi.org/10.21046/2070-7401-2021-18-4-298-303>
- Patt F.S., Gregg W.W. Exact closed-form geolocation algorithm for Earth survey sensors // Intern. J. Remote Sensing. 1994. V. 15(18). P. 3719–3734.
<https://doi.org/10.1080/01431169408954354>
- Sapiano M.R.P., Bilanow S., Berg W. SSM/I and SSMIS Stewardship Code Geolocation Algorithm Theoretical Basis: CSU Technical Report. Colorado State University, 2010. 35 p. URL: http://rain.atmos.colostate.edu/FC-DR/doc/CSU_FCDR_geolocation_tech_report.pdf.

Geographical Reference of MTVZA-GYa's Radiometric Remote Sensing Data

I. N. Sadovsky¹ and D. S. Sazonov¹

¹Space Research Institute RAS, Moscow, Russia

The paper presents a description of the procedure for georeferencing the data of radiometric measurements of the MTVZA-GYa microwave scanner/sounder, installed on board the Meteor-M No. 2-2 spacecraft. Georeferencing is performed on the basis of the information, contained in this instrument's measurements data files (in .hdf format) (the observation time of each surface element, common for all frequency channels), as well as the description of the scanning scheme of this instrument, presented in scientific periodicals (angles sighting, scanning speed, etc.). As additional information, necessary to perform the georeferencing operation (orbit parameters, etc.), data that is freely available on the Internet is used. The georeferencing procedure consists of several sequentially performed operations, including: determination of satellite coordinates in inertial coordinate system, forming observation vectors in the instrumental coordinate system, determining the matrices of direct and inverse transitions for six used coordinate systems, determination of the coordinates of the observation point in the inertial coordinate system, their conversion to the Greenwich coordinate system, etc. In the presented form, it is possible to flexibly configure this operation, taking into account the instability of the orbit spacecraft position, variations in the instrument scanning speed, instability of setting time stamps, errors in mounting the instrument on spacecraft, etc. Also, the described georeferencing procedure can be used as part of automated algorithms for processing measurement data and procedures for searching for optimal values of corrective parameters (for example, roll, pitch and yaw angles of a spacecraft and/or instrument).

Keywords: remote sensing, microwave radiometry, microwave scanner/sounder MTVZA-GYa, satellite, radiometer, remote sensing data georeferencing

REFERENCES

- Barsukov I.A., Boldyrev V.V., Gavrilov M.I., Evseev G.E., Egorov A.N., Il'gasov P.A., Panczov V.Yu., Strel'nikov N.I., Strel'czov A.M., Chernyj I.V., Chernyavskij G.M., Yakovlev V.V. Sputnikovaya SVCh-radiometriya dlya resheniya zadach distancionnogo zondirovaniya Zemli [Satellite microwave radiometry for Earth remote sensing] // Raketno-kosm. priborostroenie i informacz. sistemy. 2021. T. 8. V. 1. C. 11–23. (In Russian). <https://doi.org/10.30894/issn2409-0239.2021.8.1.11.23>.
- Ermakov D.M., Kuz'min A.V., Mazurov A.A., Pashinov E.V., Sadovskij I.N., Sazonov D.S., Sterlyadkin V.V., Chernushich A.P., Chernyj I.V., Strel'czov A.M., Sharkov E.A., Ekimov N.S. Konceptiya potokovoj obrabotki dannyh rossijskikh sputnikov SVCh-radiometrov serii MTVZA na baze CzKP "IKI-Monitoring" [The concept of streaming data processing of Russian satellite microwave radiometers of the MTVZA series based on IKI-Monitoring Center for Collective Use] // Sovremennye problemy distancionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa. 2021. T. 18. № 4. S. 298–303. (In Russian). <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2021-18-4-298-303>.
- Patt F.S., Gregg W.W. Exact closed-form geolocation algorithm for Earth survey sensors // Intern. J. Remote Sensing. 1994. V. 15(18). P. 3719–3734. <https://doi.org/10.1080/01431169408954354>.
- Sapiano M.R.P., Bilanow S., Berg W. SSM/I and SSMIS Stewardship Code Geolocation Algorithm Theoretical Basis: CSU Technical Report. Colorado State University, 2010. 35 p. http://rain.atmos.colostate.edu/FCDR/doc/CSU_FCDR_geolocation_tech_report.pdf.

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

**ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ УРАВНЕНИЯ (В ВИДЕ СТЕПЕННОЙ
ФУНКЦИИ) ПРОГНОЗА УРОЖАЙНОСТИ СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННЫХ
КУЛЬТУР ДЛЯ ТЕРРИТОРИИ РЕСПУБЛИКИ БЕЛАРУСЬ ПО ДАННЫМ
ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ЗЕМЛИ**

© 2022 г. С. Л. Кравцов^{а, *}, Ф. И. Привалов^б, С. А. Пушкина^а, В. В. Холодинский^б,
Е. В. Лепесевич^а, Д. В. Голубцов^а, А. П. Гвоздов^б, Д. Г. Симченков^б

^аГосударственное научное учреждение “Объединенный институт проблем информатики
Национальной академии наук Беларуси”, Минск, Беларусь

^бРеспубликанское унитарное предприятие “Научно-практический центр
Национальной академии наук Беларуси по земледелию”, Жодино, Беларусь

*E-mail: krautsou_sl@rambler.ru

Поступила в редакцию 02.02.2022 г.

Определены параметры уравнения прогноза урожайности сельскохозяйственных культур (пшеницы, ячменя, рапса — как озимых, так и яровых форм) по данным дистанционного зондирования Земли для территории Республики Беларусь. В качестве уравнения прогноза урожайности рассмотрена степенная функция, использующая значение вегетационного индекса как одну из входных величин. Параметры уравнения определены (использован статистический подход) без учета сорта сельскохозяйственных культур на фиксированные значения кода развития растений и ориентированы на спектральные каналы спутников серии Sentinel-2. Среди рассмотренных наилучшим оказался нормализованный вегетационный индекс, использующий спектральные каналы в красного края и красной областях спектра. При использовании указанного индекса наблюдалась устойчивая взаимосвязь между его значениями и урожайностью всех исследованных видов сельскохозяйственных культур при всех значениях кода развития растений. Точность прогноза урожайности сельскохозяйственных культур оценена как по данным наземных измерений, так и по прошедшим атмосферную коррекцию данным со спутников серии Sentinel-2: по одному и по множеству участков. При этом точность прогноза урожайности значительно повышалась при переходе от одного участка к множеству.

Ключевые слова: прогноз, урожайность, сельскохозяйственная культура, параметры, уравнение, точность, данные дистанционного зондирования Земли

DOI: 10.31857/S0205961422060069

ВВЕДЕНИЕ

Около 60% агропромышленного производства Республики Беларусь непосредственно связано с зерновым хозяйством. Поэтому оно является системообразующим для остальных секторов сельского хозяйства, и, прежде всего животноводства. Таким образом, объем производства зерна оказывает существенное влияние на уровень жизни населения и обеспечение продовольственной безопасности страны. Одним из показателей, характеризующих объем производства зерна, является урожайность. Вследствие этого, особую актуальность приобретает задача поэтапного, последовательного определения уборки прогноза урожайности сельскохозяйственных культур как в разрезе поля, так и на уровне отдельных сельхозпредприятий, районов, областей и страны.

Заблаговременный прогноз урожайности может использоваться как коммерческими, так и государственными организациями при:

— *определении дозы внесения минеральных удобрений в период вегетации.* Традиционные подходы внесения минеральных удобрений (на основе среднегодовой урожайности) характеризуются низкой эффективностью — около 33% (Шульц, 2018). В инновационном подходе “точного земледелия” ключ к повышению эффективности заключается в достижении лучшего соответствия между дозой внесения минеральных удобрений и потребностью в них сельскохозяйственных культур на данном поле в данный период времени. Указанное соответствие достигается учетом прогноза урожайности (включая её пространственную изменчивость), обусловленной в том числе и погодными условиями от посева до момента вне-

сения минеральных удобрений. Данный подход позволяет сэкономить до 15% (при сохранении урожайности) от объема вносимых минеральных удобрений;

— *подготовке необходимых мощностей для хранения зерна.* В благоприятные годы (когда урожайность сельскохозяйственных культур находится на пике), а также в период уборки сельхозпредприятия сталкиваются с проблемой снижения (порой радикального) закупочных цен. Поэтому с коммерческой точки зрения целесообразно обеспечить длительное хранение зерна, которое позволяет отказаться от его реализации в период падения цен (Дринча, Цыдендоржиев, 2010). Все сельхозпредприятия Республики Беларусь имеют зернохранилища, рассчитанные на хранение не менее 80% объемов среднегодового валового сбора. При отсутствии свободных мощностей для хранения зерно зачастую приходится размещать в непригодных складах. Из-за такого хранения не только неизбежны потери количества, но и качества собранного зерна — возникает вопрос о его безопасном использовании для продовольственных и фуражных нужд. В среднем при хранении запасов зерна на базе сельхозпредприятия потери составляют около 15%. Правильная организация хранения зерна благодаря своевременной подготовке необходимых мощностей для его хранения на основе прогноза урожайности позволяет сохранить его качество и свести к минимуму потери. Также это повышает ликвидность и стоимость зерна на 10–20%;

— *организации сушки зерна.* В совокупности с неблагоприятными погодными условиями влажность зерна при уборке может достигать 40%. При недостаточной мощности и неправильной организации функционирования имеющиеся в сельхозпредприятии мощности по сушке зерна могут не справиться с его потоком. В результате свежесобранное зерно могут размещать в открытых условиях — на площадках в специальной таре или насыпью в виде буртов для временного хранения. Данная форма хранения зерна непрактична из-за большого влияния на него внешней среды, что значительно сокращает время хранения таких партий. При неблагоприятных погодных условиях сельхозпредприятия теряют до 40% собранного урожая. Причем до 74% из указанных потерь приходится на доработку и хранение зерна (Кулагин, 2013). Количественные потери сопровождаются снижением качества, посевных и продовольственных кондиций зерна;

— *оценке кредитоспособности сельхозпредприятий.* В последнее время агросектор становится одним из приоритетных направлений для кредитования. Ведь это сектор, продукция которого привязана к валюте, а сам агропромышленный комплекс постепенно приобретает статус все ме-

нее рискованного. Урожайность сельскохозяйственных культур используется как одна из составляющих комплексной оценки кредитоспособности сельхозпредприятия при выдаче кредита.

Урожайность характеризует продуктивность культуры в конкретных условиях ее возделывания и является сложным показателем с точки зрения прогнозирования, поскольку ее формирование связано не только с применяемыми агротехнологическими приемами, но и с погодными и природно-климатическими условиями. Территория Республики Беларусь расположена в зоне рискованного земледелия, поэтому погодные условия существенно влияют на урожайность зерновых культур, и валовые сборы в благоприятные годы (в 2012 г. — 9226 тыс. тонн, в 2014 г. — 9564 тыс. тонн — по данным Министерства сельского хозяйства и продовольствия Республики Беларусь) могут значительно превышать сборы в неблагоприятные годы (в 2005 г. — 6421 тыс. тонн, в 2006 г. — 5923 тыс. тонн).

В настоящее время для прогноза урожайности в Республике Беларусь, в основном, используются традиционные подходы оценки погодных условий и районирования территории с помощью комплексных агроклиматических показателей, что связано с существенными материальными и временными затратами и не обеспечивается необходимой оперативностью. В мировой же практике в разных масштабах и географических регионах все шире применяются подходы прогноза урожайности по данным дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ). Это обусловлено повышением их доступности, объективностью, возможностью оперативной коррекции, охватом больших территорий и развитием вычислительной техники.

Предоставленный свободный доступ к данным со спутников серии Sentinel-2 программы “Copernicus” Европейского космического агентства с пространственным разрешением 10 м (4 из 13 спектральных каналов), 20 м (6 из 13 спектральных каналов) и периодичностью 5 дней (после запуска в марте 2017 г. второго спутника серии) создал уникальную возможность прогноза урожайности сельскохозяйственных культур по данным ДЗЗ.

В связи с этим специалисты государственного научного учреждения “Объединенный институт проблем информатики Национальной академии наук Беларуси” совместно со специалистами республиканского унитарного предприятия “Научно-практический центр Национальной академии наук Беларуси по земледелию” (РУП “НПЦ НАН Беларуси по земледелию”) с 2014 г. приступили к адаптации существующих подходов к прогнозу урожайности сельскохозяйственных культур по данным ДЗЗ к условиям Республики Беларусь

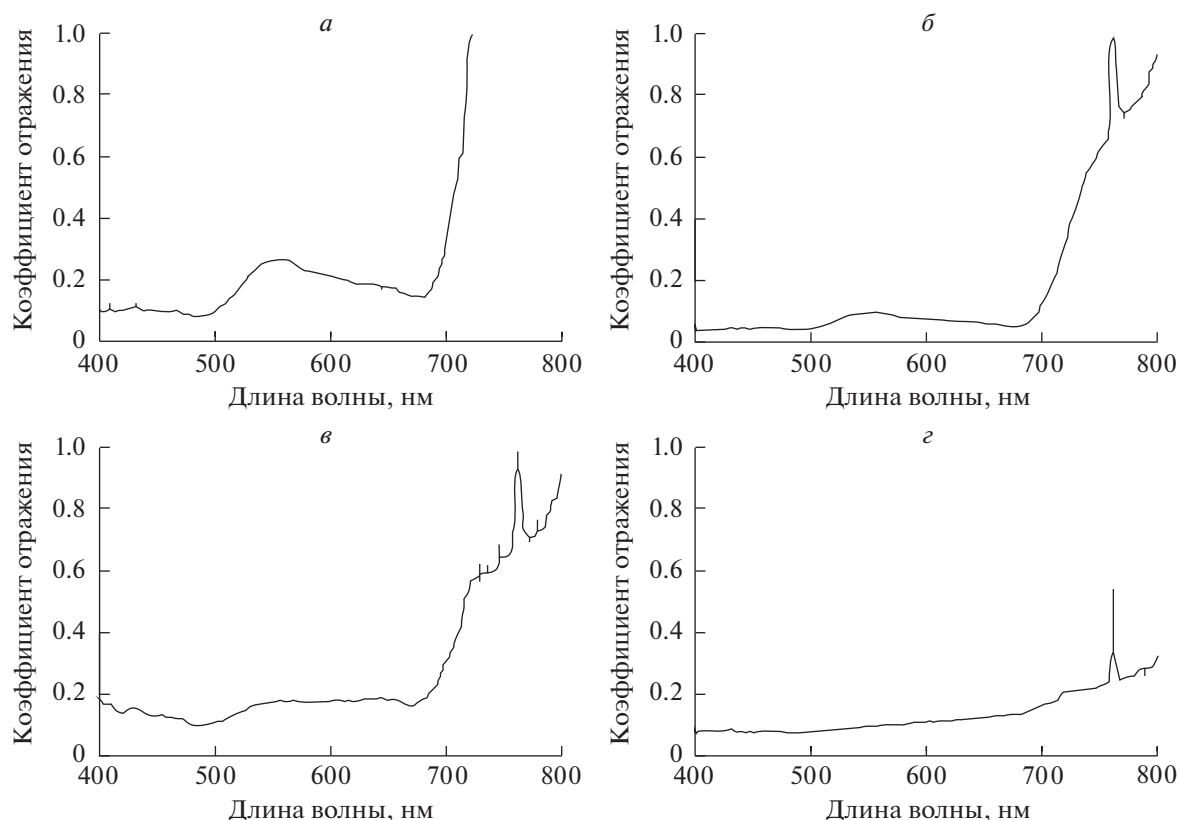


Рис. 1. Результаты спектрометрических измерений для одного из участков рапса озимого: а – 14.05.2015; б – 04.06.2015; в – 08.07.2015; з – 11.08.2015.

(Кравцов и др., 2015). Работы (получение исходных данных, проведение испытаний) проводились на опытных полях РУП “НПЦ НАН Беларуси по земледелию” Смолевичского района Минской области, расположенных в почвенно-климатических условиях, являющихся типичными для центральной зоны Республики Беларусь.

Цель работы – определение параметров уравнения (в виде степенной функции) прогноза урожайности сельскохозяйственных культур (пшеницы, ячменя, рапса – как озимых, так и яровых форм) для территории Республики Беларусь по данным ДЗЗ.

ПРОВЕДЕНИЕ СПЕКТРОМЕТРИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ

Для определения параметров уравнения прогноза урожайности на специально выделенных участках (размером около 2×2 м), представляющих исследуемые сельскохозяйственные культуры (пшеницу, ячмень, рапс – как озимые, так и яровые формы) в течение вегетационных сезонов 2014–2016 гг. с интервалом 6–11 дней проводились измерения с использованием спектрометра USB-650 компании “Ocean Optics” (рис. 1). Стан-

дартизация и точность спектрометрических измерений обеспечивались использованием справочной панели Spectralon® (Кравцов и др., 2017). На каждом из участков урожайность определялась путем ручных резки, обмолота, очистки, сушки (до значений показателей для хранения в зернохранилище) непосредственно перед проведением уборочных работ на поле, в пределах которого находились участки. Всего было выделено участков: пшеницы озимой – 47, пшеницы яровой – 10, ячменя озимого – 25, ячменя ярового – 22, рапса озимого – 35, рапса ярового – 47. На выделенных участках выращивались следующие сорта культур: пшеницы озимой – Августина, Ода; пшеницы яровой – Рассвет; ячменя озимого – Циндарелла; ячменя ярового – Атаман, Дзівосны, Радзіміч, Фэст; рапса озимого – Прогресс, Август, Александр, Геркулес F1; рапса ярового – Гедемин, Герцог, Прамень. Погодные условия вегетационных сезонов 2014 г. и 2015 г. были близки к среднестатистическим, тогда как в 2016 г. наблюдался длительный засушливый период.

Участки выбирались таким образом, чтобы максимально охватить диапазон изменения значений урожайности сельскохозяйственных куль-

тур: для пшеницы озимой диапазон значений урожайности на участках составил 27.1–82.4 ц/га, пшеницы яровой – 34.4–72.2 ц/га, ячменя озимого – 29.3–68.1 ц/га, ячменя ярового – 33.2–78.1 ц/га, рапса озимого – 11.1–34.4 ц/га, рапса ярового – 8.6–32.0 ц/га.

УРАВНЕНИЕ ПРОГНОЗА УРОЖАЙНОСТИ СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННЫХ КУЛЬТУР ПО ДАННЫМ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ЗЕМЛИ

Количество дней после прорастания. Для каждого участка регистрировались даты посева и прорастания, которые использовались для расчета количества дней от прорастания до измерений. При этом учитывались только способствующие росту дни GDD (Growing Degree Days, GDD). С этой целью для каждого дня рассчитывалось значение (Aula et al., 2021):

$$GDD = (T_{\min} + T_{\max})/2 - 4.4,$$

где GDD – значение способствующего росту дня; $T_{\min}, T_{\max}$ – минимальная и максимальная температуры дня, соответственно (°C).

Чтобы день считался способствующим росту соответствующее ему GDD должно быть больше 0.

Оценка урожайности в период вегетации INSEY (IN-Season Estimate of Yield, INSEY). Параметр рассчитывался делением измеренного на участке значения вегетационного индекса на количество дней от прорастания до измерений (Kumar et al., 2017; Aula et al., 2021):

$$INSEY = VI / DAE,$$

где INSEY – оценка урожайности в период вегетации; VI – значение вегетационного индекса; DAE – количество дней после прорастания с GDD более 0.

Прогноз урожайности. Взаимосвязь урожайности многих видов сельскохозяйственных культур со значением параметра INSEY достаточно хорошо описывается степенной функцией (Kumar et al., 2017):

$$GY = \alpha INSEY^{\beta},$$

где GY – прогнозируемая урожайность; α, β – коэффициенты аппроксимации.

ВЕГЕТАЦИОННЫЕ ИНДЕКСЫ, ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ В ИССЛЕДОВАНИИ ВЗАИМОСВЯЗИ УРОЖАЙНОСТИ СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННЫХ КУЛЬТУР СО ЗНАЧЕНИЕМ ПАРАМЕТРА INSEY

Несмотря на то, что диапазон измерений спектрометром USB-650 составлял 350–1000 нм (дискретность измерений 1 нм), адекватные измере-

ния находились в диапазоне 350–740 нм (рис. 1). В этой связи не оказалось возможным вычисление значений наиболее часто используемого как в исследованиях растительности, так и в аппаратуре дистанционного зондирования спектрального канала в ближней инфракрасной области спектра.

В результате исследовались следующие, вычисляемые по результатам спектрометрических измерений, вегетационные индексы (Zhou et al., 2019; Cao et al., 2021):

– *разностные нормализованные*: нормализованный разностный красный края/красный индекс NDRERI (Normalized Difference RedEdge/Red Index, NDRERI), нормализованный разностный красный края/зеленый индекс NDREGI (Normalized Difference RedEdge/Green Index, NDREGI);

– *относительные*: относительный красный края/красный индекс SRRER (Simple Ratio RedEdge/Red Index, SRRER), относительный красный края/зеленый индекс SRREG (Simple Ratio RedEdge/Green Index, SRREG).

Индекс NDRERI рассчитывается по формуле:

$$NDRERI_{(x,y)} = (I_{(x,y)}^{\text{RedEdge}} - I_{(x,y)}^{\text{Red}}) / (I_{(x,y)}^{\text{RedEdge}} + I_{(x,y)}^{\text{Red}}),$$

где $NDRERI_{(x,y)}$ – значение нормализованного разностного красного края/красного индекса в пикселе (x, y) изображения; $I_{(x,y)}^{\text{RedEdge}}$ – значение пикселя (x, y) изображения в канале, охватывающем область красного края; $I_{(x,y)}^{\text{Red}}$ – значение пикселя (x, y) изображения в канале, охватывающем красную область спектра.

Индекс NDREGI вычисляется как:

$$NDREGI_{(x,y)} = (I_{(x,y)}^{\text{RedEdge}} - I_{(x,y)}^{\text{Green}}) / (I_{(x,y)}^{\text{RedEdge}} + I_{(x,y)}^{\text{Green}}),$$

где $NDREGI_{(x,y)}$ – значение нормализованного разностного красного края/зеленого индекса в пикселе (x, y) изображения; $I_{(x,y)}^{\text{Green}}$ – значение пикселя (x, y) изображения в канале, охватывающем зеленую область спектра.

Индекс SRRER определен следующим образом:

$$SRRER_{(x,y)} = I_{x,y}^{\text{RedEdge}} / I_{x,y}^{\text{Red}},$$

где $SRRER_{(x,y)}$ – значение относительного красного края/красного индекса в пикселе (x, y) изображения.

Индекс SRREG вычисляется как:

$$SRREG_{(x,y)} = I_{(x,y)}^{\text{RedEdge}} / I_{(x,y)}^{\text{Green}},$$

где $SRREG_{(x,y)}$ – значение относительного красного края/зеленого индекса в пикселе (x, y) изображения.

Таблица 1. Значения коэффициентов аппроксимации зависимости урожайности сельскохозяйственных культур от значения параметра INSEY – индекс NDRERI (VBCH = 40, 50, 60)

Культура	Значение кода VBCH					
	40		50		60	
	α	β	α	β	α	β
Пшеница озимая	0.354762	−0.87685	0.300329	−0.90426	223.2	0.294
Пшеница яровая	1.071419	−0.65857	437.6114	0.349376	38 1467.1	1.462725
Ячмень озимый	12.34062	−0.23156	0.525191	−0.79822	28 656.79	1.044063
Ячмень яровой	4884.814	0.762304	27 799.91	1.029846	48 6030	1.511946
Рапс озимый	411.4661	0.50032	36 028.3	1.098221	26 865.46	1.021154
Рапс яровой	4530.961	0.772985	100 138.4	1.210054	33 362.59	1.05492

Таблица 2. Значения коэффициентов аппроксимации зависимости урожайности сельскохозяйственных культур от значения параметра INSEY – индекс NDRERI (VBCH = 70, 80, 90)

Культура	Значение кода VBCH					
	70		80		90	
	α	β	α	β	α	β
Пшеница озимая	139 287.9	1.307827	57 6978.1	1.541591	493 372.5	1.513113
Пшеница яровая	191 067	1.356314	339 791.3	1.447745	3440 320	1.824214
Ячмень озимый	38 592.22	1.085331	56 965.5	1.152874	333 576.1	1.44204
Ячмень яровой	102 487	1.247685	270 970.7	1.412255	382 066.6	1.474988
Рапс озимый	7785.074	0.844621	38 405.31	1.070296	23 922.59	1.021053
Рапс яровой	6146.724	0.814365	30 702.39	1.042758	119 316.4	1.234453

Результаты измерений спектрометра USB-650 адаптировались (путем усреднения) к параметрам каналов спутников серии Sentinel-2: 3 (зеленый, 542–577 нм), 4 (красный, 650–680 нм) и 5 (красного края, 697–712 нм), шириной 35, 30 и 15 нм соответственно.

РЕЗУЛЬТАТЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПАРАМЕТРОВ УРАВНЕНИЯ ПРОГНОЗА УРОЖАЙНОСТИ СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННЫХ КУЛЬТУР ПО ДАННЫМ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ЗЕМЛИ

Различие год от года погодных условий приводит к изменению как дат посева (и соответственно всходов), так и динамики развития растений. Поэтому параметры уравнения прогноза урожайности сельскохозяйственных культур определены на фиксированные значения кода развития растений VBCH (Biologische Bundesanstalt, Bundes-sortenamt und Chemische Industrie, VBCH) 40, 50, 60, 70, 80, 90 (Каленська и др., 2018) и ориентированы на спектральные каналы спутников серии Sentinel-2 (табл. 1–2, рис. 2). Поскольку по данным наземных спектрометрических измерений

наилучшие результаты прогноза урожайности исследованных видов сельскохозяйственных культур получены для индекса NDRERI (см. далее п. “Оценка точности уравнения прогноза урожайности сельскохозяйственных культур”), то и значения коэффициентов аппроксимации зависимости урожайности сельскохозяйственных культур от значения параметра INSEY приведены в табл. 1–2 для указанного индекса.

Оказалось, что значения урожайности всех сортов всех исследованных видов сельскохозяйственных культур сравнительно равномерно распределены относительно кривой уравнения прогноза урожайности при всех значениях кода VBCH (см., например, рис. 2) – какой-либо устойчивой взаимосвязи не наблюдалось. Это позволило определять параметры уравнения прогноза урожайности без учета сорта сельскохозяйственных культур.

ОЦЕНКА ТОЧНОСТИ УРАВНЕНИЯ ПРОГНОЗА УРОЖАЙНОСТИ СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННЫХ КУЛЬТУР

Оценка точности уравнения прогноза урожайности сельскохозяйственных культур проведена

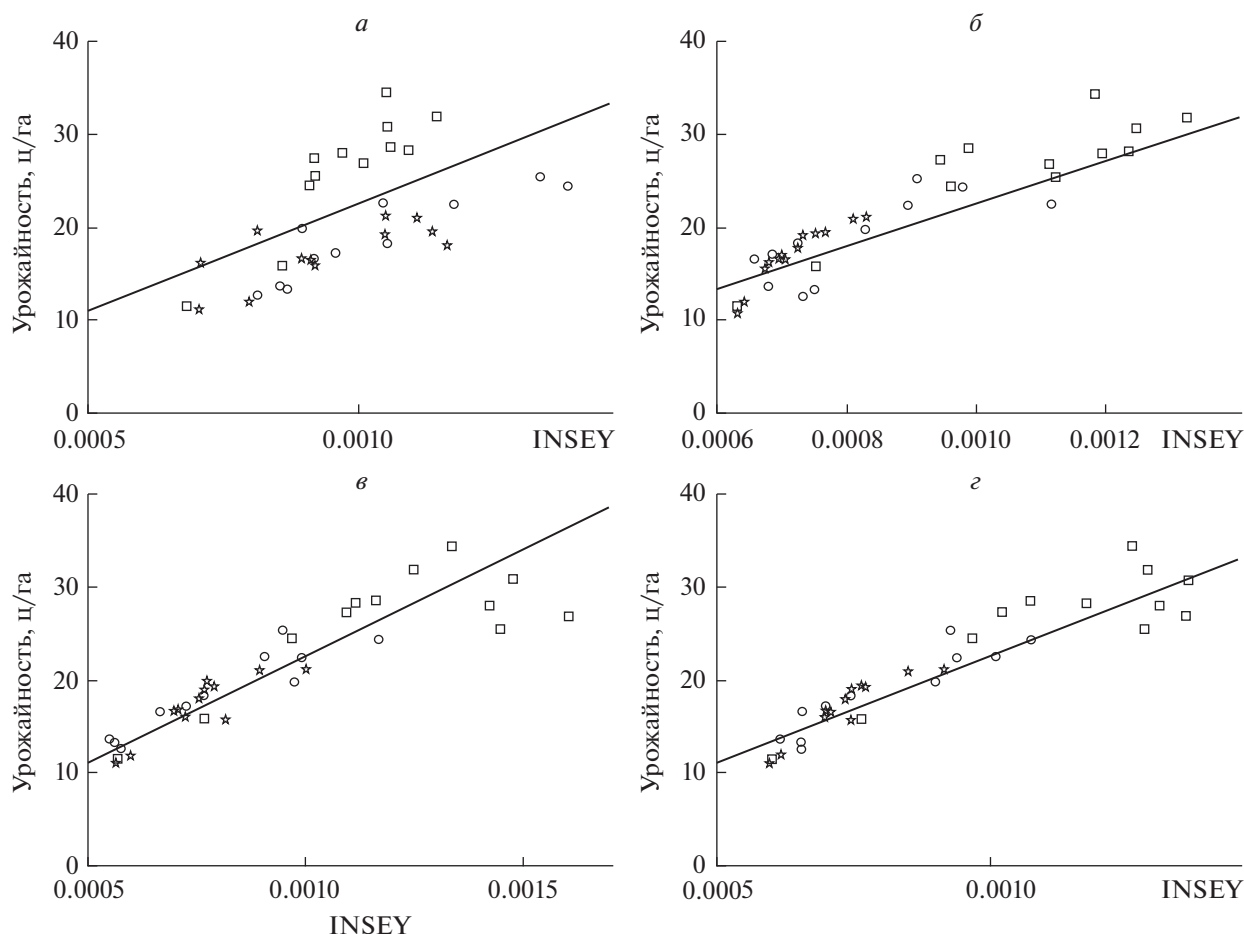


Рис. 2. Зависимость урожайности рапса озимого от значения параметра INSEY: а – BVCH = 50; б – BVCH = 60; в – BVCH = 70; г – BVCH = 80; ○ – сорт Август; ☆ – сорт Геркулес F1; □ – сорт Александр.

как по данным наземных спектрометрических измерений, так и по данным со спутников серии Sentinel-2 – по одному и по множеству участков.

Оценка точности уравнения прогноза урожайности по данным наземных спектрометрических измерений. Наилучшие результаты прогноза урожайности исследованных видов сельскохозяйственных культур получены для индекса NDRERI (табл. 3–4). Наблюдалась устойчивая взаимосвязь между его значениями и урожайностью всех сельскохозяйственных культур при всех значениях кода BVCH. Следует также отметить, что при $BVCH \geq 60$ взаимосвязь между фактическими и прогнозными значениями урожайности всех сельскохозяйственных культур близка к линейной – значение коэффициента корреляции составило более 0.75.

Для индекса NDRERI по данным наземных спектрометрических измерений средняя точность прогноза урожайности по одному участку оказалась не хуже ($BVCH \geq 60$): пшеницы озимой – 87.95%, пшеницы яровой – 88.41%, ячменя ози-

мого – 90.37%, ячменя ярового – 88.77%, рапса озимого – 87.39%, рапса ярового – 82.27% (табл. 3, 4). Для всех видов исследованных сельскохозяйственных культур наилучшим, с точки зрения достоверности прогноза (минимальные значения средней погрешности и среднеквадратического отклонения (СКО)), является прогноз урожайности в период $BVCH \approx 60–70$ – приблизительно за месяц до уборки урожая.

Оценка точности уравнения прогноза урожайности по данным со спутников серии Sentinel-2. Для оценки точности уравнения прогноза урожайности сельскохозяйственных культур также использовались прошедшие атмосферную коррекцию данные со спутников серии Sentinel-2 (спектральные каналы 542–577, 650–680 нм – пространственное разрешение 10 м и спектральный канал 697–712 нм – 20 м) за 03.07.2016 ($BVCH \geq 70$), 28.07.2017 ($BVCH \geq 80$) и 18.06.2019 ($BVCH \geq 70$). Заявленная погрешность восстановления коэффициента отражения поверхности земли не превышает: 2% (для коэффициента отражения менее

Таблица 3. Погрешность прогноза урожайности сельскохозяйственных культур по данным наземных спектрометрических измерений – по одному участку (ВВСН = 40, 50, 60)

Культура, индекс		Значение кода ВВСН											
		40				50				60			
		погрешность		СКО		погрешность		СКО		погрешность		СКО	
		ц/га	%	ц/га	%	ц/га	%	ц/га	%	ц/га	%	ц/га	%
Пшеница озимая	NDRERI	5.96	10.20	4.83	11.93	9.37	16.87	5.69	16.63	5.55	9.35	2.99	6.04
	NDREGI	8.67	16.74	7.75	24.87	8.21	18.13	6.56	25.69	8.72	16.91	7.16	24.88
	SRERER	11.55	19.27	6.81	15.90	10.40	17.83	7.56	19.52	12.67	23.61	8.99	17.19
	SRREG	13.80	23.24	9.40	19.07	11.99	19.17	8.41	14.06	13.68	26.37	9.35	21.20
Пшеница яровая	NDRERI	11.14	21.98	5.11	10.07	9.09	16.98	6.22	11.20	4.72	9.23	2.20	4.06
	NDREGI	11.52	23.75	7.28	18.19	12.80	25.67	7.46	15.11	13.68	27.60	6.17	13.72
	SRERER	16.39	34.73	11.94	29.22	11.23	24.36	4.83	15.20	13.71	26.26	9.75	16.29
	SRREG	14.81	31.56	11.45	29.80	14.28	28.48	7.56	17.72	15.37	32.77	10.82	27.96
Ячмень озимый	NDRERI	7.36	15.60	4.16	10.67	7.06	15.51	3.83	10.79	3.83	8.28	2.61	6.12
	NDREGI	5.72	12.23	4.74	11.32	7.30	12.35	5.78	16.04	7.08	16.03	5.30	15.30
	SRERER	11.80	26.15	7.03	18.34	10.75	24.08	6.64	17.66	10.10	24.09	9.49	29.85
	SRREG	10.92	26.00	8.81	28.00	10.88	25.48	8.22	25.60	8.51	19.21	6.06	15.94
Ячмень яровой	NDRERI	9.55	18.64	4.98	7.79	5.75	13.13	2.93	8.94	5.34	11.23	3.55	8.57
	NDREGI	12.40	25.69	6.64	16.73	13.55	27.12	6.83	14.28	12.79	25.80	6.72	14.64
	SRERER	14.03	30.86	9.11	23.53	17.43	36.72	10.98	27.28	12.87	26.90	10.02	24.54
	SRREG	18.23	39.29	9.28	24.63	16.52	36.09	9.82	26.68	16.16	34.60	9.97	27.05
Рапс озимый	NDRERI	4.76	22.66	3.18	10.93	4.71	24.26	2.09	12.17	2.45	12.41	1.62	7.43
	NDREGI	5.25	27.89	3.15	20.62	4.84	26.17	3.64	24.00	5.12	27.40	3.36	22.27
	SRERER	4.74	25.92	3.23	21.50	5.32	27.87	3.78	22.35	6.79	35.84	4.32	27.96
	SRREG	6.04	33.23	4.05	31.30	6.06	32.14	3.42	22.90	6.33	34.34	4.54	30.61
Рапс яровой	NDRERI	5.16	30.17	2.53	17.28	2.01	11.66	1.08	7.01	1.97	11.55	1.19	8.39
	NDREGI	7.10	43.96	3.81	32.69	6.73	42.49	4.61	38.29	6.32	38.39	4.67	35.28
	SRERER	5.76	32.66	5.06	32.07	5.49	35.31	4.39	36.38	6.49	39.59	4.05	34.85
	SRREG	6.71	41.10	4.13	32.95	6.44	38.92	4.41	31.77	6.10	39.11	4.39	37.77

10%) и 4% (для коэффициента отражения более 40%). Участки (поля) достаточного размера для их уверенного выделения на данных со спутников серии Sentinel-2 составляли лишь небольшую часть от посевных площадей РУП “НПЦ НАН Беларуси по земледелию” и были распределены среди исследованных видов сельскохозяйственных культур не равномерно. Поэтому с учетом высокой облачности на данных со спутников серии Sentinel-2 за 03.07.2016, 28.07.2017 и 18.06.2019 было выделено: пшеницы озимой – 22 участка, пшеницы яровой – 6 участков, ячменя озимого – 2 участка, ячменя ярового – 14 участков, рапса озимого – 17 участков, рапса ярового – 10 участков. На каждом из участков урожайность определялась по результатам уборки (зерноуборочным

комбайном), после очистки и сушки (до значений показателей для хранения в зернохранилище).

Поскольку по данным наземных спектрометрических измерений наилучшие результаты прогноза урожайности исследованных видов сельскохозяйственных культур получены для индекса NDRERI, то и точность прогноза урожайности по данным со спутников серии Sentinel-2 также оценивалась для указанного индекса. Средняя точность прогноза урожайности по одному участку (индекс NDRERI) составила: пшеницы озимой – 73.28%, пшеницы яровой – 71.25%, ячменя озимого – 88.02%, ячменя ярового – 77.44%, рапса озимого – 78.43%, рапса ярового – 75.89% (табл. 5).

Оценка точности прогноза урожайности по множеству участков. Зачастую важную роль играет прогноз урожайности сельскохозяйственных

Таблица 4. Погрешность прогноза урожайности сельскохозяйственных культур по данным наземных спектрометрических измерений – по одному участку (ВВСН = 70, 80, 90)

Культура, индекс		Значение кода ВВСН											
		70				80				90			
		Погрешность		СКО		Погрешность		СКО		Погрешность		СКО	
		ц/га	%	ц/га	%	ц/га	%	ц/га	%	ц/га	%	ц/га	%
Пшеница озимая	NDRERI	6.03	12.05	5.25	19.12	5.10	10.28	3.64	12.58	5.24	11.38	3.93	13.64
	NDREGI	8.91	17.01	7.52	24.12	10.94	21.69	7.65	22.84	15.90	32.09	9.51	25.83
	SRRER	13.13	22.04	9.91	23.27	11.97	20.68	9.20	16.57	12.69	27.04	10.50	30.51
	SRREG	15.02	24.66	9.24	16.70	13.24	23.67	7.38	14.90	15.93	47.00	8.84	25.69
Пшеница яровая	NDRERI	4.50	9.00	2.16	4.47	4.14	8.31	2.16	4.26	5.98	11.59	4.31	7.97
	NDREGI	12.76	25.69	7.40	15.81	11.52	24.06	7.23	16.57	15.67	32.55	10.08	24.19
	SRRER	17.48	36.66	8.70	21.72	14.70	28.20	7.98	13.87	11.16	20.59	6.80	9.85
	SRREG	14.72	31.69	8.45	24.25	10.77	22.05	7.43	16.68	14.60	29.47	7.33	14.98
Ячмень озимый	NDRERI	3.42	7.73	2.48	7.74	2.98	6.71	1.88	6.04	4.19	9.63	2.99	8.75
	NDREGI	7.40	16.59	5.28	15.04	7.38	16.47	5.61	15.43	12.20	28.34	8.51	27.66
	SRRER	10.61	24.38	8.52	23.62	12.31	28.12	8.64	25.65	12.27	28.17	8.41	26.49
	SRREG	10.15	22.54	7.29	20.37	10.47	23.82	7.29	20.79	14.92	33.27	8.40	23.87
Ячмень яровой	NDRERI	4.45	9.51	1.80	4.62	4.76	10.09	2.26	5.74	4.65	10.44	2.23	6.47
	NDREGI	10.84	21.86	7.26	15.83	12.14	24.06	7.01	14.98	14.68	30.24	9.46	19.35
	SRRER	17.84	38.24	9.48	23.85	15.21	32.74	9.89	24.66	17.42	33.98	10.61	19.91
	SRREG	16.83	34.99	8.09	17.91	20.29	43.15	11.22	26.45	15.81	34.88	9.82	27.17
Рапс озимый	NDRERI	2.25	10.21	1.91	6.73	1.92	9.32	1.36	5.42	2.28	12.61	1.47	7.31
	NDREGI	5.22	27.85	3.22	21.31	5.01	26.92	2.99	21.86	6.12	29.66	4.51	19.35
	SRRER	5.67	29.96	4.64	27.72	5.98	31.96	4.51	29.30	6.36	33.94	4.18	24.23
	SRREG	6.79	33.65	5.12	27.45	6.57	34.33	4.26	25.87	7.02	35.15	4.60	25.52
Рапс яровой	NDRERI	2.90	15.80	1.99	9.34	1.78	10.20	1.31	7.91	3.14	17.73	2.16	11.67
	NDREGI	6.38	41.24	4.95	41.76	6.86	42.21	4.62	38.17	5.89	36.53	4.36	37.06
	SRRER	6.19	38.26	4.35	34.27	6.48	40.72	4.61	38.78	6.64	44.45	4.75	45.19
	SRREG	6.52	43.42	5.04	45.31	6.09	37.92	4.20	35.34	7.06	43.40	4.65	35.34

Таблица 5. Погрешность прогноза урожайности сельскохозяйственных культур по данным со спутников серии Sentinel-2 – индекс NDRERI

Культура	По одному участку				По множеству участков			
	погрешность		СКО		погрешность (без учета площади участков)		погрешность (с учетом площади участков)	
	ц/га	%	ц/га	%	ц/га	%	ц/га	%
Пшеница озимая	10.35	26.72	7.86	29.98	2.70	5.70	1.34	3.09
Пшеница яровая	8.53	28.75	6.26	18.45	5.10	16.98	8.24	24.85
Ячмень озимый	5.60	11.98	1.10	0,435	5.60	12.04	5.37	11.94
Ячмень яровой	9.54	22.56	6.92	11.55	6.00	14.93	0.26	0.74
Рапс озимый	7.23	21.57	6.70	15.40	2.17	7.10	0.78	2.51
Рапс яровой	4.53	24.11	4.08	24.45	1.89	9.62	3.39	18.22

Таблица 6. Погрешность прогноза урожайности сельскохозяйственных культур по данным наземных спектрометрических измерений – по множеству участков

Культура	Значение кода ВВСН											
	40		50		60		70		80		90	
	ц/га	%	ц/га	%	ц/га	%	ц/га	%	ц/га	%	ц/га	%
Пшеница озимая	4.49	7.99	4.55	8.10	4.77	8.49	9.18	16.34	4.06	7.23	1.14	2.03
Пшеница яровая	0.98	1.84	2.39	4.50	0.02	0.038	1.90	3.57	0.92	1.73	0.28	0.53
Ячмень озимый	2.55	5.18	2.85	5.79	2.85	5.79	0.61	1.24	1.71	3.47	1.70	3.45
Ячмень яровой	0.41	0.80	3.64	7.09	1.59	3.10	0.96	1.87	1.24	2.42	2.28	4.44
Рапс озимый	1.92	9.24	1.27	6.11	1.29	6.21	0.07	0.34	0.69	3.32	0.58	2.79
Рапс яровой	0.10	0.53	0.14	0.74	0.11	0.58	0.19	1.01	0.16	0.85	0.17	0.90

культур не для одного участка (поля), а для множества участков области (например, для полей сельхозпредприятия). Точность прогноза урожайности сельскохозяйственных культур по множеству участков оценивалась как по данным наземных спектрометрических измерений, так и по данным со спутников серии Sentinel-2.

Фактическая урожайность сельскохозяйственных культур по множеству участков рассчитывалась следующим образом:

$$GY_{\text{факт}} = \sum_{i=1}^N GY_{\text{факт},i} / N,$$

$$GY_{\text{факт},S} = \sum_{i=1}^N GY_{\text{факт},i} S_i / \sum_{i=1}^N S_i,$$

где $GY_{\text{факт}}$, $GY_{\text{факт},S}$ – фактическая урожайность по множеству участков без учета и с учетом их площади, соответственно (ц/га); $GY_{\text{факт},i}$ – фактическая урожайность i -го участка (ц/га); S_i – площадь i -го участка (га); i – номер участка.

Прогнозируемая урожайность сельскохозяйственных культур по множеству участков рассчитывалась как:

$$GY_{\text{пр}} = \sum_{i=1}^N GY_{\text{пр},i} / N,$$

$$GY_{\text{пр},S} = \sum_{i=1}^N GY_{\text{пр},i} S_i / \sum_{i=1}^N S_i,$$

где $GY_{\text{пр}}$, $GY_{\text{пр},S}$ – прогнозируемая урожайность по множеству участков без учета и с учетом их площади, соответственно (ц/га); $GY_{\text{пр},i}$ – прогнозируемая урожайность для i -го участка (ц/га).

Площадь участков, использовавшихся для оценки точности прогноза урожайности сельскохозяйственных культур по множеству участков:

– по данным наземных спектрометрических измерений – была равной. Сами участки описаны в п. “Проведение спектрометрических измерений”;

– по данным со спутников серии Sentinel-2 – находилась в диапазоне для: пшеницы озимой 0.13–15.77 га (средняя – 3.18 га), пшеницы яровой – 0.70–3.45 га (средняя – 1.86 га), ячменя озимого – 1.64–2.56 га (средняя – 2.10 га), ячменя ярового – 0.15–14.12 га (средняя – 3.08 га), рапса озимого – 0.25–25.72 га (средняя – 3.88 га), рапса ярового – 0.17–2.71 га (средняя – 1.27 га). Средний размер участка составил 2.92 га.

Точность прогноза урожайности по множеству участков по данным наземных спектрометрических измерений ($ВВСН \geq 60$) оказалась не хуже (табл. 6): для пшеницы озимой – 83.66%, пшеницы яровой – 96.43%, ячменя озимого – 94.21%, ячменя ярового – 95.56%, рапса озимого – 93.79%, рапса ярового – 98.99%. Для данных же со спутников серии Sentinel-2 точность прогноза урожайности по множеству участков составила (без учета площади участков): для пшеницы озимой – 94.30%, пшеницы яровой – 83.02%, ячменя озимого – 87.96%, ячменя ярового – 85.07%, рапса озимого – 92.90%, рапса ярового – 90.38% (табл. 5). Таким образом, точность прогноза урожайности сельскохозяйственных культур значительно повышалась при переходе от одного участка к множеству.

В целом на точность прогноза урожайности исследованных сельскохозяйственных культур повлияли следующие факторы: выход значений урожайности за пределы диапазона выборки, на которой определялись параметры уравнения, по-

годные условия в течение сельскохозяйственного сезона, неполное соответствие индекса NDRERI объему биомассы, несоответствие между пространственным разрешением данных со спутников серии Sentinel-2 и размером участков (полей) — сложности в выборе “чистых” пикселей, облачное закрытие и тени облаков и др.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Определены параметры уравнения (использован статистический подход) прогноза урожайности сельскохозяйственных культур (пшеницы, ячменя, рапса — как озимых, так и яровых форм) для территории Республики Беларусь по данным ДЗЗ. Наилучшие результаты среди исследованных индексов получены при использовании индекса NDRERI. При этом не выявлено влияние сорта сельскохозяйственных культур на взаимосвязь урожайности и значений параметра INSEY при всех значениях кода ВВСН. Это позволило не учитывать сорт сельскохозяйственных культур при определении параметров уравнения прогноза урожайности. Кроме того, точность прогноза урожайности сельскохозяйственных культур значительно повышалась при переходе от одного участка к множеству (как по данным наземных спектрометрических измерений, так и по данным со спутников серии Sentinel-2). Увязка параметров уравнения прогноза урожайности со значением кода развития растений ВВСН позволила нивелировать влияние погодных условий на достоверность прогноза. Для всех видов исследованных сельскохозяйственных культур наилучшим, с точки зрения достоверности прогноза (минимальные значения средней погрешности и СКО), оказался период ВВСН $\approx 60-70$ — приблизительно за месяц до уборки урожая.

Таким образом, относительно простое уравнение в виде степенной функции с откалиброванными для условий Республики Беларусь параметрами позволяет получить достаточно достоверный прогноз урожайности сельскохозяйственных культур для множества участков (например, полей сельхозпредприятия). Вместе с тем, точность прогноза урожайности с использованием такого уравнения нельзя считать удовлетворительной, например, при определении дозы внесения минеральных удобрений в период вегетации, которое должно проводиться для каждого участка (поля) индивидуально. В этом случае достижение необходимой точности прогноза урожайности требует использования более сложного модельного подхода (например, применения таких широко используемых моделей как модель исследования продовольствия мира WOFOST (World Food Studies, WOFOST), или модель расчета влияния эрозии на продуктивность EPIC (Erosion-Productivity Impact Calculator, EPIC)).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Дринча В., Цыдендоржиев Б. Резервы снижения потерь зерна при хранении // Комбикорма. М.: 2010. № 7. С. 59–60.
- Каленська С.М., Присяжнюк О.І., Половинчук О.Ю., Новицька Н.В. Порівняльна характеристика шкал росту й розвитку зернових культур // Plant varieties studying and protection. Т. 14(4), 2018. С. 406–414. <https://doi.org/10.21498/2518-1017.14.4.2018.151906>
- Кравцов С.Л., Голубцов Д.В., Лепесевич Е.В., Лапаник С.А., Небышинец С.С. Разработка системы дистанционного мониторинга состояния сельскохозяйственных культур в масштабе отдельного хозяйства // Материалы Всероссийской научной конференции “Применение средств дистанционного зондирования Земли в сельском хозяйстве”. СПб.: ФГБНУ АФИ, 2015. С. 95–99.
- Кравцов С.Л., Привалов Ф.И., Голубцов Д.В., Холодинский В.В., Лапаник С.А., Гвоздов А.П., Лепесевич Е.В., Симченков Д.Г. Прогноз урожайности сельскохозяйственных культур на территории Республики Беларусь по данным дистанционного зондирования Земли // Материалы седьмого белорусского космического конгресса. 24–26 октября 2017. Т. 2. Минск: ОИПИ НАН Беларуси, 2017. С. 79–82.
- Кулагин Я.В. Возможность применения микро-газотурбинных установок для мобильных зерносушилок // Инновации в сельском хозяйстве. М.: 2013. № 2(4). С. 2–9.
- Шульц П. Баланс и использование питательных веществ из минеральных удобрений в современном сельском хозяйстве // Экономический рост Республики Беларусь: глобализация, инновационность, устойчивость: материалы XI Международной научно-практической конференции. 17 мая 2018. Минск: БГЭУ, 2018. С. 544–545.
- Aula L., Omara P., Nambi E., Oyebiyi F.B., Dhillon J.S., Eickhoff E., Carpenter J., Raun W.R. Active optical sensor measurements and weather variables for predicting winter wheat yield // Agronomy Journal. 2021. V. 113(3). P. 2742–2751. <https://doi.org/10.1002/AGJ2.20620>
- Cao X., Liu Y., Yu R., Han D., Su B. A comparison of UAV RGB and multispectral imaging in phenotyping for stay green of wheat population // Remote Sensing. 2021. V. 13(24): 5173. 21 p. <https://doi.org/10.3390/rs13245173>
- Kumar S., Karaliya S.K., Chaudhary S. Precision farming technologies towards enhancing productivity and sustainability of rice-wheat cropping system // International Journal of Current Microbiology and Applied Sciences. 2017. V. 6(3). P. 142–151. <https://doi.org/10.20546/ijcmas.2017.603.016>
- Zhou J., Yungbluth D., Vong C.N., Scaboo A., Zhou, J. Estimation of the maturity date of soybean breeding lines using UAV-based multispectral imagery // Remote Sensing. 2019. V. 11(18): 2075. 17 p. <https://doi.org/10.3390/rs11182075>

Determination of the Equation Parameters in the Form of a Power Function for Forecasting the Yield of Agricultural Crops in Belarus with Use of Earth Remote Sensing Data

S. L. Krautsou¹, F. I. Privalov², S. A. Pushkina¹, V. V. Kholodinsky², K. V. Lepiasevich¹,
D. V. Golubtsov¹, A. P. Gvozdo², and D. G. Simchenkov²

¹The State Scientific Institution “The United Institute of Informatics Problems of the National Academy of Sciences of Belarus”, Minsk, Belarus

²Republican unitary enterprise “Research and Practical Center of National Academy of Sciences of the Republic of Belarus for Arable Farming”, Zhodino, Belarus

The parameters of the equation for forecasting the yield of agricultural crops (wheat, barley, rape – both winter and spring) are determined according to the Earth’s remote sensing data for the territory of the Republic of Belarus. As an equation for forecasting the yield, a power function is considered that uses the value of the vegetation index as one of the input values. The equation parameters are determined (using a statistical approach) without taking into account the variety of agricultural crops for fixed values of the plant phenological development stages and are focused to the spectral channels of the Sentinel-2 series satellites. The normalized vegetation index, using the spectral channels of the red edge and red spectral bands, turned out to be the best. When using this vegetation index a stable interrelation between the values of the index and the yield of all types of crops for all values of the plant phenological development stages was observed. Accuracy of the crops yield forecast equations was estimated both according to ground-based measurements and to atmospheric corrected data from Sentinel-2 series satellites: by one and multiple sites. The average accuracy of the crops yield forecast was considerably higher when many sites are considered.

Keywords: forecast, yield, crop, parameters, equations, accuracy, data of remote sensing of Earth

REFERENCES

- Aula L., Omara P., Nambi E., Oyebiyi F.B., Dhillon J.S., Eickhoff E., Carpenter J., Raun W.R. Active optical sensor measurements and weather variables for predicting winter wheat yield // *Agronomy J.* 2021. V. 113(3). P. 2742–2751. <https://doi.org/10.1002/AGJ2.20620>
- Cao X., Liu Y., Yu R., Han D., Su B. A comparison of UAV RGB and multispectral imaging in phenotyping for stay green of wheat population // *Remote Sensing.* 2021. V. 13(24). 21 p. <https://doi.org/10.3390/rs13245173>.
- Drincha V., Tsyndendorzhiev B. Rezervy snizheniya poter' zerna pri khraneni. *Kombikorma*, Moscow, 2010. № 7. P. 59–60. (In Russian).
- Kalens'ka S.M., Prisyazhnyuk O.I., Polovinchuk O.YU., Novic'ka N.V. Porivnyal'na harakteristika shkal rostu j rozvitku zernovih kul'tur. Plant varieties studying and protection. T. 14(4). 2018. P. 406–414. (In Ukraine). <https://doi.org/10.21498/2518-1017.14.4.2018.151906>
- Kravtsov S.L., Golubtsov D.V., Lepesevich E.V., Lapanik S.A., Nebyshinets S.S. Razrabotka sistemy distantsionnogo monitoringa sostoyaniya sel'skokhozyaistvennykh kul'tur v masshtabe otdel'nogo khozyaistva. Materialy Vserossiiskoi nauchnoi konferentsii “Primenenie sredstv distantsionnogo zondirovaniya Zemli v sel'skom khozyaistve”. SPb.: FGB-NU AFI, 2015. P. 95–99. (In Russian).
- Kravtsov S.L., Privalov F.I., Golubtsov D.V., Kholodinsky V.V., Lapanik S.A., Gvozdo A.P., Lepesevich E.V., Simchenkov D.G. Prognoz urozhajnosti sel'skohozyajstvennykh kul'tur na territorii Respubliki Belarus' po dannym distantsionnogo zondirovaniya Zemli // Materialy sed'mogo belorusskogo kosmicheskogo kongressa. V. 2. 24–26 October 2017. Minsk: OIPI NAN Belarusi, P. 79–82. (In Russian).
- Kulagin YA.V. Vozmozhnost' primeneniya mikro-gazoturbinnnykh ustanovok dlya mobil'nykh zernosushilok // *Innovacii v sel'skom khozyajstve*. Moscow: 2013. № 2(4). P. 2–9.
- Kumar S., Karaliya S.K., Chaudhary S. Precision farming technologies towards enhancing productivity and sustainability of rice-wheat cropping system // *International Journal of Current Microbiology and Applied Sciences.* 2017. V. 6(3). P. 142–151. <https://doi.org/10.20546/ijcmas.2017.603.016>.
- SHul'c P. Balans i ispol'zovanie pitatel'nykh veshchestv iz mineral'nykh udobrenij v sovremennom sel'skom khozyajstve // *Ekonomicheskij rost Respubliki Belarus': globalizaciya, innovacionnost', ustojchivost': materialy XI Mezhdunarodnoj nauchno-prakticheskoy konferencii.* 17 May 2018. Minsk: BGEU, 2018. P. 544–545.
- Zhou J., Yungbluth D., Vong C.N., Scaboo A., Zhou, J. Estimation of the maturity date of soybean breeding lines using UAV-based multispectral imagery // *Remote Sensing.* 2019. V. 11(18). 17 p. <https://doi.org/10.3390/rs11182075>.

**ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ
ИССЛЕДОВАНИЯ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА**

**ОТРАЖЕНИЕ СФЕРИЧЕСКОЙ ВОЛНЫ ОТ ДВУХСЛОЙНОЙ СРЕДЫ
И БИСТАТИЧЕСКОЕ МИКРОВОЛНОВОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ
ЛЕДОВОГО ПОКРОВА ОЗЕРА БАЙКАЛ**

© 2022 г. **П. Н. Дагуров^а**, А. В. Дмитриев^{а, *}, С. И. Добрынин^а,
Т. Н. Чимитдоржиев^а, А. К. Балтухаев^а

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

*E-mail: dav@ipms.bscnet.ru

Поступила в редакцию 09.09.2022 г.

Разработан метод расчета коэффициента отражения сферической волны от двухслойной среды с плоскими границами раздела. Использован лучевой подход и поле находится путем суммирования волн, испытавших различное число преломлений и отражений. Установлено, что учет сферичности волны необходим при произвольном соотношении между высотой источника над слоем и толщиной слоя. Приведены результаты натурного исследования отражения микроволн L-диапазона от ледового покрова озера Байкал. Показано, что между расчетными и экспериментальными данными наблюдается хорошее согласие.

Ключевые слова: сферическая электромагнитная волна, слоистая среда, отражение, ледовый покров

DOI: 10.31857/S0205961422060057

ВВЕДЕНИЕ

В связи с современными климатическими флуктуациями все более возрастает актуальность методов дистанционного мониторинга окружающей среды и чрезвычайных ситуаций (Бондур и др., 2021; Bondur et al., 2021; Bondur et al., 2022). При этом отмечается общемировая тенденция по увеличению спутниковых радиолокационных систем мониторинга, что связано с возможностью выполнения съемки в любое время суток и практически при любой погоде, а также с высокой проникающей способностью волн микроволнового диапазона. Однако земные покровы неоднородны и с той или иной степенью точности их можно считать слоистыми. Поэтому возникает задача учета этой слоистости для почвы (Дагуров и др., 2012; Дагуров и др., 2016), снега (Dagurov et al., 2020; Nievinski, Larson, 2014; Rees, 2006), льда (Бордонский и др., 2011; Rees, 2006). Общие вопросы взаимодействия волн со слоистыми средами рассмотрены в монографиях (Бреховских, 1973; Борн, Вольф, 1973). Наиболее простым вариантом слоистой среды является двухслойная среда в виде однородного плоского слоя конечной толщины, лежащего на однородном полупространстве. Для отражения плоской волны от такой двухслойной структуры существует известное решение, основанное на суммировании всех волн, испытавших отражения. Обычно это решение и используется в различных задачах, связан-

ных с взаимодействием волн с двухслойной средой. Для сферической волны подобное геометрическое решение в литературе не обнаружено.

Цель работы заключается в нахождении выражения для коэффициента отражения сферических волн от двухслойной среды в приближении геометрической оптики и экспериментальной проверке расчетно-теоретических результатов.

**МОДЕЛИРОВАНИЕ ОТРАЖЕНИЯ
СФЕРИЧЕСКОЙ ВОЛНЫ
ОТ ДВУХСЛОЙНОЙ СРЕДЫ**

Геометрия задачи показана на рис. 1. В точке A в среде 1 в воздухе ($\epsilon_1 = 1$) на высоте h_A над поверхностью слоя расположен точечный источник монохроматических волн с комплексной амплитудой $\exp(ikr)/r$ (k – волновое число, r – расстояние от источника). В точке B на высоте h_B находится приемник излучения. Расстояние между антеннами вдоль верхней границы раздела равно d . Двухслойная среда образована диэлектрическим плоским слоем 2 с диэлектрической проницаемостью ϵ_2 толщиной b , лежащим на полупространстве 3 с диэлектрической проницаемостью ϵ_3 .

Найдем коэффициент отражения от двухслойной среды. Будем полагать, что выполняется условие $h_A, h_B \gg \lambda$ (λ – длина волны) и используем лучевой подход. По аналогии с решением для плоской волны представим поле отраженной вол-

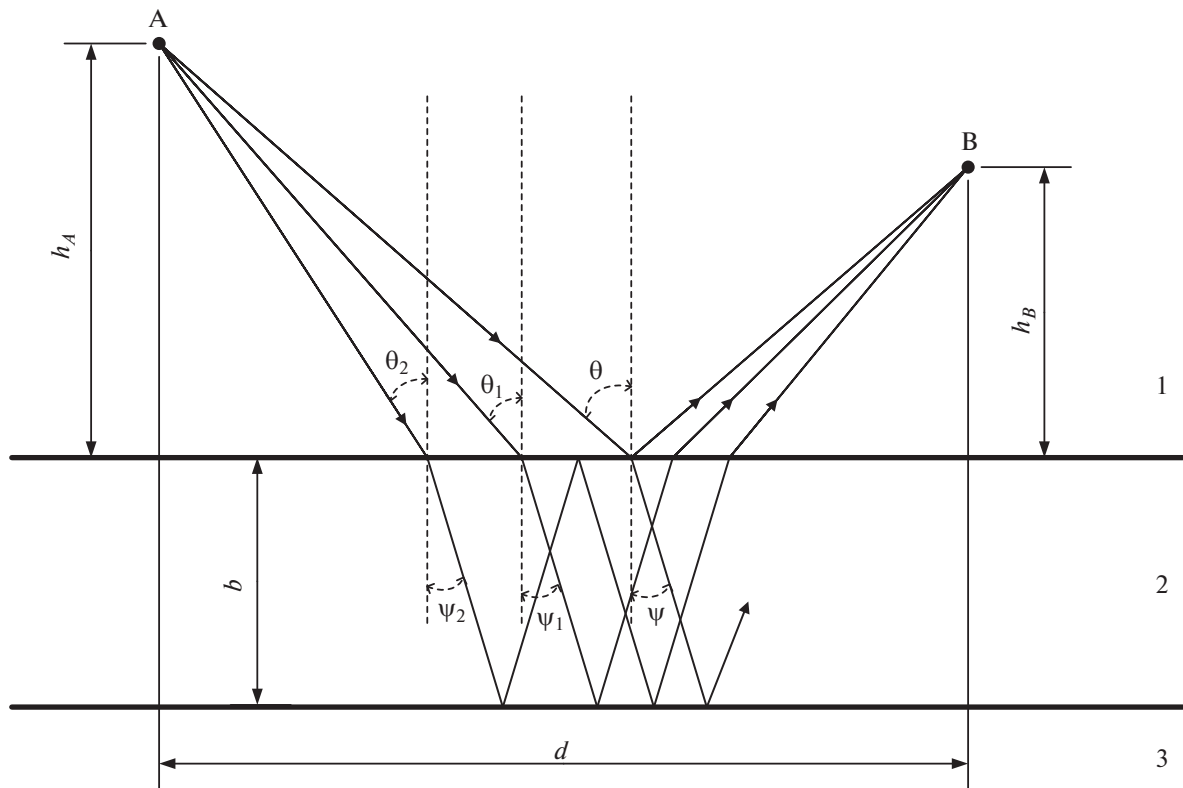


Рис. 1. Геометрия задачи об отражении сферической волны от двухслойной среды.

ны в точке наблюдения в виде суммы всех волн, испытавших различное число отражений и преломлений. На рис. 1 показаны три волны: волна, отраженная от верхней границы 12 между средами 1 и 2; волна, прошедшая (преломившаяся) в слой через границу 12, отразившаяся от нижней границы 23 и затем прошедшая границу 21; волна, прошедшая в слой и вышедшая из него после двух отражений от нижней границы и одного отражения от верхней границы. В отличие от плоской волны углы падения и, соответственно, преломления для разных волн в слое, а также и амплитуды этих волн имеют различные значения, что не позволяет суммировать волны простым способом, используя свойства геометрической прогрессии (Бреховских, 1973; Борн, Вольф, 1973).

Расстояние r_0 , которое проходит волна, отраженная от верхней границы раздела под углом θ и сам угол θ , определяются соотношениями

$$r_0 = \frac{h_A + h_B}{\cos \theta}, \quad \theta = \arctg \frac{d}{h_A + h_B}. \quad (1)$$

Найдем угол θ_j , под которым на слой падает j -ая волна, проходящая в слой и испытывающая затем j отражений от нижней границы слоя и $(j-1)$ отражений от верхней границы. Из геометрии задачи и закона Снеллиуса, связывающего угол падения θ_j и угол преломления ψ_j для j -ой волны,

получим уравнения для определения θ_j , которые решаются численно,

$$(h_A + h_B) \operatorname{tg} \theta_j + 2bj \operatorname{tg} \psi_j = (h_A + h_B) \operatorname{tg} \theta, \quad (2)$$

$$\psi_j = \arcsin \frac{\sin \theta_j}{\sqrt{\epsilon_2}}.$$

Расстояние r_j , пройденное рассматриваемой волной от точки A до точки B является суммой расстояний, пройденных волной в средах 1 и 2, а ее фаза φ_j определяется из соотношения

$$\varphi_j = k \left(\frac{h_A + h_B}{\cos \theta_j} + \frac{2jb\sqrt{\epsilon_2}}{\cos \psi_j} \right). \quad (3)$$

Поле j -ой волны имеет вид

$$E_j = T_{12j}(R_{23j})^j(R_{21j})^{j-1}T_{21j} \frac{\exp(j\varphi_j)}{r_{je}}, \quad (4)$$

где T_{12j} и T_{21j} — коэффициенты прохождения волны из первой среды во вторую, и из второй среды в первую, соответственно; R_{21j} и R_{23j} — коэффициенты отражения волны в слое 2 от первой среды и третьей среды, соответственно.

В формуле (4) через r_{je} обозначено эквивалентное расстояние, которое отличается от геометрического расстояния, пройденного j -ой волной. В монографии (Борн, Вольф, 1973) в приближении геометрической оптики получено выражение для амплитуды преломленной сферической волны в среде 2, которое можно представить в виде

$$|E| = \frac{1}{r_1} \sqrt{\frac{h_1 \operatorname{tg} \alpha_1}{h_1 \operatorname{tg} \alpha_1 + h_2 \operatorname{tg} \alpha_2} \frac{h_1}{h_1 + \frac{h_2}{\sqrt{\epsilon_2}} \left(\frac{\cos \alpha_1}{\cos \alpha_2} \right)^3}} |T_{12}|. \quad (5)$$

В формуле (5) r_1 — расстояние от источника до точки входа луча в среду 2; h_1, h_2 — расстояния от источника и точки наблюдения во второй среде

до поверхности раздела, соответственно; α_1, α_2 — углы падения и преломления.

Обобщение формулы (5) с помощью метода зеркальных изображений на случай отражения от двухслойной среды, приводит к следующему выражению для эквивалентного расстояния

$$r_{je} = \frac{h_A}{\cos \theta_j} \sqrt{\frac{(h_A + h_B) \operatorname{tg} \theta_j + 2jb \operatorname{tg} \psi_j}{h_A \operatorname{tg} \theta_j} \frac{h_A + h_B + \frac{2jb}{\sqrt{\epsilon_2}} \left(\frac{\cos \theta_j}{\cos \psi_j} \right)^3}{h_A}}. \quad (6)$$

Учитывая, что $h_A, h_B \gg \lambda$, далее в качестве коэффициентов отражения и прохождения через границу двух однородных сред будем использовать коэффициенты Френеля.

Коэффициенты отражения и прохождения в (4) согласно граничным условиям связаны соотношениями

$$T_{12j} = 1 + R_{12j}, \quad T_{21j} = 1 + R_{21j}, \quad R_{21j} = -R_{12j}.$$

Поле волны, отраженной от границы раздела сред 1 и 2 с коэффициентом отражения R_{12} , имеет вид

$$E_0 = R_{12} \frac{\exp(ikr_0)}{r_0}. \quad (7)$$

Используя соотношения (4) и (7), получим результирующий коэффициент отражения

$$R = \frac{E_0 + \sum_1^{\infty} E_j}{\exp(ikr_0)/r_0}. \quad (8)$$

Анализ показывает, что при удалении источника или приемника от границы раздела выражение (8) переходит в известную формулу для коэффициента отражения для плоской волны

$$R = \frac{R_{12} + R_{23} \exp(2ik\sqrt{\epsilon_2} \cos \psi)}{1 + R_{12} R_{23} \exp(2ik\sqrt{\epsilon_2} \cos \psi)}. \quad (9)$$

Действительно, расчеты по формуле (8) показывают, что при большой высоте излучателя или приемника над поверхностью слоя по сравнению с толщиной слоя результаты для сферической волны совпадают с результатами для плоской волны. Однако, если высоты и толщина одного порядка, то использование формулы для плоской волны приводит к существенным ошибкам в определении коэффициента отражения. Отметим, что в формулах (8) и (9) поляризация излучения учтена в коэффициентах отражения R_{12} и R_{23} .

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ.

Для экспериментальной проверки теоретической модели и сравнения с результатами расчета

были проведены измерения отражения микроволн от ледового покрова озера Байкал. Предварительно толщина льда определялась с помощью бурения, ее величина составила 1.01 м. В эксперименте в качестве передающей и приемной антенн использовались измерительные рупорные антенны Пб-23А с раскрытиями 0.345×0.260 м. Центры раскрытий передающей и приемной антенн были установлены на высоте 1.6 м над поверхностью льда. Антенны были направлены на точку зеркального отражения от льда, т.е. измерительный комплекс представлял собой бистатический скаттерометр. Измерения проводились на частоте 1.78 ГГц. На данной частоте расстояние дальней зоны составляет 1.4 м, т.е. антенны находились в дальней зоне относительно друг друга. Развязка между уровнями измеряемой отраженной волны и прямой волны за счет диаграмм направленности антенн составляла не менее 30 дБ. Изменение угла падения производилось путем изменения расстояния между антеннами. Ширина диаграммы направленности составляла 25° .

На рис. 2 приведены экспериментальные и расчетные зависимости коэффициента отражения микроволн R от угла падения в диапазоне углов θ от 30 до 45° , полученные на частоте 1.78 ГГц при горизонтальной (ГП) и вертикальной (ВП) поляризациях. Измеренные значения показаны квадратами и треугольниками. При расчетах байкальский лед считался диэлектриком с диэлектрической проницаемостью 3.17 (Hoekstra, Delaney, 1974), мнимая часть комплексной диэлектрической проницаемости не учитывалась, поскольку она меньше 10^{-4} ; комплексная диэлектрическая проницаемость воды принималась равной $80 + i20$ (Hoekstra, Delaney, 1974). Расчеты проводились с учетом направленности антенн. Основной лепесток диаграммы направленности аппроксимировался гауссоидой. Расчеты показали, что результаты, полученные для направленной и ненаправленной антенн совпадают с графической точностью. Это объясняется следующим. Амплитуды j -ых волн быстро уменьшаются с увеличением значения j за счет увеличения пройденного волной расстояния

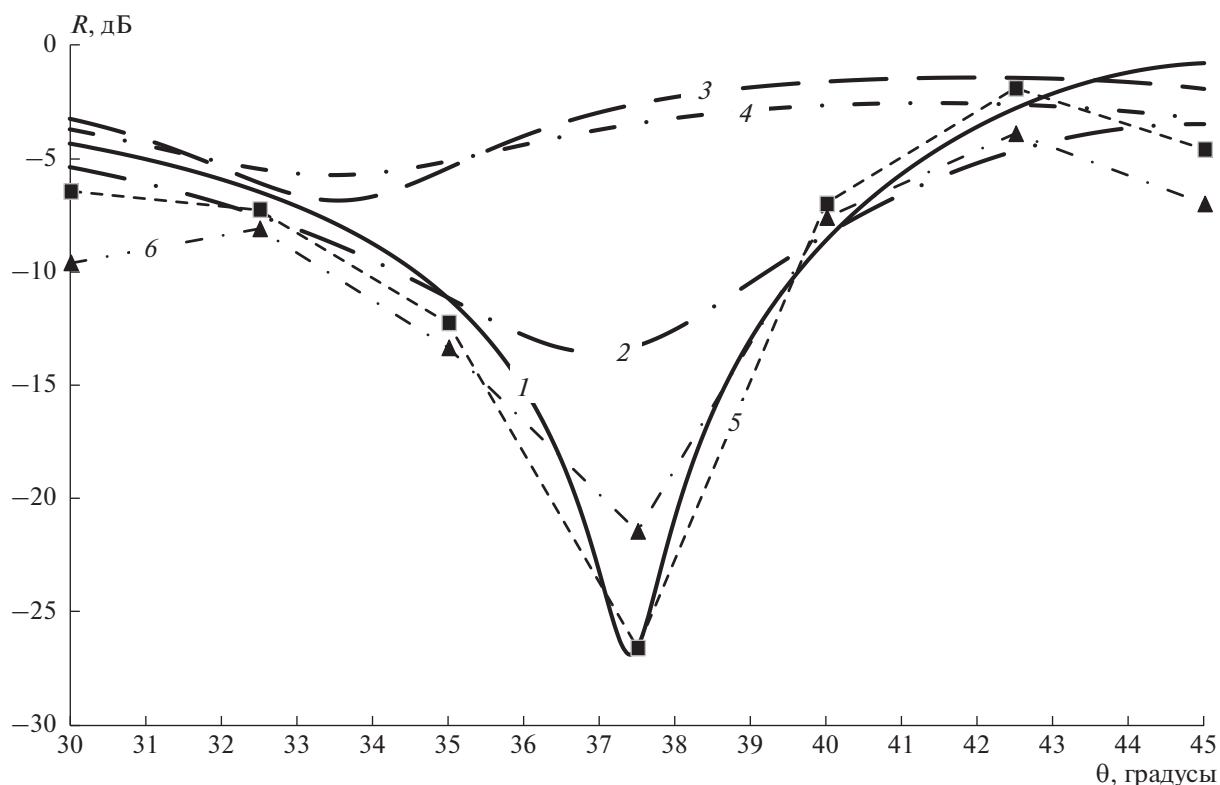


Рис. 2. Зависимости коэффициента отражения R от угла падения. 1 — ГП, 2 — ВП, сферическая волна (расчет); 3 — ГП, 4 — ВП, плоская волна (расчет); 5 — ГП, 6 — ВП, эксперимент.

и числа преломлений и отражений, поэтому учет даже одного члена в сумме формулы (8) обеспечивает достаточную точность вычислений. При угле падения $\theta = 30^\circ$ вычисленные значения углов θ_j составили: $\theta_1 = 23.5^\circ$, $\theta_2 = 19.1^\circ$, $\theta_3 = 16.0^\circ$; при $\theta = 45^\circ$ — $\theta_1 = 37.7^\circ$, $\theta_2 = 31.7^\circ$, $\theta_3 = 27.0^\circ$. Отсюда следует, что направления падения на лед волн E_1 (угол падения θ_1) не выходили за пределы ширины диаграммы направленности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Экспериментальные результаты, приведенные на рис. 2, показывают существенную зависимость коэффициента отражения от угла падения, связанную с изменением условий интерференции для отраженной и преломленно-отраженных волн при изменении угла падения. В целом из представленных результатов можно сделать вывод об удовлетворительном согласии расчетных и экспериментальных данных, тогда как расчеты с использованием коэффициента отражения для плоской волны значительно отличаются. Некоторое расхождение расчетных и экспериментальных данных можно объяснить возможным влиянием неровности границ ледовой поверхности и связью антенн за счет бокового излучения вдоль прямой линии, соединяющей апертуры антенн.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках государственного задания Института физического материаловедения СО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бреховских Л.М. Волны в слоистых средах. Москва: Наука, 1973. 344 с.
- Бондур В.Г., Воронова О.С., Гордо К.А., Зима А.Л. Космический мониторинг изменчивости площадей природных пожаров и эмиссий вредных примесей в атмосферу на территории различных регионов России за 20-летний период // Докл. РАН. Науки О Земле. 2021. Т. 500. № 2. С. 216–222. <https://doi.org/10.31857/S2686739721100042>
- Бордонский Г.С., Гурулев А.А., Крылов С.Д., Орлов А.О., Цыренжапов С.В. Поляризационные аномалии микроволнового излучения и добавочные электромагнитные волны в деформируемых ледяных покровах // Журн. Технической Физики. 2011. Т. 81. № 9.
- Борн М., Вольф Э. Основы оптики. М.: Наука, 1973. 720 с.
- Дагуров П.Н., Дмитриев А.В., Дымбрылов Ж.Б., Чимитдоржиев Т.Н. Влияние слоистой структуры влажности почвы на работу интерферометрических радиолокаторов с синтезированной апертурой // Изв. Высших Учебных Заведений. Физика. 2012. Т. 55. № 8–2. С. 265–267.
- Дагуров П.Н., Дмитриев А.В., Добрынин С.И., Захаров А.И., Чимитдоржиев Т.Н. Радиолокационная интерферометрия сезонных деформаций почвы и фазовая модель обратного рассеяния микроволн двухслойной средой с

шероховатыми границами // Оптика атмосферы и океана. 2016. Т. 29. № 7. С. 585–591.

<https://doi.org/10.15372/AOO20160709>

Bondur V., Chimitdorzhiev T., Dmitriev A., Dagurov P. Fusion of SAR Interferometry and Polarimetry Methods for Landslide Reactivation Study, the Bureya River (Russia) Event Case Study // Remote Sensing. 2021. V. 13. № 24. P. 5136.

<https://doi.org/10.3390/rs13245136>

Bondur V., Chimitdorzhiev T., Kirbizhekova I., Dmitriev A. Estimation of Postfire Reforestation with SAR Polarimetry and NDVI Time Series // Forests. 2022. V. 13. № 5. P. 814.

<https://doi.org/10.3390/f13050814>

Dagurov P.N., Chimitdorzhiev T.N., Dmitriev A.V., Dobrynin S.I. Estimation of snow water equivalent from L-band radar in-

terferometry: simulation and experiment // Int. J. Remote Sens. 2020. V. 41. № 24. P. 9328–9359.

<https://doi.org/10.1080/01431161.2020.1798551>

Hoekstra P., Delaney A. Dielectric properties of soils at UHF and microwave frequencies // J. Geophys. Res. (1896–1977). 1974. V. 79. № 11. P. 1699–1708.

<https://doi.org/10.1029/JB079i011p01699>

Nievenski F. G., Larson K. M. Inverse Modeling of GPS Multipath for Snow Depth Estimation—Part II: Application and Validation // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 2014. V. 52. № 10. P. 6564–6573.

<https://doi.org/10.1109/TGRS.2013.2297688>

Rees G. Remote sensing of snow and ice. Boca Raton: Taylor & Francis, 2006. 285 p.

Spherical Wave Reflection from a Two-Layer Medium and Bistatic Microwave Sounding of the Lake Baikal Ice Cover

P. N. Dagurov¹, A. V. Dmitriev¹, S. I. Dobrynin¹, T. N. Chimitdorzhiev¹, and A. K. Baltukhaev¹

¹Institute of Physical Materials Science SB RAS, Ulan-Ude, Russia

A method for calculating the reflection coefficient of a spherical wave from a two-layer medium with flat interface boundaries has been developed. The geometrical optics approach is used and the field is found by summing waves that have experienced a different number of refractions and reflections. It is established that taking into account the sphericity of the wave is necessary for an arbitrary ratio between the height of the source above the layer and the thickness of the layer. The results of a field study are presented of the reflection of L-band microwaves from the ice cover of Lake Baikal. It is shown that there is a good agreement between the calculated and experimental results.

Keywords: spherical electromagnetic wave, layered medium, reflection, ice cover

REFERENCES

Brekhovskikh L. M. Volny v sloistyykh sredakh (Waves in layered media). Moskva: Nauka, 1973. 344 p. (In Russian)

Bondur V.G., Voronova O.S., Gordo K.A., Zima A.L. Kosmicheskii monitoring izmenchivosti ploschadei prirodnykh pozharov i emissii vrednykh primesei v atmosferu na territorii razlichnykh regionov Rossii za 20-letnii period (Satellite monitoring of variability of wildfire areas and harmful trace gas emissions into the atmosphere for various regions of Russia over a 20-year period) // Doklady RAS. Earth Sciences. 2021. V. 500. № 2. P. 216–222. (In Russian).

<https://doi.org/10.31857/S2686739721100042>

Bordonskii G.S., Gurulev A.A., Krylov S.D., Orlov A.O., Tsyrenzhapov S.V. Poliarizatsionnye anomalii mikrovolnovo izlucheniya i dobavochnye elektromagnitnye volny v deformiruemykh ledyanykh pokrovakh (Polarization anomalies of microwave radiation and additional electromagnetic waves in deformable ice covers) // Zhurnal Tekhnicheskoi Fiziki. 2011. V. 81. № 9. P. 93–99. (In Russian).

Born M., Wolf E. Principles of Optics. Sixth Edition. Pergamon Press, 2013. 836 p.

Dagurov P.N., Dmitriev A.V., Dymbrylov Zh.B., Chimitdorzhiev T.N. Vliyanie sloistoi struktury vlazhnosti pochvy na rabotu interferometricheskikh radiolokatorov s sintezirovannoi aperturoi (The effect of the layered structure of soil moisture on the operation of interferometric radars with synthesized aperture) // Izvestiya Vysshikh Uchebnykh Zavedenii. Fizika. 2012. V. 55. № 8–2. P. 265–267. (In Russian).

Dagurov P.N., Dmitriev A.V., Dobrynin S.I., Zakharov A.I., Chimitdorzhiev T.N. Radiolokatsionnaya interferometriya sezonnykh deformatsii pochvy i fazovaya model' obratnogo

rasseyaniya mikrovoln dvukhsloinnoi sredoi s sherokhovatyimi granitsami (Radar interferometry of the soil's seasonal deformations and the phase model of backscattering of microwaves by a two-layer medium with rough boundaries) // Optika atmosfery i okeana. 2016. V. 29. № 7. P. 585–591. (In Russian).

<https://doi.org/10.15372/AOO20160709>

Bondur V., Chimitdorzhiev T., Dmitriev A., Dagurov P. Fusion of SAR Interferometry and Polarimetry Methods for Landslide Reactivation Study, the Bureya River (Russia) Event Case Study // Remote Sensing. 2021. V. 13. № 24. P. 5136.

<https://doi.org/10.3390/rs13245136>

Bondur V., Chimitdorzhiev T., Kirbizhekova I., Dmitriev A. Estimation of Postfire Reforestation with SAR Polarimetry and NDVI Time Series // Forests. 2022. V. 13. № 5. P. 814.

<https://doi.org/10.3390/f13050814>

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 // Int. J. Remote Sens. 2020. V. 41. № 24. P. 9328–9359.

<https://doi.org/10.1080/01431161.2020.1798551>

Hoekstra P., Delaney A. Dielectric properties of soils at UHF and microwave frequencies // J. Geophys. Res. (1896–1977). 1974. V. 79. № 11. P. 1699–1708.

<https://doi.org/10.1029/JB079i011p01699>

Nievenski F.G., Larson K.M. Inverse Modeling of GPS Multipath for Snow Depth Estimation—Part II: Application and Validation // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 2014. V. 52. № 10. P. 6564–6573.

<https://doi.org/10.1109/TGRS.2013.2297688>

Rees G. Remote sensing of snow and ice. Boca Raton: Taylor & Francis, 2006. 285 p.