

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 5, 2022

Использование космической информации о Земле

- Совместный анализ аномальных вариаций различных геофизических полей по космическим данным при подготовке землетрясения в районе оз. Байкал 22 сентября 2020 г. ($M = 5.6$)
В. Г. Бондур, М. Н. Цидилина, Е. В. Гапонова, О. С. Воронова 3
- Аномальное литосферное магнитное поле горячей точки Эфиопия/Афар (по данным миссии спутника CHAMP)
Д. Ю. Абрамова, Л. М. Абрамова 20
- Влияние загрязненности морского льда на ошибки в определении сплоченности в период таяния по данным спутниковой микроволновой радиометрии
Т. А. Алексеева, Ю. В. Соколова, Е. В. Афанасьева, В. В. Тихонов, М. Д. Раев, Е. А. Шарков, С. М. Ковалев, В. М. Смоляницкий 30
- Лагранжев анализ тихоокеанских вод в Охотском море на основе спутниковых данных в приложении к промыслу минтая
М. В. Будянский, В. В. Кулик, К. К. Кивва, М. Ю. Улейский, С. В. Пранц 47
- Изменчивость летнего ветрового апвеллинга у Корякского побережья в северо-западной части Берингова моря по данным спутниковых наблюдений
И. А. Жабин, Е. В. Дмитриева, В. А. Дубина, В. А. Лучин 60
- Оценка фитосанитарного состояния полей самарского полигона по данным эшелонированного мониторинга
Е. Ф. Чичкова, Д. А. Грядунов, В. В. Зайцев, В. Г. Каплин, Д. А. Кочин 74
-

Методы и средства обработки и интерпретации космической информации

- Спутниковое картографирование динамики площади естественных фитоценозов прибрежной полосы реки Ясельда
А. А. Яновский 87
-

Космические аппараты, системы и программы ИЗК

- Первые научно-технические эксперименты по космическому земледению (к 60-летию начала работ по космической съемке Земли с пилотируемых космических кораблей)
Л. А. Ведешин, Д. А. Шаповалов 99
-

Обзоры

- Применение современных мульти- и гиперспектральных космических снимков с целью картирования гидротермальных изменений и литологических единиц на территории Арктики
Ю. Н. Иванова 103
-
-

Contents

No. 5, 2022

Utilization of the Earth Space Data

- Joint Analysis of Anomalous Variations of Different Geophysical Fields According to Satellite Data during M5.6 Earthquake Preparation in the Area of Lake Baikal on 22 September 2020
V. G. Bondur, M. N. Tsidilina, E. V. Gaponova, O. S. Voronova 3
- Anomaly Lithospheric Magnetic Field of the Ethiopia/Afar Hotspot (According to the CHAMP Mission)
D. Yu. Abramova, L. M. Abramova 20
- The Contribution of Sea Ice Contamination to Inaccuracies in Definition of Sea Ice Concentration Using Satellite Microwave Radiometry Data during the Ice Melt Period
T. A. Alekseeva, J. V. Sokolova, E. V. Afanasyeva, V. V. Tikhonov, M. D. Raev, E. A. Sharkov, S. M. Kovalev, V. M. Smolyanitsky 30
- Satellite-Based Lagrangian Analysis of Pacific Water in the Okhotsk Sea in Application to the Pollock Fishery
M. V. Budyansky, V. V. Kulik, K. K. Kivva, M. Yu. Uleysky, S. V. Prants 47
- Variability of Wind-Driven Upwelling along Koryak Coast in the North-Western Bering Sea Based on the Satellite Data
I. A. Zhabin, E. V. Dmitrieva, V.A. Dubina, V.A. Luchin 60
- Assessment of the Phytosanitary Condition of the Fields of the Samara Test Site According to Tiered Monitoring Data
E. F. Chichkova, D. A. Gryadunov, V. V. Zaitsev, V. G. Kaplin, D. A. Kochin 74
-

Methods and Means of Space Data Processing and Interpretation

- Satellite Mapping of the Area Dynamics of Native Phytocenosis in the Yaselda River Riparian Zone
A. A. Yanovskiy 87
-

Spacecraft, Systems and Programs for ERS

- The First Scientific and Technical Experiments on Space Land Use (To the 60th Anniversary of the Start of Work on Space Photography of the Earth with Manned Spacecraft)
L. A. Vedeshin, L. A. Shapovalov 99
-

Reviews

- The Use of Modern Multi- And Hyperspectral Satellite Images of ERS Spacecraft for Mapping Alteration Changes and Lithological Units in the Arctic
Yu. N. Ivanova 103
-
-

**ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ
ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ**

**СОВМЕСТНЫЙ АНАЛИЗ АНОМАЛЬНЫХ ВАРИАЦИЙ РАЗЛИЧНЫХ
ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ПО КОСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ
ПРИ ПОДГОТОВКЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ В РАЙОНЕ ОЗ. БАЙКАЛ
22 СЕНТЯБРЯ 2020 Г. (M = 5.6)**© 2022 г. В. Г. Бондур^а, *, М. Н. Цидилина^а, Е. В. Гапонова^а, О. С. Воронова^а^аНаучно исследовательский институт аэрокосмического мониторинга “АЭРОКОСМОС”, Москва, Россия

*E-mail: office@aerocosmos.info

Поступила в редакцию 28.07.2022 г.

Приведены результаты исследования аномальных вариаций различных геофизических полей (линеamentных систем, тепловых полей и параметров ионосферы) в период подготовки и протекания землетрясения с магнитудой 5.6, произошедшего 22 сентября 2020 г. вблизи оз. Байкал. Изложены особенности проведения исследований линеamentных систем, тепловых полей и параметров ионосферы. Выполнен совместный анализ аномальных вариаций геофизических полей, происходящих в литосфере, атмосфере и ионосфере при подготовке землетрясения. По результатам этого анализа были зарегистрированы аномальные вариации: систем линеamentов, проявившиеся за 15 и 6 дней, тепловых полей, проявившиеся за 15 и 14 дней, а также параметров ионосферы, проявившиеся за 8, 7 и 6 дней до исследуемого землетрясения. Выявлены совпадения в появлении максимальных значений систем линеamentов и тепловых полей за 15 и за 6 дней до землетрясения, а также в изменениях состояния ионосферы и тепловых полей, проявившиеся за 9–10 дней и за 4 дня до землетрясения.

Ключевые слова: дистанционное зондирование, космические данные, землетрясения, предвестники, геофизические поля, геодинамика, байкальская рифтовая зона

DOI: 10.31857/S0205961422050049

ВВЕДЕНИЕ

На Земле ежегодно происходит около миллиона землетрясений, но большинство из них незначительны и остаются незамеченными. Однако важность и актуальность решения задачи прогнозирования средних ($4 \leq M < 6$) и сильных ($M \geq 6$) землетрясений, следует из потенциально высокой опасности и колоссального ущерба, которые они способны нанести человечеству (Кац и др., 1980; Моги, 1988).

Прогноз землетрясения можно считать полным и практически значимым, если заблаговременно предсказываются три элемента будущего сейсмического события: место, интенсивность (магнитуда) и время толчка. Каждый этап прогноза базируется на определенном наборе предвестников – в основном геофизических явлений, опережающих и предвещающих возникновение землетрясения (Соболев, Пономарев, 2003; Моги, 1988).

Из-за большой неопределенности в отношении распределения напряжений и прочности внутри тектонических плит на Земле, землетрясения являются одной из самых непредсказуемых природных опасностей. С развитием космиче-

ских и информационных технологий появилось огромное количество возможностей, которые открываются перед исследователями (Бондур и др., 2009; Бондур, Зверев, 2005; Бондур, Смирнов, 2005). Дистанционное зондирование Земли из космоса позволяет детально изучать обширные территории, что может оказаться решающим фактором в понимании того, как возникают напряжения на границах тектонических плит и как они передаются на большие расстояния в литосфере, что приводит к формированию сейсмоактивных регионов (Кац и др., 1980; Бондур и др., 2009).

В настоящее время известно множество различных по своей природе потенциальных предвестников землетрясений и множество подходов к их поиску и регистрации (Соболев, Пономарев, 2003). Независимо от того, что количество различных потенциальных предвестников велико, а уровень развития современных методов их регистрации достаточно высок, с их помощью практически невозможно определить такие важнейшие параметры как: место, время и силу землетрясения с требуемой точностью (Соболев, Пономарев, 2003; Бондур и др., 2009). Это связано, прежде

всего, с тем, что каждый сейсмоопасный район обладает своими уникальными особенностями проявления различных предвестников и оценить их достаточно сложно (Кац и др., 1980; Моги, 1988).

Решение этой проблемы может заключаться в совместном анализе изменений параметров геофизических полей различной природы, регистрируемых из космоса, в процессе подготовки и протекания сейсмических событий, таких как: вариации параметров ионосферы (Бондур, Смирнов, 2005; Пулинец и др., 2010; Смирнов и др., 2018; Давиденко, Пулинец, 2019), вариации тепловых аномалий (Бондур, Воронова, 2012, 2020; Pulinets, Ouzounov, 2011; Tramutoli et al., 2013), изменения линеаментных систем (Бондур, Зверев, 2005; Бондур и др., 2016). Кроме того, при совместном анализе могут быть использованы данные геомеханического моделирования (Бондур и др., 2016а, 2016б; Bondur et al., 2020), методы спутниковой радиоинтерферометрии (Бондур и др., 2021; Михайлов и др., 2010), сейсмической энтропии (Акопян и др., 2017) и др.

В настоящей статье приведены результаты совместного анализа аномальных вариаций различных геофизических полей, проявившихся в литосфере, атмосфере и ионосфере в период подготовки и свершения землетрясения с магнитудой $M = 5.6$, которое произошло 21 сентября 2020 г. в районе озера Байкал. С целью выявления взаимосвязей между этими вариациями, происходившими под влиянием активизации сейсмической деятельности, был проведен совместный анализ аномальных изменений систем линеаментов, тепловых полей и параметров ионосферы по космическим данным.

Предвестниковые изменения в литосфере анализировались с использованием характеристик линеаментных систем, получаемых путем обработки космических изображений (спутники Terra/Aqua, прибор MODIS), а также вариаций температуры земной поверхности (спутник Aqua, прибор AIRS). Для выявления аномалий в атмосфере, возникающих при подготовке сейсмических событий, исследовались флуктуации температуры приповерхностного слоя атмосферы, относительной влажности и уходящего длинноволнового излучения по данным спутника Aqua, а также скрытого потока тепла по данным спутника NOAA. Для исследования аномалий в ионосфере в процессе подготовки и протекания землетрясений проводился анализ вариаций электронной концентрации ионосферы и полного электронного содержания ионосферы, регистрируемых по данным глобальной навигационной спутниковой системы GPS.

ОСОБЕННОСТИ ИССЛЕДУЕМОГО РЕГИОНА И ЕГО СЕЙСМИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ

Байкальская рифтовая зона имеет протяженность более 2000 км, относится к внутриконтинентальным зонам растяжения земной коры и расположена на сочленении двух контрастных по температурным и механическим свойствам литосферных мегаблоков: Сибирской платформы и Центрально-Азиатского подвижного пояса. Благодаря этому район озера Байкал отличается относительно высокой сейсмической активностью, что подтверждается макросейсмическими сведениями о сильных землетрясениях исторического прошлого и информацией более, чем о 250 тыс. землетрясений широкого энергетического диапазона, зарегистрированных инструментально (<http://www.geol.irk.ru/>).

Например, в 1862 г. при одном из сильнейших исторических землетрясений — Цаганском ($M = 7.5$) произошло опускание прибрежного блока и образование залива Провал площадью 203 км² (Лунина и др., 2012). При Среднебайкальском ($M = 6.9$) землетрясении, состоявшемся в 1959 г., произошло опускание участка дна на протяжении примерно 10 км (Seminsky et al., 2021).

За инструментальный период наблюдений Байкальская природная территория (БПТ) характеризовалась высокой сейсмической активностью. В этот период были зарегистрированы сильные землетрясения с магнитудами $M = 5.5–6.5$. (Очковская и др., 2021). Например, Южно-Байкальское землетрясение, состоявшееся 25 февраля 1999 г. ($M = 6.0$) в акватории Байкала на удалении от больших городов. Кичерское землетрясение, произошедшее 21 марта 1999 г. ($M = 6.0$) ощущалось на значительной территории Байкальского региона. Куморское землетрясение, состоявшееся 16 сентября 2003 г. ($M = 5.6$) с наибольшей интенсивностью проявлялось в поселке Уоян на расстоянии около 20 км от эпицентра. Култукское землетрясение, произошедшее 27 августа 2008 г. ($M = 6.3$) ощущалось на большой территории Сибири — от Красноярска на западе до Читы на востоке и от Северобайкальска на севере до Улан-Батора на юге. В ближайшем к эпицентру поселке Култук были повреждены многие здания и жилые дома, пострадало здание школы (http://www.ceme.gsras.ru/new/ssd_news.htm).

По данным последних десяти лет, в пределах БПТ в среднем ежегодно регистрировалось более 5 тыс. слабых и сильных землетрясений. Эпицентры 70% из них были расположены в Центральной экологической зоне Байкальской природной территории (Очковская и др., 2021).

С января по октябрь 2020 г. в районе озера Байкал произошло 8 землетрясений с магнитудами $M > 4$ (табл. 1).

Таблица 1. Характеристики землетрясений, произошедших в районе озера Байкал с января по октябрь 2020 г.

Дата	Широта	Долгота	Магнитуда
13 февраля 2020 г.	54.0639	109.2806	4.5
15 марта 2020 г.	54.8505	111.7828	4.1
13 апреля 2020 г.	51.8693	100.9311	4.1
6 июля 2020 г.	51.7315	104.6774	4.3
24 июля 2020 г.	53.3176	108.7083	4.5
24 августа 2020 г.	53.4243	109.7848	4.4
22 сентября 2020 г.	51.8569	103.4802	5.6
22 сентября 2020 г.	51.7902	103.4938	4.6

На рис. 1 представлена схема расположения эпицентров землетрясений, произошедших в районе оз. Байкал в 2020 году и главные разломы исследуемого района.

Самое сильное землетрясение из произошедших в 2020 г. в районе оз. Байкал состоялось 22 сентября 2020 г. с магнитудой $M = 5.6$. Его очаг располагался на глубине 10 км в 21 км от поселка Култук на пересечении трех рифтообразующих разломов (Обручевского, Тункинского и Главного Саянского). Движение этих разломов обеспечивает смену режима разрушения земной коры, главным образом связанного с растяжением в

Байкальском Бассейне с преимущественным сдвигом в широтном сегменте юго-западной части рифтовой системы (Seminsky et al., 2021).

Исследуемый район занимает ключевое положение в структуре Байкальской рифтовой системы и отличается относительно низким уровнем недавней активности. Это позволяет рассматривать его как область накопления напряжений, разрядка которых при неблагоприятном сценарии может привести к землетрясению сильнее Култукского ($M = 6.3$) и Быстринского землетрясений ($M = 5.4$) (Seminsky et al., 2021).

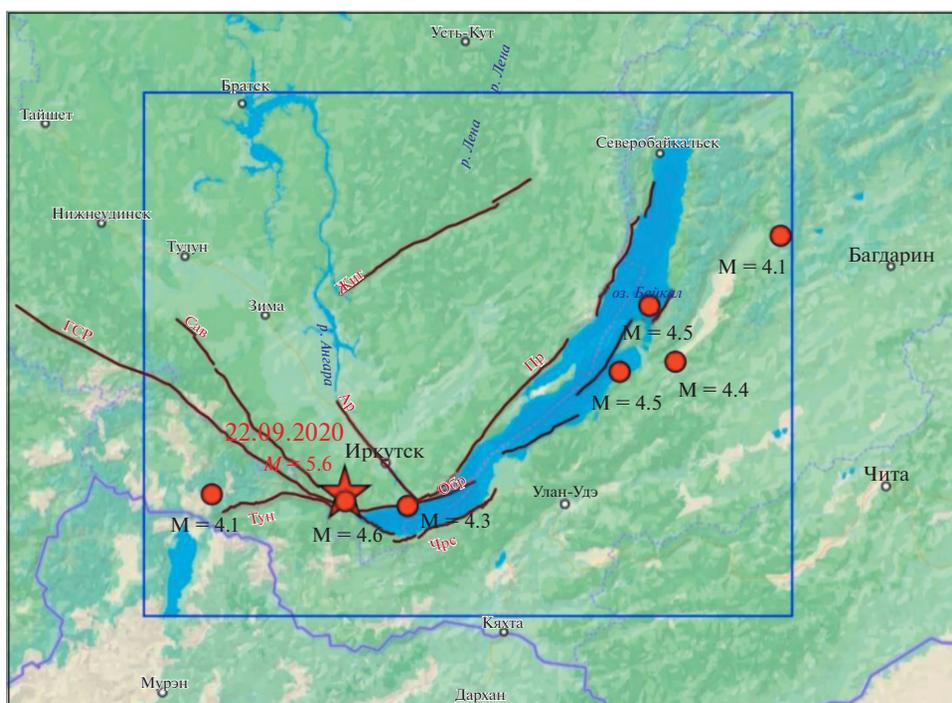


Рис. 1. Схема расположения эпицентров землетрясений, произошедших в районе оз. Байкал в 2020 году. Звездочкой указан эпицентр исследуемого землетрясения, произошедшего 22 сентября 2020 г. ($M = 5.6$). Линиями обозначены главные разломы: ГСР-Главный Саянский разлом; Сав-Савинский; Ар-Ангарский; Жиг-Жигаловский; Тун-Тункинский; Чрс-Черского; Обр-Обручевский; Пр-Приморский.

МЕТОДИКА ПРОВЕДЕНИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для выявления предвестниковой изменчивости при подготовке и протекании землетрясения, произошедшего 22 сентября 2020 г. ($M = 5.6$) в районе оз. Байкал проводился совместный анализ изменений систем линеаментов, температуры земной поверхности, температуры приповерхностного слоя атмосферы, относительной влажности, скрытого потока тепла, уходящего длинноволнового излучения и полного электронного содержания ионосферы.

На первом этапе были определены пространственные границы области для анализа вариаций исследуемых геофизических полей, которые зависят от магнитуды землетрясения и анализируемых параметров. Как правило, границы исследований соответствуют наиболее активной зоне с захватом фоновых территорий.

Радиус зоны активизации сейсмической деятельности определялся по формуле (Добровольский и др., 1980):

$$R = 10^{0.43M}, \quad (1)$$

где M – магнитуда землетрясения.

Для землетрясения с $M = 5.6$ этот радиус составляет около 260 км.

Таким образом, принимая во внимание необходимость учета фоновых территорий и особенностей параметров исследуемых линеаментных систем, тепловых полей и параметров ионосферной плазмы, описанных ниже, анализ их изменений при подготовке и протекании исследуемого землетрясения производился для зоны, радиусом около 400 км от его эпицентра.

На втором этапе проводилась обработка космических данных для выявления аномальных вариаций исследуемых геофизических полей.

Анализ систем линеаментов осуществлялся по космическим изображениям, полученным со спутника Тerra (аппаратура MODIS) с разрешением 250 м (продукт MOD02QKM). Использование для линеаментного анализа фрагментов космических изображений, размерами менее 400×400 пикселей (100×100 км) могло привести к потере некоторых линейных структур и невозможности выделения их главных простираций, а фрагменты, размерами больше 2000×2000 пикселей (500×500 км) сложно анализировать из-за малой точности определения эпицентральной зоны и наличия большого количества мелких особенностей (Бондур и др., 2016; Бондур, Гапонова, 2021). Поэтому для дальнейшей обработки были выбраны фрагменты космических изображений эпицентральной зоны (с исключением поверхности воды) размерами 100×100 км (400×400 пикселей), собранных за период времени с 25 мая по 6 октября 2020 г.

Оценка расположения штрихов разных направлений изучаемой области осуществлялась путем автоматизированного линеаментного анализа (Бондур и др., 2016). Для каждой точки штриха определялось его направление с точностью до 22.5° для восьми направлений: 0° , 22.5° , 45° , 67.5° , 90° , 112.5° , 135° , 157.5° (угол измеряется от горизонтали справа–налево) (Короновский и др., 1986; Златопольский, 2008). Далее проводился статистический анализ штрихов (локальных линеаментов) и построение протяженных линеаментов (региональных). В скользящем окне рассчитывались суммарные длины штрихов каждого направления, плотности штрихов, линии вытянутости и др. (Бондур и др., 2016; Бондур, Гапонова, 2021). Результаты расчетов использовались для построения региональных роз-диаграмм и обобщающих схем исследований временного ряда данных с целью выявления предвестниковых аномалий (Бондур, Зверев, 2005).

При исследовании тепловых полей анализировались информационные продукты 3-го уровня обработки данных прибора AIRS, формировавшиеся с пространственным разрешением $1^\circ \times 1^\circ$ (Hearty et al., 2013): температура поверхности (SST); температура приповерхностного слоя атмосферы (SAT); относительная влажность у поверхности (RHS); уходящее длинноволновое излучение (OLR) (Бондур, Воронова, 2012). Вариации скрытого потока тепла (LHF) исследовались с использованием набора данных реанализа, находящихся на облачной платформе для геопространственного анализа Google Earth Engine национального центра прогноза окружающей среды (NCEP) (Saha, et al. 2011). Пространственное разрешение набора данных составляло 22 км.

Обработка данных для выявления пространственно-временных вариаций значимых параметров исследуемых тепловых полей (SST, SAT, RHS, OLR) проводилась с использованием специально разработанного программного модуля (Бондур, Воронова, 2020). Разработанный программный модуль позволял оценить качество полученных данных, устранить ошибочные значения, а также рассчитать нормализованный индекс (N_i). Для получения нормализованного индекса использовался подход, при котором находилась разница между данными текущего значения параметров-предвестников и их осредненными многолетними значениями за ту же дату. Полученные разности делились на стандартные отклонения, что позволило повысить надежность результатов и исключить систематические ошибки (Бондур, Воронова, 2020):

$$N_i = (S_d - S^*)/\sigma, \quad (2)$$

где S_d – данные за текущий день; S^* – среднее арифметическое прошлых лет; σ – стандартное отклонение.

Аналогично был рассчитан и нормализованный индекс (N_i) для значений скрытого потока тепла (LHF).

Описанная процедура давала возможность преобразовать диапазоны значений в числовые признаки, которые не зависели от единиц измерений при сопоставлении результатов, полученных для различных исследуемых параметров. Анализ полученных результатов проводился на основе построенных тепловых карт нормализованных значений для выявления положительных аномалий тепловых полей в период подготовки свершившегося сейсмического события.

Исследования вариаций параметров ионосферы осуществлялись на основании данных глобальной навигационной спутниковой системы GPS с использованием двух методик.

Исследование высотных изменений (профилей) электронной концентрации ионосферы проводилось с использованием методики, описанной в работе (Бондур, Смирнов, 2005). Методика основана на восстановлении параметров ионосферы путем реализации метода радиопросвечивания ионосферы Земли, в котором используются измерения параметров радиосигналов, полученных с существующих спутниковых навигационных систем (Бондур, Смирнов, 2005). В этом методе практически реализуется алгоритм решения обратных задач рефракции радиоволн, неустойчивых по своей природе и требующих применения специальных математических методов, позволяющих учитывать дополнительную информацию о решаемой задаче (Андрианов, Смирнов, 1993; Бондур, Смирнов, 2005). В результате обработки навигационных данных были получены высотные профили электронной концентрации ионосферы вдоль траекторий подионосферных точек для высот от 80 до 1000 км с дискретностью 30 с по данным наземной станции $irkj$, находящейся на расстоянии 72 км к северо-востоку от эпицентра исследуемого землетрясения.

Были исследованы также изменения полного электронного содержания ионосферы (TEC) с использованием глобальных ионосферных карт (GIM), построенных по данным глобальной навигационной спутниковой системы GPS (Noll, 2010). Глобальные ионосферные карты GIM содержат значения TEC с разрешением 2.5° по широте (от $87.5^\circ N$ до $87.5^\circ S$) и 5.0° по долготе ($180^\circ E$ до $180^\circ W$). Карты формируются с двухчасовым интервалом. Процедуры моделирования и экстраполяции, используемые при их построении, позволяют получать данные для территорий с малым количеством наземных станций (Noll, 2010). Несмотря на низкое пространственное разрешение этих карт, они обеспечивают в настоящее время наилучшую доступность и наибольшую эффективность данных.

Для анализа вариаций ионосферной плазмы в период подготовки и протекания землетрясения,

состоявшегося 22 сентября 2020 г. ($M = 5.6$) в районе оз. Байкал, были получены значения полного электронного содержания (TEC) в исследуемом регионе. По полученным данным для каждого временного интервала были рассчитаны относительные значения ΔTEC (в %):

$$\Delta TEC = ((TEC - MTEC) / MTEC) \times 100\%, \quad (3)$$

где TEC – значения полного электронного содержания, полученные из глобальных ионосферных карт GIM;

MTEC – значения медианы, которые рассчитывались скользящим окном за 7 предшествующих суток.

Использование ΔTEC позволяло отфильтровать ежедневные изменения TEC, связанные с колебаниями уровня ультрафиолетового излучения Солнца, которое заметно влияет на формирование ионосферы (Pulinets et al, 2021).

На заключительном этапе исследований для выявления взаимосвязей между различными геофизическими полями проводился совместный анализ аномальных вариаций систем линеаментов, тепловых полей и параметров ионосферы (Бондур и др., 2020).

Для оценки результатов линеаментного анализа были построены графики локальных и региональных линеаментов. При использовании программного пакета LESSA были получены значения суммарного количества локальных линеаментов (в пикселях), которые пересчитывались в их суммарные длины (в км) по каждому из восьми направлений, в результате чего строились и анализировались графики изменения суммарной длины локальных линеаментов разных направлений (Бондур, Гапонова, 2021). По розам-диаграммам региональных линеаментов были построены графики их величин для максимально проявленных направлений.

Для проведения совместного анализа проводилось осреднение нормализованных значений температуры поверхности (SST), температуры приповерхностного слоя атмосферы (SAT), относительной влажности (RHS), скрытого потока тепла (LHF), уходящего длинноволнового излучения (OLR) и относительных значений ΔTEC для области в радиусе 400 км от эпицентра произошедшего землетрясения. Период исследований для совместного анализа этих данных составлял 20 дней до землетрясения и 3 дня после него.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ АНАЛИЗ

Результаты исследований геодинимических аномалий. Предвестниковые изменения линеаментных систем анализировались по результатам автоматизированного линеаментного анализа фрагментов космических изображений размера-

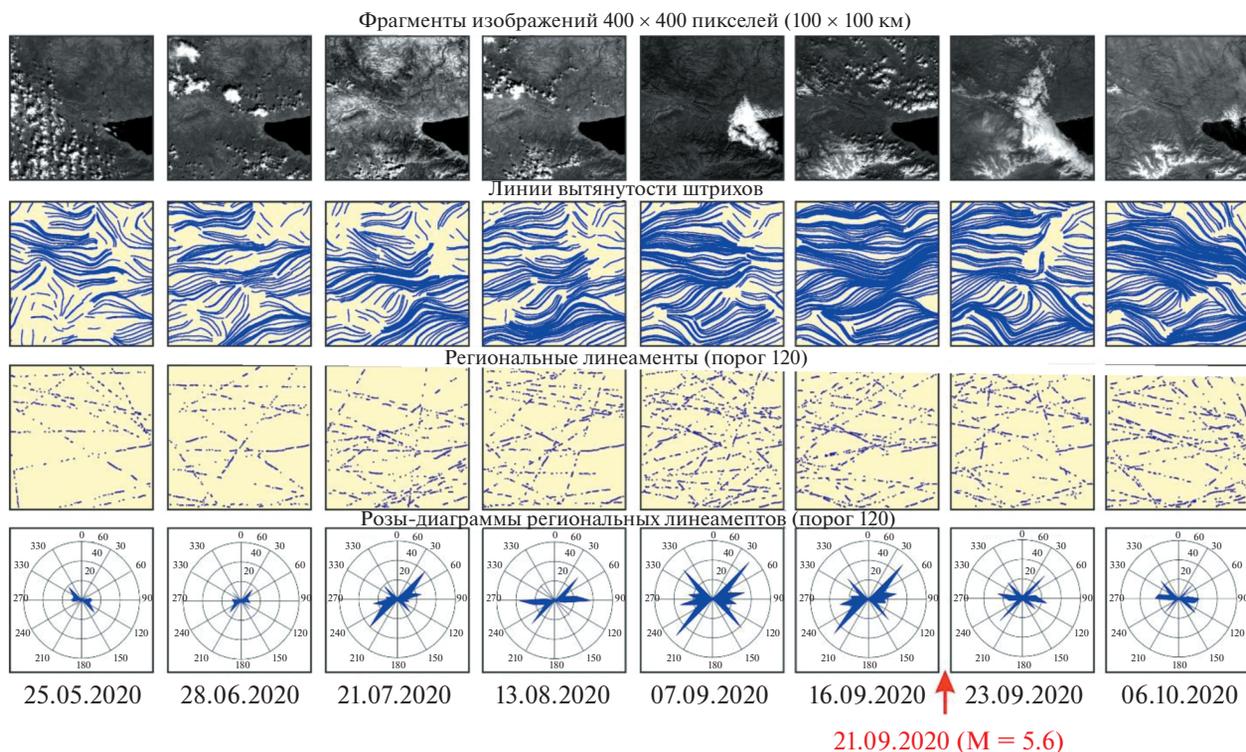


Рис. 2. Схемы и розы-диаграммы региональных линеаментов и линии вытянутости штрихов для землетрясения, произошедшего 21 сентября 2020 г. вблизи оз. Байкал с магнитудой 5.6.

ми 100×100 км, полученных со спутника Terra (аппаратура MODIS) для периода времени, начиная с 25 мая по 6 октября 2020 г., для эпицентральной области исследуемого землетрясения. В процессе обработки фрагментов спутниковых изображений были построены линии вытянутости штрихов, сквозные (региональные) линеаменты, а также розы-диаграммы региональных линеаментов (Бондур, Гапонова, 2021), которые представлены на рис. 2.

Из анализа рис. 2 следует, что преимущественное развитие имеют диагональные системы линеаментов, связанные с планетарной системой трещиноватости, а также широтные и субширотные направления линеаментов, проявляющиеся в схемах линий вытянутости штрихов и региональных линеаментов. Это подтверждается общим строением исследуемой территории, так как внутри Тункинской рифтовой долины главную роль играют северо-восточные и субширотные разрывные нарушения (Бондур, Гапонова, 2021). Линии вытянутости начинают сгущаться и объединяться 7 сентября 2020 г. (за 2 недели до сейсмического события), а их максимальное проявление было зафиксировано 16 сентября 2020 г. (за 6 дней до землетрясения).

Анализ роз-диаграмм региональных линеаментов позволил выявить, что при приближении к моменту землетрясения начитается постепенный рост диагональных направлений северо-за-

падного — юго-восточного, а также северо-восточного — юго-западного направлений, а их уменьшение после землетрясения, начиналось с 21 июля 2020 г. При этом максимальный рост региональных линеаментов диагональных направлений был зафиксирован 7 сентября 2020 г., т.е. за 2 недели до сейсмического события (для направления 45° и 315°) и 16 сентября 2020 г. (для направления 45°).

Результаты исследований тепловых аномалий. На рис. 3 представлены результаты обработки спутниковых данных для выявления пространственно-временных вариаций значимых параметров тепловых полей (SST, SAT, RHS, LHF и OLR).

Анализ изменений тепловых полей, приведенных на рис.3, позволил выявить их положительные аномалии в период подготовки землетрясения в районе оз. Байкал, произошедшего 22 сентября 2020 г. ($M = 5.6$). За 14 дней (7 сентября 2020 г.) до сейсмического события по данным уходящего длинноволнового излучения OLR была выявлена положительная аномалия над эпицентральной областью готовящегося землетрясения (рис. 3), для которой значение нормализованного индекса составило величину $N_i = 1.3$. Аномалии температуры земной поверхности (SST), и температуры приповерхностного слоя атмосферы (SAT) были обнаружены за 13 дней (8 сентября 2020 г.) до землетрясения (значения нормализо-

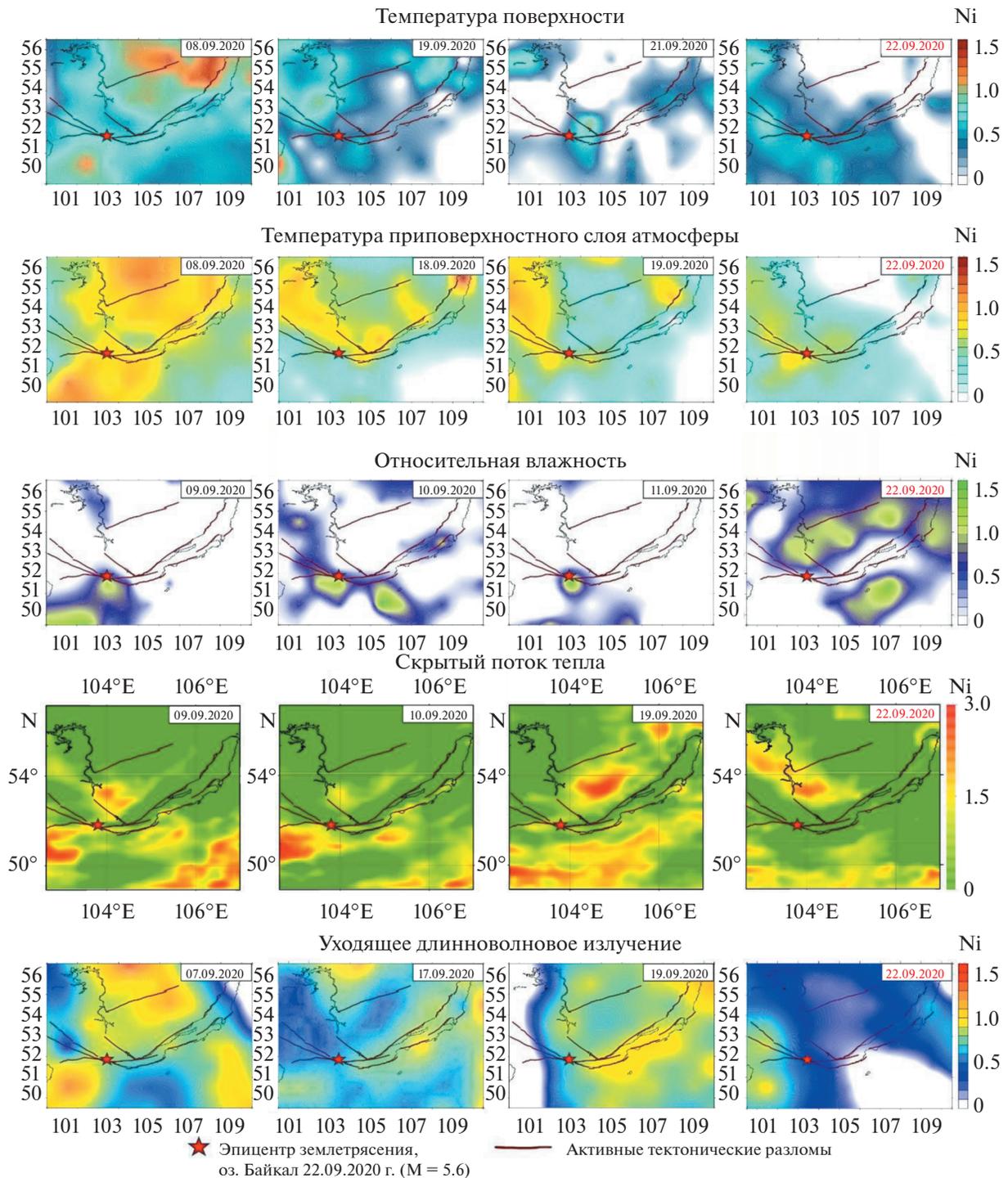


Рис. 3. Изменения тепловых полей в период подготовки землетрясения, произошедшего в районе оз. Байкал 22 сентября 2020 г. (M = 5.6).

ванных индексов доходили до $N_i = 1.3$). Их расположение совпадало с расположением аномалией уходящего длинноволнового излучения (см. рис. 3).

Повышение температуры над эпицентральной областью перед землетрясением вызывало интенсивное взаимодействие между сушей и атмосферой,

которое приводило к аномальному потоку скрытой теплоты испарения перед землетрясением (Dey and Singh, 2003). Данный процесс подтвердился в результате выявления аномалий скрытого потока тепла (LHF) в эпицентральной области, зафиксированных 9 и 10 сентября 2020 г. (см. рис. 3).

Скрытый поток тепла сильно зависит от метеорологических параметров, одним из которых является относительная влажность (Рубакина и др., 2021). В области высоких значений относительной влажности (до $N_i = 1.4$), выявленных с 9 по 11 сентября 2020 г. вблизи эпицентра готовящегося землетрясения (см. рис. 3), также присутствовали минимальные значения скрытого потока тепла в эти дни.

Анализ рис. 3 показал, что за 5 дней до исследуемого сейсмического события (17 сентября 2020 г.) над областью активных тектонических разломов была зафиксирована аномалия уходящего длинноволнового излучения (OLR), для которой значение нормализованного индекса достигало величины $N_i = 0.9$. За 3–4 дня (18 и 19 сентября 2020 г.) до этого землетрясения в области активных тектонических разломов были обнаружены аномалии температур и уходящего длинноволнового излучения. За день до землетрясения наблюдалась положительная аномалия температуры земной поверхности (значение нормализованного индекса $N_i = 1$).

Анализ рис. 3 показал, что в день землетрясения (22 сентября 2020 г.) в эпицентральной области этого сейсмического события также наблюдались аномалии температур, относительной влажности и уходящего длинноволнового излучения (SST, SAT, RHS, LHF и OLR).

Результаты исследований ионосферных аномалий. Исследование электронной концентрации ионосферы проводилось по данным наземной станции глобальной навигационной спутниковой системы (ГНСС) GPS irkj, находящейся на расстоянии 72 км к северо-востоку от эпицентра землетрясения (см. рис. 4, з). Для анализа были выбраны вертикальные распределения электронной концентрации ионосферы на высотах от 80 до 1000 км, построенные по данным, поступавшим на станцию irkj со спутников, № 7 и № 27 ГНСС GPS (см. рис. 4, а, б). Эти спутники находились над областью активизации сейсмической деятельности в ночное время суток (время пролета спутника № 7 – 1:00–5:00, спутника № 27 – 0:00–4:00). Траектории подионосферных точек спутников № 7 и № 27 приведены на рис. 4, з.

Анализ рис. 4, а и 4, б позволил выявить наличие периодов падения и роста электронной концентрации в максимуме слоя F2 ионосферы с 2 по 25 сентября 2020 г. По данным спутника № 7 было зарегистрировано падение электронной концентрации относительно предыдущего дня: 6, 12 и 17 сентября 2020 г. (за 16, 10 и 5 дней до землетрясения) на 7%, а также 21 сентября 2020 г. (за один день до землетрясения) на 14% (см. рис. 4, а). После падений наблюдался рост электронной концентрации. В периоды роста максимальные значения электронной концентрации ионосферы относительно предшествующих им дней падения

наблюдались: 10, 15 и 18 сентября 2020 г. (за 12, 7 и 4 дня до землетрясения). Превышение составляло: 14, 31 и 15% соответственно (см. рис. 4, а).

Анализ результатов обработки данных, полученных со спутника № 27, позволил выявить похожую картину вариаций ионосферной плазмы в максимуме слоя F2 ионосферы (см. рис. 4, б): падение значений электронной концентрации ионосферы, происходившее 6, 11 и 17 сентября 2020 г. (за 16, 11 и 5 дней до землетрясения) на 14%, а также 21 сентября 2020 г. (за один день до землетрясения) на 20%; рост значений электронной концентрации ионосферы, происходивший 8–10 сентября 2020 г. (за 12–14 дней до землетрясения) на 20%, а также 13 и 14 сентября 2020 г. (за 8–9 дней до землетрясения) на 21–37%. Максимальное повышение электронной концентрации в максимуме слоя F2 ионосферы (на 21%) было выявлено 14 сентября и 18 сентября 2020 г. (за 4 и 8 дней до землетрясения).

На рис. 4, в приведены относительные изменения полного электронного содержания ионосферы (ΔTEC), полученные по данным глобальных ионосферных карт GIM. Анализ полученных результатов позволил выявить аномальные области относительных значений полного электронного содержания ΔTEC (см. рис. 4, в). Наличие положительных ночных аномалий ΔTEC (см. рис. 4, в) в области подготовки землетрясения наблюдалось с двух до четырех часов местного времени 7–10 сентября 2022 г. ($\Delta\text{TEC} = 15\text{--}28\%$). Обширная положительная ночная аномалия полного электронного содержания ионосферы ($\Delta\text{TEC} = 21\text{--}36\%$) была зарегистрирована с 13 по 15 сентября 2022 г. (см. рис. 4, в).

Положительная ионосферная аномалия ($\Delta\text{TEC} = 16\text{--}20\%$) была выявлена также в дневное время 14 и 15 сентября 2020 г. (см. рис. 4, в).

Физический механизм образования положительных ночных ионосферных аномалий перед землетрясением может быть связан с определенным поведением планетарного пограничного слоя атмосферы. В результате происходящей сейсмической активности генерируется сильное вертикальное электрическое поле, направленное вниз, способствующее образованию таких аномалий в ночное время (Пулинец и др. 2010).

В то же время 20 сентября (за два дня до землетрясения) в 20 и 22 ч, а также 21 сентября 2020 г. (за один день до землетрясения) с 0 до 6 ч местного времени были выявлены отрицательные аномалии полного электронного содержания ионосферы ($\Delta\text{TEC} = -20\%\dots-30\%$) (см. рис. 4, в).

Наличие как положительных, так и отрицательных аномалий при подготовке сейсмического события может быть связано с региональными особенностями исследуемой территории и требует проведения дополнительных исследований.

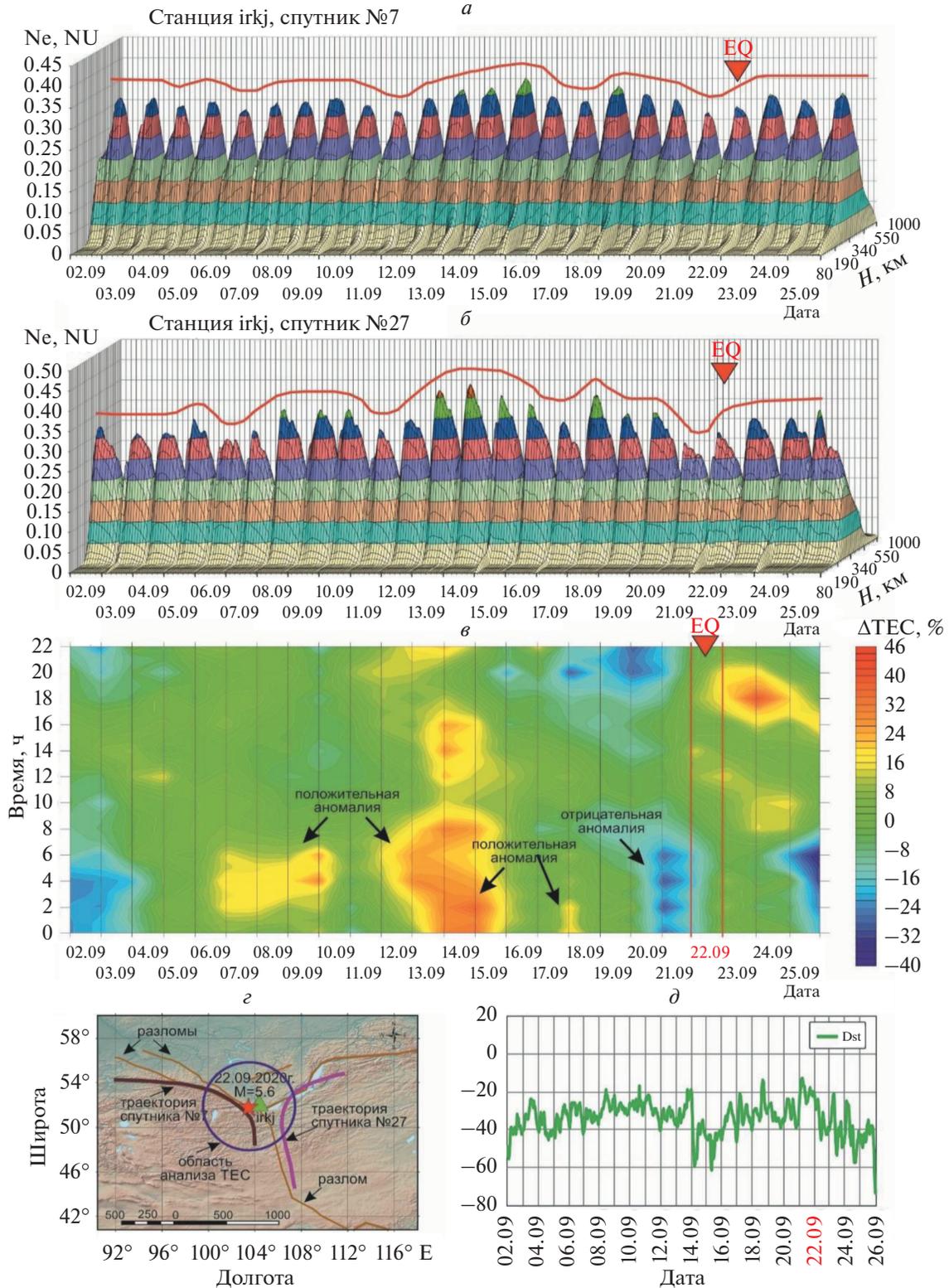


Рис. 4. Динамика ионосферной плазмы в период со 2 по 25 сентября 2020 г. при подготовке землетрясения 22 сентября 2020 г. в районе озера Байкал ($M = 5.6$): временные ряды вертикальных распределений электронной концентрации ионосферы на высотах от 80 до 1000 км по данным спутников № 7 (рис. 4, *a*) и № 27 (рис. 4, *б*); относительные изменения TEC (*в*). Схема расположения эпицентра землетрясения, наземной станции ГНСС, траектории подионосферных точек спутников № 7 и № 27, область анализа TEC (*г*). Изменения индекса геомагнитной активности Dst (*д*).

Для исключения из анализа эффектов, связанных с возмущением геомагнитного поля Земли, было рассмотрено поведение индекса геомагнитной активности D_{st} в исследуемый период времени (см. рис. 4, д). Анализ рис. 4, д показал, что 14 и 15 сентября 2020 г. были зарегистрированы умеренные возмущения геомагнитного поля Земли ($D_{st} = -59$ нТл и $D_{st} = -61$ нТл соответственно). Максимальные значения индекса геомагнитной активности D_{st} 14 и 15 сентября наблюдались с 11 до 18 ч местного времени, следовательно, положительная дневная аномалия полного электронного содержания ионосферы, обнаруженная 14 и 15 сентября 2020 г., может быть связана с геомагнитными возмущениями.

Таким образом, анализ вертикальных профилей электронной концентрации ионосферы, построенных на основании результатов обработки данных спутниковой навигационной системы GPS, позволил выявить падения электронной концентрации в максимуме слоя F2 ионосферы на 7–20%, наблюдавшееся за 16, 11, 5 дней и за 1 день до исследуемого землетрясения, а также рост электронной концентрации в максимуме слоя F2 ионосферы: на 14–20% за 12–14 дней, на 21–37% за 7–9 дней и на 15–21% за 4 дня до исследуемого землетрясения. Были также зарегистрированы положительные (за 12–15 дней и за 7–9 дней до землетрясения) и отрицательные (за 1–2 дня до землетрясения) ночные аномалии полного электронного содержания ионосферы.

Анализ геомагнитной обстановки в период со 2 по 26 сентября 2020 г. позволил отнести выявленные аномалии к сейсмоионосферным эффектам.

Для подтверждения сейсмической природы выявленных ионосферных аномалий необходимо проанализировать поведение других геофизических полей.

Совместный анализ аномалий различных геофизических полей. На рис. 5 представлены графики изменения длин локальных (штрихов) и региональных линеаментов разных направлений за период времени с 25 мая по 6 октября 2020 г.

Из анализа рис. 5 следует, что предвестниковая цикличность в количественных изменениях суммарных длин линеаментов разных направлений проявляется в постепенном росте (или убывании) их значений при приближении к моменту землетрясения. Общая тенденция увеличения суммарных (осредненных) длин штрихов характерна для направлений 45° , 67° , 90° , 293° , 315° , то есть штрихи, совпадающие с расположением основных морфоструктур региона (зоны растяжения земной коры).

Общая тенденция уменьшения суммарных (осредненных) длин штрихов проявляется для направлений 0° , 22° , 338° , то есть штрихи поперечные к основным морфоструктурам региона (зоны

сжатия земной коры). Максимальный рост этих штрихов для направлений 45° , 67° , 90° , 293° , 315° был зафиксирован 7 сентября 2020 г. (за 15 дней до землетрясения), а максимальные уменьшения суммарных (осредненных) длин штрихов для направлений 0° , 22° , 338° был зафиксирован 16 сентября 2020 г. (за 6 дней до землетрясения). На графиках роз-диаграмм региональных линеаментов максимально проявленные диагональные направления (45° , 315°) достигают пиковых значений роста 7 и 16 сентября 2020 г. (за 15 и 6 дней до землетрясения).

За 15 дней до землетрясения (7 сентября 2020 г.) также выявлен рост нормализованных значений уходящего длинноволнового излучения (OLR). В области нижних слоев атмосферы ощущается непосредственное влияние земной поверхности. Основными воздействиями на поверхность являются сопротивление, нагрев (или охлаждение) и испарение (или конденсация). Эти процессы вызывают вертикальные потоки импульса, ощутимого тепла и влаги, которые проникают в нижние слои атмосферы (Prasad et al., 2005).

Описанные выше процессы подтверждаются результатами, приведенными на рис. 6, на котором представлены осредненные, в соответствии с описанной выше методикой, значения исследуемых параметров: температуры поверхности (SST), приповерхностного слоя атмосферы (SAT), относительной влажности (RHS), скрытого потока тепла (LHF), уходящего длинноволнового излучения (OLR) и относительных значений полного электронного содержания (Δ ТЕС).

Анализ рис. 6 демонстрирует резкое повышение нормализованных значений температуры поверхности (SST) и приповерхностного слоя атмосферы (SAT), а также понижение нормализованных значений относительной влажности (RHS), выявленное за две недели до свершившегося землетрясения. За 13 дней до этого землетрясения (8 сентября 2020 г.) обнаружен рост значений скрытого потока тепла (LHF), который находился в противофазе изменений уходящего длинноволнового излучения (OLR), а с 13 по 21 сентября 2020 г. характер изменения их нормализованных значений практически совпадал.

Анализ рис. 6 показал, что за 12 дней до сейсмического события (10 сентября 2020 г.) было выявлено повышение температур (SST, SAT) и уходящего длинноволнового излучения (OLR), а также относительных значений полного электронного содержания (Δ ТЕС). В этот же день была обнаружена положительная аномалия относительной влажности (см. рис. 6) в области готовящегося землетрясения.

За 7–9 дней до землетрясения (13–15 сентября 2020 г.) был обнаружен максимум относительных значений полного электронного содержания Δ ТЕС (см. рис. 6). В эти же дни было зарегистрировано падение значений температур (SST,

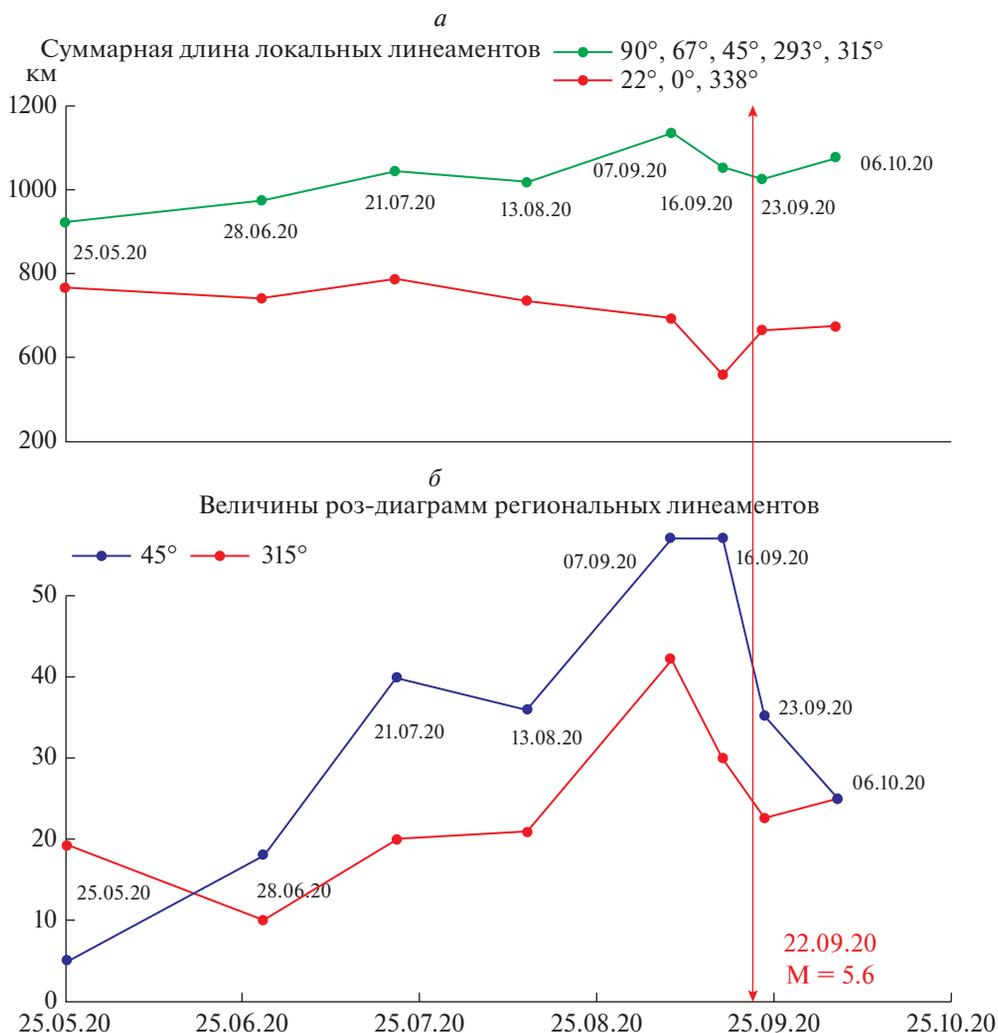


Рис. 5. График изменения (а) суммарных (осредненных) длин локальных линеаментов разных направлений и (б) величин роз-диаграмм региональных линеаментов для землетрясения, произошедшего в районе оз. Байкал 22 сентября 2020 г. (M = 5.6).

SAT), скрытого потока тепла (LHF) и уходящего длинноволнового излучения (OLR), а также рост значений влажности (RHS) (см. рис. 6). За 6 дней (16 сентября 2020 г.) до землетрясения, состоявшегося 22 сентября 2020 г., максимально проявлялись линеаменты СВ–ЮЗ (45°) направления.

С 16 по 19 сентября 2020 г. (за 3–6 дней до землетрясения) был выявлен рост нормализованных значений тепловых полей SST, SAT, LHF и OLR (см. рис. 6). Рост значений нормализованного индекса влажности (RHS) был выявлен 16 сентября 2020 г. (за 6 дней до землетрясения), а их уменьшение было обнаружено с 17 по 19 сентября 2020 г. (за 3–5 дней до землетрясения). При этом падение относительных значений полного электронного содержания ΔTEC было выявлено 16 и 17 сентября 2020 г. (за 5–6 дней до землетрясения) и его рост 18 сентября 2020 г. (за 4 дня до землетрясения) (см. рис. 6).

Наличие корреляции между колебаниями температуры воздуха (Garavaglia et al., 2000) и относительной влажности (Prasad et al., 2005) были продемонстрированы во время нескольких сильных землетрясений в Мексике (Pulinets et al., 2006), где подтвердилась возможность использования данных параметров в качестве индикаторов предстоящей сейсмической активности.

С приближением момента сейсмического удара атмосферные процессы сопровождаются повышением влажности и падением температур (Pulinets et al., 2006). Это подтверждается и проведенными нами исследованиями, когда за 2 дня до землетрясения (20 сентября 2020 г.) понижение температур сопровождалось ростом относительных значений влажности (см. рис. 6). При этом в верхних слоях атмосферы наблюдалось небольшое понижение OLR (с 0.5 до 0), а в ионосфере сильное падение относительных значений пол-

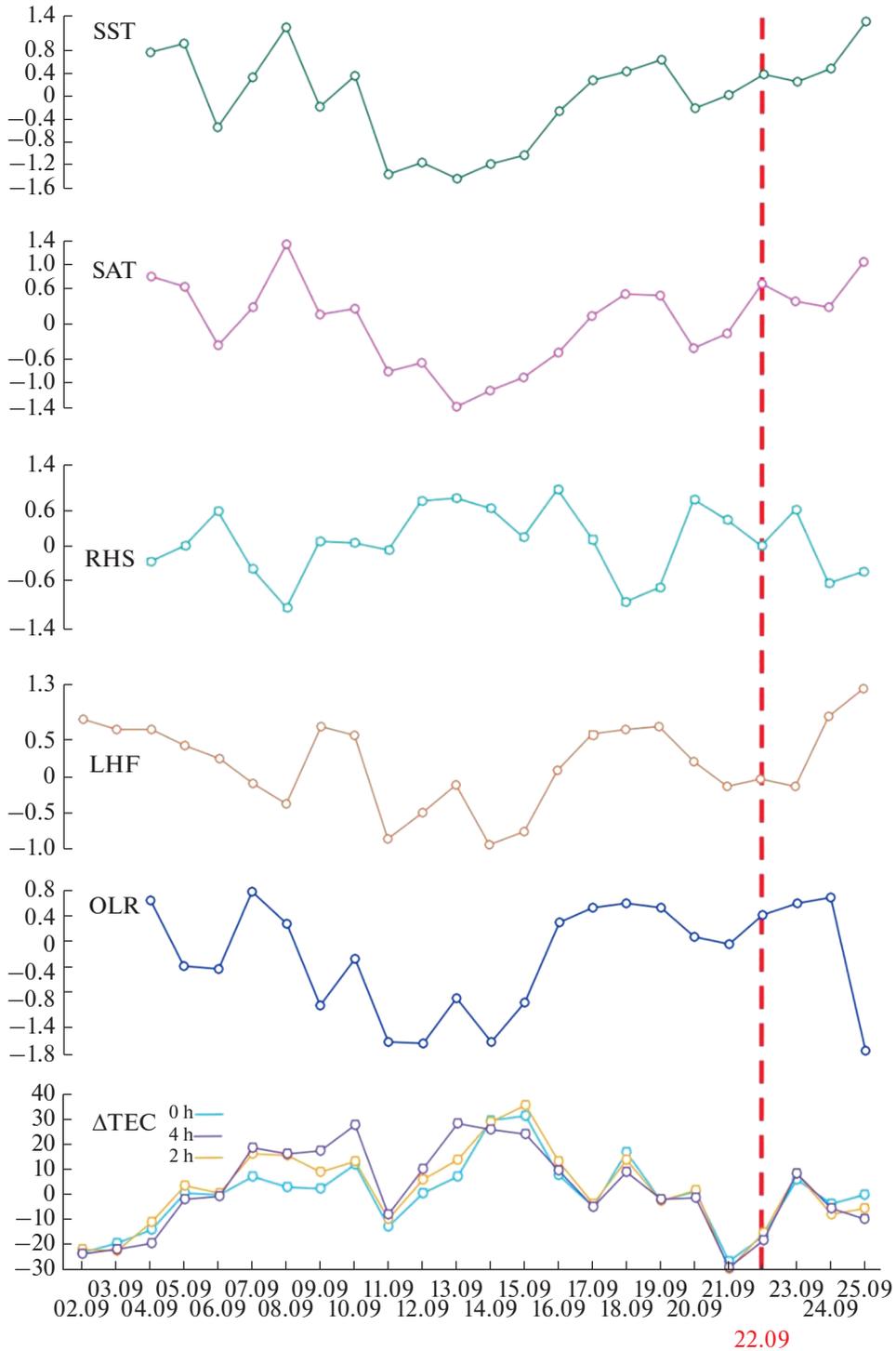


Рис. 6. Вариации осредненных в радиусе 400 км от эпицентра землетрясения, произошедшего в районе оз. Байкал 22 сентября 2020 г. ($M = 5.6$), нормализованных значений температур поверхности (SST), приповерхностного слоя атмосферы (SAT), относительной влажности (RHS), скрытого потока тепла (LHF), уходящего длинноволнового излучения (OLR) и относительных значений полного электронного содержания (ΔTEC).

ного электронного содержания ($\Delta\text{TEC} = -30\%$) непосредственно перед землетрясением (см. рис. 6).

На рис. 7 представлен обобщенный график появления предвестниковых аномалий систем

линеаментов, тепловых полей и параметров ионосферы при подготовке землетрясения, произошедшего в районе оз. Байкал 22 сентября 2020 г. ($M = 5.6$).

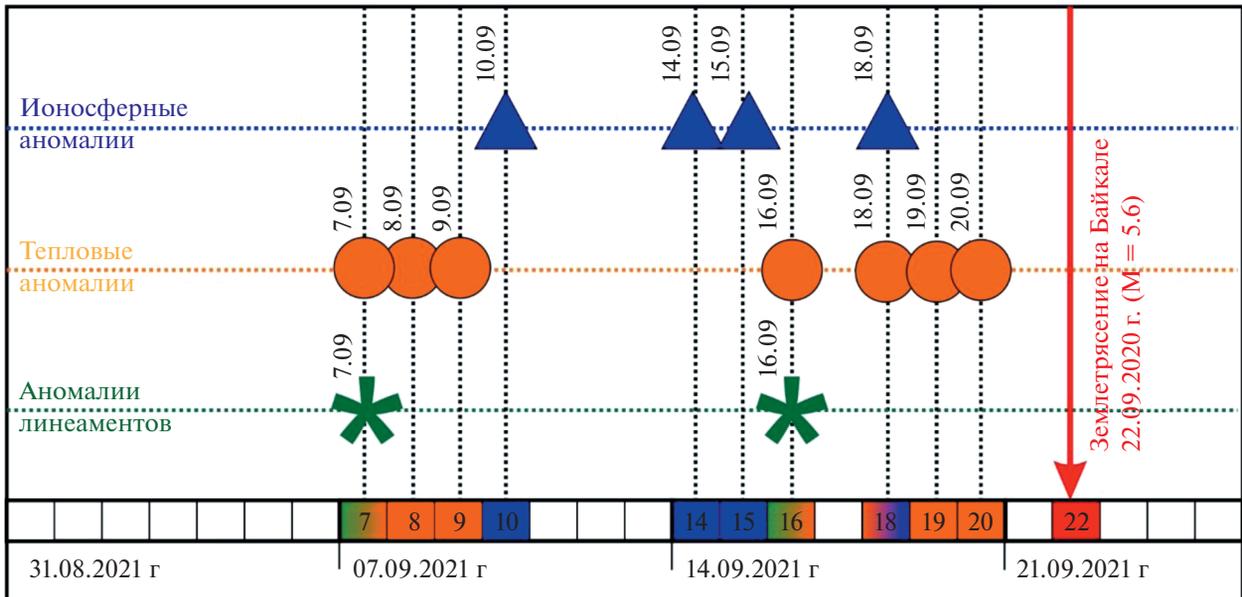


Рис. 7. График появления максимальных значений (предвестниковых аномалий) систем линеаментов, тепловых полей и параметров ионосферы при подготовке землетрясения, произошедшего в районе оз. Байкал 22 сентября 2020 г. (M = 5.6).

Проведенный совместный анализ показал (см. рис. 7), что первые предвестниковые изменения для этого землетрясения были зарегистрированы 7 сентября 2020 г. (за 15 дней до землетрясения). Они проявлялись в максимальных значениях суммарных длин штрихов линеаментов для направлений 45°, 67°, 90°, 293°, 315° и в росте уходящего длинноволнового излучения (OLR). За 14 дней (8 сентября 2020 г.) до землетрясения были проявлены максимальные значения температур земной поверхности (SST) и приповерхностного слоя атмосферы (SAT). Пиковые значения скрытого потока тепла (LHF) были выявлены 9 сентября 2020 г. (за 13 дней до землетрясения), а на следующий день 10 сентября 2020 г. (за 12 дней до землетрясения) был обнаружен рост относительных значений полного электронного содержания ионосферы (ΔTEC), достигший максимальных значений, который повторился 14–15 сентября 2020 г. (за 7–8 дней до землетрясения). За 6 дней до землетрясения (16 сентября 2020 г.) были зарегистрированы максимальные проявления систем линеаментов СВ-ЮЗ направления (45°) и рост значений относительной влажности (RHS). За 4 дня до землетрясения (18 сентября 2020 г.) был зафиксирован максимальный рост относительных значений полного электронного содержания ионосферы (ΔTEC), температуры приповерхностного слоя атмосферы (SAT) и уходящего длинноволнового излучения (OLR). За 3 дня до землетрясения (19 сентября 2020 г.) был выявлен рост значений температуры земной поверхности (SST) и скрытого потока тепла (LHF). За 2 дня до

землетрясения (20 сентября 2020 г.) были зарегистрированы максимальные значения относительной влажности (RHS).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей работе были проведены исследования аномальных вариаций различных геофизических полей, проявляющихся в изменениях систем линеаментов, тепловых полей и вариаций ионосферной плазмы при подготовке и протекании землетрясения с магнитудой M = 5.6, состоявшегося 22 сентября 2020 г. в районе оз. Байкал.

По результатам автоматизированного линеаментного анализа космических изображений выявлены основные направления линеаментных систем, которые соответствуют общему разломо-блоковому строению исследуемой территории, а также их предвестниковые изменения, зарегистрированные 7 сентября 2020 г. (за 15 дней до землетрясения) и 16 сентября 2020 г. (за 6 дней до землетрясения). Выявленная закономерность показывает, что в период подготовки землетрясения увеличивается выраженность штрихов согласных с простираем основных морфоструктур региона и уменьшается проявленность поперечных к ним штрихов, что обусловлено увеличением проницаемости земной коры и ее уменьшением соответственно.

В результате анализа изменений тепловых полей (температур поверхности, приповерхностного слоя атмосферы, относительной влажности, скрытого потока тепла и уходящего длинноволнового излучения) были обнаружены предвест-

никовые изменения, проявившиеся в эпицентральной зоне готовящегося землетрясения, которое произошло в области активных тектонических разломов. Повышение нормализованных значений уходящего длинноволнового излучения было зафиксировано за 15 дней до землетрясения, затем за 14 дней до него наблюдались аномалии температур поверхности и приповерхностного слоя атмосферы, а за 13 дней до сейсмического события были обнаружены аномалии скрытого потока тепла (LHF).

Максимальные превышения нормализованных значений относительной влажности (RHS) были выявлены за 6 дней до произошедшего землетрясения. При приближении к моменту землетрясения были зафиксированы аномалии приповерхностного слоя атмосферы (SAT) и уходящего длинноволнового излучения (OLR) 18 сентября 2020 г. (за 4 дня до землетрясения), 19 сентября 2020 г. (за 3 дня до землетрясения) аномалии температуры поверхности (SST) и скрытого потока тепла (LHF) и 20 сентября 2020 г. (за 2 дня до землетрясения) аномалии относительной влажности (RHS).

Анализ высотных профилей электронной концентрации ионосферы за 20 дней до и 3 дня после землетрясения, произошедшего в районе оз. Байкал 22.09.2020 г. ($M = 5.6$), позволил выявить периоды падения и роста электронной концентрации в максимуме слоя F2 ионосферы. Падение электронной концентрации в максимуме слоя F2 ионосферы на 7–20% было зарегистрировано по данным спутников № 7 и № 27 глобальной спутниковой навигационной системы GPS 6, 11, 17 и 21 сентября 2020 г. (за 16, 11, 5 и 1 день до землетрясения), причем максимальное падение было выявлено за день до землетрясения и составило 20%. Рост электронной концентрации в максимуме слоя F2 ионосферы был зарегистрирован: 8–10 сентября 2020 г. (за 12–14 дней до землетрясения) на 14–20%; 13–15 сентября 2020 г. (за 7–9 дней до землетрясения) на 21–37%; 18 сентября 2020 г. (за 4 дня до землетрясения) на 15–21%.

Анализ относительных значений полного электронного содержания ионосферы позволил выявить их положительные аномалии за 12–15 дней и за 7–9 дней до землетрясения ($\Delta\text{TEC} = 15\text{--}36\%$), формирование которых может быть связано с поведением планетарного пограничного слоя атмосферы. За один день до землетрясения была зарегистрирована также отрицательная ночная аномалия полного электронного содержания ионосферы ($\Delta\text{TEC} = -20\text{--}-30\%$).

По результатам совместного анализа были выявлены совпадения в появлении максимальных значений систем линеаментов и тепловых полей за 15 и за 6 дней до землетрясения, а также в изменениях состояния ионосферы и тепловых полей, проявившиеся за 9–10 дней и за 4 дня до землетрясения.

Таким образом, предложенная методика совместного анализа различных геофизических полей по космическим данным позволила выявить наличие предвестниковых проявлений в вариациях систем линеаментов, тепловых полей и параметров ионосферы в период подготовки землетрясения, произошедшего в районе оз. Байкал 22 сентября 2020 г.

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>
- Андрюханов В.А., Смирнов В.М. Определение высотного профиля электронной концентрации ионосферы Земли по двухчастотным измерениям радиосигналов искусственных спутников Земли // *Радиотехника и электроника*. 1993. Т. 38. № 7. С. 1326.
- Бондур В.Г., Воронова О.С. Вариации уходящего длинноволнового излучения при подготовке и протекании сильных землетрясений на территории России в 2008 и 2009 году // *Изв. ВУЗов. Геодезия и Аэрофотосъемка*. 2012. № 1. С. 79–85.
- 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>
- Бондур В.Г., Гапонова Е.В. Регистрация из космоса аномальных вариаций линеаментных систем Байкальской рифтовой зоны в период землетрясения с магнитудой $M = 5.6$, состоявшегося 21 сентября 2020 г. // *Исслед. Земли из космоса*. 2021. № 2. С. 3–14.
<https://doi.org/10.31857/S0205961421020020>
- Бондур В.Г., Гарагаш И.А., Гохберг М.Б., Родкин М.В. Эволюция напряженного состояния Южной Калифорнии на основе геомеханической модели и текущей сейсмичности // *Физика Земли*. 2016. № 1. С. 120–132. А
<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. Т. 466. № 5. С. 598–601.
<https://doi.org/10.7868/S0869565216050170>
- Бондур В.Г., Зверев А.Т. Метод прогнозирования землетрясений на основе линеаментного анализа космических изображений // *Докл. АН*. 2005. Т. 402. № 1. С. 98–105.
- Бондур В.Г., Зверев А.Т., Гапонова Е.В. Предвестниковая изменчивость линеаментных систем, выявляемых по космическим изображениям, в период сильных землетрясений // *Исслед. Земли из космоса*. 2016. № 3. С. 3–12.
<https://doi.org/10.7868/S0205961416030027>
- Бондур В.Г., Крапивин В.Ф., Савиных В.П. Мониторинг и прогнозирование природных катастроф. М: Научный мир, 2009, 692 с.

- 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.* 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., Чимитдоржиев Т.Н., Тубанов Ц.А., Дмитриев А.В., Дагуров П.Н.* Анализ динамики блоково-разломной структуры в районе землетрясений 2008 и 2020 г. на Южном Байкале методами спутниковой радиоинтерферометрии // Докл. Российской академии наук. Науки о Земле. 2021. Т. 499. № 2. С. 144–150. <https://doi.org/10.31857/S268673972108003X>
- Давиденко Д.В., Пулинец С.А.* Детерминированная изменчивость ионосферы в преддверии сильных ($M \geq 6$) землетрясений в регионах Греции и Италии по данным многолетних измерений // Геомагнетизм и аэронаука. 2019. Т. 59. № 4. С. 529–544. <https://doi.org/10.1134/S0016794019040084>
- 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.
- Златопольский А. А.* Методика измерения ориентационных характеристик данных дистанционного зондирования (технология LESSA) / А.А. Златопольский // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2008. Т. 5. № 1. С. 102–112.
- Короновский Н.В., Златопольский А.А., Иванченко Г.Н.* (1986) Автоматизированное дешифрирование космических снимков с целью структурного анализа // Исследование Земли из космоса. 1986. № 1. С. 111–118.
- Лунина О.В., Андреев А.В., Гладков А.С.* По следам Цаганского землетрясения 1862 г. на Байкале: результаты исследования вторичных косейсмических деформаций в рыхлых осадках // Геология и геофизика, 2012. Т. 53. № 6. С. 775–796
- Михайлов В.О., Назарян А.Н., Смирнов В.Б., Диаман М., Шапиро Н.М., Киселева Е.А., Тихоцкий С.А., Поляков С.А., Смольянинова Е.И., Тимошкина Е.П.* Совместная интерпретация данных дифференциальной спутниковой интерферометрии и GPS на примере Алтайского (Чуйского) землетрясения 27.09.2003 г. // Физика Земли. 2010. № 2. С. 3–16.
- Моги К.* Предсказание землетрясений // М.: Мир. 1988. 382 с.
- 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 аэронаука. 2010. Т.50. № 2. С. 240–252.
- 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 исследования. 2018. Т. 56. № 4. С. 21–30. <https://doi.org/10.31857/S002342060000347-9>
- Соболев Г.А., Пономарев А.В.* Физика землетрясений и предвестники. М.: Наука, 2003, 270 с.
- Очковская М.Г., Гилева Н.А., Радзиминович Я.Б.* Сейсмичность в пределах Байкальской природной территории за период цифровой регистрации // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: Тезисы XV Международной сейсмологической школы, Новосибирск, 06–10 сентября 2021 года. Обнинск: Федеральный исследовательский центр “Единая геофизическая служба Российской академии наук”, 2021. С. 62.
- Bondur V.G., Gokhberg M.B., Garagash I.A., Alekseev D.A.* Revealing Short-Term Precursors of the Strong $M > 7$ Earthquakes in Southern California from the Simulated Stress–Strain State Patterns Exploiting Geomechanical Model and Seismic Catalog Data // Front. Earth Sci. 2020. 8:571700. <https://doi.org/10.3389/feart.2020.571700>
- 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.
- Noll C.* The Crustal Dynamics Data Information System: A resource to support scientific analysis using space geodesy, Advances in Space Research. V. 45. Iss. 12. 15 June 2010. P. 1421–1440. ISSN 0273-1177. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2010.01.018>
- Pulinets S., Tsidilina M., Ouzounov D., Davidenko D.* From Hector Mine M7.1 to Ridgecrest M7.1 Earthquake. A Look from a 20-Year Perspective // Atmosphere. 2021. V. 12. P. 262. <https://doi.org/10.3390/atmos12020262>
- Pulinets S., Ouzounov D.* Lithosphere–Atmosphere–Ionosphere Coupling (LAIC) model – An unified concept for earthquake precursors validation // J. Asian Earth Sci. 41. 371–382. 2011.
- 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., 339, 157–168, 2013.
- Seminsky K.Zh., Bornyakov S.A., Dobrynina A.A., Radziminovich N.A., Rasskazov S.V., San'kov V.A., Mialle P., Bobrov A.A., P'yasova A.M., Salko D.V., San'kov A.V., Seminsky A.K., Chebykin E.P., Shagun A.N., German V.I., Tubanov Ts.A., Ulzibat M.* The Bystrinskoe Earthquake in the Southern Baikal Region (21 September 2020, $M_w = 5.4$): Main Parameters, Precursors, and Accompanying Effects // Russ. Geol. Geophys. (2021) 62(5): 589–603. <https://doi.org/10.2113/RGG20204296>
- Prasad B.S.N., Nagaraja K., Chandrashekara M.S., Paramesh L., Madhava M.S.* (2005). Diurnal and seasonal variations of radioactivity and electrical conductivity near the surface for a continental location Mysore, India. Atmospheric Research, 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.* (2006). The physical nature of thermal anomalies observed before strong earthquakes. Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C, 31(4–9), 143–153. <https://doi.org/10.1016/j.pce.2006.02.042>
- Garavaglia M., Dal Moro G., Zadro M.*, 2000. Radon and tilt measurements in a seismic area: temperature effects. Phys. Chem. Earth 25, 233–237
- Saha S. et al.* 2011, updated daily. NCEP Climate Forecast System Version 2 (CFSv2) 6-hourly Products. Research Data Archive at the National Center for Atmospheric Research, Computational and Information Systems Laboratory. <https://doi.org/10.5065/D61C1TXF>

Dey S., Singh R.P.: Surface latent heat flux as an earthquake precursor, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 3, 749–755.

<https://doi.org/10.5194/nhess-3-749-2003>

Рубакина В.А., Кубрякова А.А., Станичный С.В. Сезонная и суточная изменчивость характеристик термиче-

ского скин-слоя на основе сопоставления спутниковых измерений SEVIRI и данных термопрофилирующих буев // *Исслед. Земли из космоса*. 2021. № 3. С. 30–44.

<https://doi.org/10.31857/S020596142102007X>

Joint Analysis of Anomalous Variations of Different Geophysical Fields According to Satellite Data during M5.6 Earthquake Preparation in the Area of Lake Baikal on 22 September 2020

V. G. Bondur¹, M. N. Tsidilina¹, E. V. Gaponova¹, and O. S. Voronova¹

¹*AEROCOSMOS Research Institute for Aerospace Monitoring, Moscow, Russia*

The results of a study of anomalous variations in different geophysical fields (lineament systems, thermal fields and ionospheric parameters) during the preparation and occurrence of a 5.6-magnitude earthquake, which happened on 22 September 2020 near the lake Baikal, are given. The features of studies of lineament systems, thermal fields and ionospheric parameters are outlined. A joint analysis of anomalous variations in geophysical fields occurring in the lithosphere, atmosphere, and ionosphere during an earthquake preparation has been carried out. Based on the results of this analysis, anomalous variations were recorded: lineament systems, which manifested themselves 15 and 6 days, thermal fields, which manifested themselves 15 and 14 days, and ionospheric parameters, which manifested themselves 8, 7, and 6 days before the studied earthquake. Correlation was found in the appearance of the maximum values of lineament systems and thermal fields 15 and 6 days before the earthquake, as well as in changes in the state of the ionosphere and thermal fields, which manifested themselves 9–10 days and 4 days before the earthquake.

Keywords: remote sensing, satellite data, earthquakes, precursors, geophysical fields, geodynamics, Baikal rift zone

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/S10693513170100>

Andrianov V.A., Smirnov V.M. Opredelenie vysotnogo profilya elektronnoy konsentratsii ionosfery Zemli po dvukhchastotnym izmereniyam radiosignalov iskusstvennykh sputnikov Zemli (Determination of the altitude profile of the electron concentration of the Earth's ionosphere from two-frequency measurements of radio signals from artificial Earth satellites) // *Radiotekhnika i elektronika*. 1993. V. 38. № 7. P. 1326. (In Russian).

Bondur V.G., Voronova O.S. Variatsii ukhodyashchego dlin-novolnovogo izlucheniya pri podgotovke i protekaniy sil'nykh zemletryaseniy na territorii Rossii v 2008 i 2009 godu (Outgoing longwave radiation variations during preparation and occurrence of strong earthquakes in Russia in 2008 and 2009) // *Izvestiya vuzov. Geodeziya i Aerofotosemka*. 2012. № 1. P. 79–85. (In Russian).

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., Gaponova Ye.V. Remotely Registering Anomalous Variations in Lineament Systems of the Baikal Rift Zone during the M = 5.6 Earthquake of September 21, 2020 // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2021. V. 57. № 9. P. 1012–1020.

<https://doi.org/10.1134/S0001433821090437>

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

Bondur V.G., Zverev A.T., Gaponova E. Precursor Variability of Lineament Systems Detected Using Satellite Images during Strong Earthquakes. *Izv. Atmos. Ocean. Phys.* 2019. V. 55. № 9. P. 1283–1291.

<https://doi.org/10.1134/S0001433819090123>

Bondur V.G., Krapivin V.F., Savinyh V.P. Monitoring i prognozirovanie prirodnykh katastrof (Monitoring and forecasting of the natural disasters). Moscow: Nauchnyy mir, 2009. 692 p. (In Russian)

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., Chimitdorzhiev T.N., Tubanov Ts.A., Dmitriev A.V., Dagurov P.N. Analysis of the Block-Fault Structure Dynamics in the Area of Earthquakes in 2008 and 2020 near Southern Lake Baikal by the Methods of Satellite Radiointerferometry // *Doklady Earth Sciences*, 2021. V. 499. Part 2. P. 648–653.

<https://doi.org/10.1134/S1028334X21080031>

- Davidenko D.V., Pulinets S.A.* Deterministic variability of the ionosphere on the eve of strong ($m \geq 6$) earthquakes in the regions of Greece and Italy according to long-term measurements data / *Geomagnetism and Aeronomy*. 2019. T. 59. № 4. C. 493–508.
<https://doi.org/10.1134/S001679321904008X>
- Dobrovolsky I.P.* Estimation of the size of earthquake preparation zones / *I.P. Dobrovolsky, S.I. Zubkov, V.I. Miachkin // Pure and Applied Geophysics*. 1979. V. 117. № 5. P. 1025–1044.
<https://doi.org/10.1007/BF00876083>
- Zlatopolskiy A.A.* Metodika izmereniya orientatsionnykh kharakteristik dannykh distantsionnogo zondirovaniya (tekhnologiya LESSA) (Technique for measuring orientation characteristics of remote sensing data (LESSA technology)) // *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*, 2008. Iss. 5. V. 1. P. 102–112. (In Russian).
- Koronovskii N.V.* Structural analysis of space imagery via computer-aided interpretation / *N.V. Koronovskii, A.A. Zlatopol'skii, G.N. Ivanchenko // Soviet J. Remote Sensing*. 1990. V. 6. № 1. P. 114–121.
- Lunina O.V., Andreev A.V., Gladkov A.S.* The Tsagan earthquake of 1862 on lake Baikal revisited: a study of secondary coseismic soft-sediment deformation // *Russian Geology and Geophysics*. 2012. T. 53. № 6. C. 594–610.
- Mikhailov V.O., Nazaryan A.N., Smirnov V.B., Kiseleva E.A., Tikhotskii S.A., Smol'yaninova E.I., Timoshkina E.P., Polyakov S.A., Diamant M., Shapiro N.* Joint inversion of the differential satellite interferometry and GPS data: A case study of ALTAI (CHUIA) earthquake of september 27, 2003 / *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. 2010. T. 46. № 2. C. 91–103.
- Mogi K.* *Earthquake Prediction*. Academic Press, Tokyo, 1985. 355 p.
- 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>
- 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 zemletryaseny i predvestniki* (Earthquake physics and precursors). Moscow: Nauka, 2003. P. 270. (In Russian)
- Ochkovskaya M.G., Gileva N.A., Radziminovich I.B.* Seismicity within the Baikal natural territory for the digital registration period // *Modern methods of processing and interpretation of seismological data – Abstracts of the XV International Seismological Workshop Novosibirsk, Russia*, September 6–10, 2021. P. 62.
- Bondur V.G., Gokhberg M.B., Garagash I.A., Alekseev D.A.* Revealing Short-Term Precursors of the Strong $M > 7$ Earthquakes in Southern California from the Simulated Stress–Strain State Patterns Exploiting Geomechanical Model and Seismic Catalog Data // *Front. Earth Sci*. 2020. 8: 571700.
<https://doi.org/10.3389/feart.2020.571700>
- 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.
- Noll C.* The Crustal Dynamics Data Information System: A resource to support scientific analysis using space geodesy, *Advances in Space Research*. V. 45. Iss. 12. 15 June 2010. P. 1421–1440. ISSN 0273-1177.
<https://doi.org/10.1016/j.asr.2010.01.018>
- 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., Ouzounov D.* Lithosphere–Atmosphere–Ionosphere Coupling (LAIC) model – An unified concept for earthquake precursors validation // *J. Asian Earth Sci.*, 41, 371–382, 2011.
- 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.*, 339, 157–168, 2013.
- Seminsky K.Zh., Bormyakov S.A., Dobrynina A.A., Radziminovich N.A., Rasskazov S.V., San'kov V.A., Mialle P., Bobrov A.A., Il'yasova A.M., Salko D.V., San'kov A.V., Seminsky A.K., Chebykin E.P., Shagun A.N., German V.I., Tubanov Ts.A., Ulzibat M.* The Bystrinskoe Earthquake in the Southern Baikal Region (21 September 2020, Mw = 5.4): Main Parameters, Precursors, and Accompanying Effects // *Russ. Geol. Geophys.* (2021) 62(5): 589–603.
<https://doi.org/10.2113/RGG20204296>
- Prasad B.S.N., Nagaraja K., Chandrashekara M.S., Paramesh L., Madhava M.S.* (2005). Diurnal and seasonal variations of radioactivity and electrical conductivity near the surface for a continental location Mysore, India. *Atmospheric Research*, 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.* (2006). The physical nature of thermal anomalies observed before strong earthquakes. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 31(4–9), 143–153.
<https://doi.org/10.1016/j.pce.2006.02.042>
- Garavaglia M., Dal Moro G., Zadro M.* 2000. Radon and tilt measurements in a seismic area: temperature effects. *Phys. Chem. Earth* 25, 233–237
- Saha S. et al.* 2011, updated daily. NCEP Climate Forecast System Version 2 (CFSv2) 6-hourly Products. Research Data Archive at the National Center for Atmospheric Research, Computational and Information Systems Laboratory.
<https://doi.org/10.5065/D61C1TXF>
- Dey S., Singh R.P.* Surface latent heat flux as an earthquake precursor, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 3, 749–755.
<https://doi.org/10.5194/nhess-3-749-2003>, 2003.
- Rubakina V. A. Kubryakov A., Stanichny S.* “Seasonal and Diurnal Variability of the Thermal Skin Layer Characteristics Based on a Comparison of Satellite Measurements by SEVIRI and Data from Temperature-Profiling Drifters.” *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics* 57 (2021): 950–961.
<https://doi.org/10.1134/S0001433821090607>

**ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ
ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ**

**АНОМАЛЬНОЕ ЛИТОСФЕРНОЕ МАГНИТНОЕ ПОЛЕ ГОРЯЧЕЙ ТОЧКИ
ЭФИОПИЯ/АФАР (ПО ДАННЫМ МИССИИ СПУТНИКА СНАМР)**© 2022 г. Д. Ю. Абрамова^а, Л. М. Абрамова^б, *^а*Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова РАН,
Москва, г. Троицк, Россия*^б*Центр геоэлектромагнитных исследований Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта,
Москва, г. Троицк, Россия*

*E-mail: labramova@mail.igemi.troitsk.ru

Поступила в редакцию 13.05.2022 г.

Рассмотрена связь пространственного распределения литосферных магнитных аномалий, полученных по данным миссии германского спутника СНАМР, с проявлениями тектонических процессов, обусловленных движением Африканского суперплюма на территории Африки. В качестве источника данных в работе использованы измерения модуля полного вектора геомагнитного поля спутником СНАМР на высотах ~290–260 км для области с координатами 12°–44° E и 30° S–16° N. Анализ построенных по этим данным карт показал, что простирающиеся отрицательные магнитные аномалии согласуются с доминирующим северо-восточным вектором движения мантийного потока Африканского суперплюма. Вследствие прогрева литосферы мантийным веществом суперплюма по достижении значений температуры Кюри порядка 580°, намагниченные структуры нижней коры теряют магнитные свойства, и происходит “отслеживание” траектории мантийного потока. Проанализировано соответствие литосферных магнитных аномалий одной из двух версий местоположения плюма Эфиопия/Афар и его центральной части, горячей точки: на территории депрессии Афар, или в области Главного Эфиопского рифта. Магнитные образы определяющих отрицательных аномалий фиксируются именно над Главным Эфиопским рифтом и подтверждают вторую тектоническую гипотезу. Это также находится в соответствии с моделью Р-волн горячей точки, исследующей эту проблему. На малых (<~400 км) глубинах, самые низкие скорости сосредоточены под Главным Эфиопским рифтом, что согласуются с магнитными данными.

Ключевые слова: литосферные магнитные аномалии, спутник СНАМР, Африканский суперплюм, мантийный поток, плюм и горячая точка Эфиопия/Афар

DOI: 10.31857/S0205961422050025

ВВЕДЕНИЕ

По современным представлениям за возникновение траппов, внутриконтинентальных рифтов и горячих точек ответственными считаются мантийные потоки, продвигающиеся к поверхности Земли от основания мантии в виде “горячей струи” расплава, так называемые плюмы (Loper, 1991; Maquyama, 1994; Pirajno, 2004; Добрецов, 2008). Горячие точки – это поверхностные проявления мантийных плюмов, сфокусированные зоны плавления, для которых характерны высокий тепловой поток и активный вулканизм. Изучение мантийных плюмов и горячих точек, оценка их геолого-тектонических параметров весьма перспективны, поскольку позволяет выявлять специфические особенности зарождения и развития мантийных и мантийно-коровых рудообразующих систем, связанных с формированием крупных и уникальных рудных месторождений (Добрецов, 2008).

Плюмы и горячие точки эффективно изучаются геофизическими методами, однако пока еще не достаточно хорошо изучены. Основным методом исследования в настоящее время является сейсмическая томография, однако здесь успешность и эффективность результата определяет объем экспериментальных данных. К сожалению, большое количество горячих точек и мантийных плюмов расположены в океанических и труднодоступных континентальных регионах, таких как Африка, Южная Америка, Тибет, где возникают серьезные технические трудности при проведении сейсмических работ, и пока мало сейсмических станций.

Существенным преимуществом использования спутниковых геомагнитных данных является возможность анализа и интерпретации огромных массивов компонент поля и построения карт литосферных магнитных аномалий (ЛМА) в областях, где практически отсутствуют приземные из-

мерения, таких, например, как полярные зоны, пустыни и высокогорные области.

Аномальное магнитное поле, полученное по измерениям спутников на высоте их орбит, можно рассматривать как некоторую региональную характеристику, указывающую на закономерности распределения различных типов крупных магнитных неоднородностей в литосфере, при этом происходит фильтрация локальных магнитных аномалий, связанных с намагниченными породами, находящимися в верхних слоях земной коры.

Карты литосферных магнитных аномалий (ЛМА), построенные по спутниковым данным, содержат информацию о современной намагниченности глубинных слоев литосферы, являясь образцами региональных тектонических структур, и, кроме того, отражают геотермическую обстановку в их пределах (Gao et al., 2017). Параметры ЛМА, отражающие положение тектонических структур и их физические свойства, далее используются для комплексных исследований совместно с другими геолого-геофизическими методами.

Развиваемые нами технологии выделения параметров ЛМА из суммарного магнитного поля, измеренного на спутнике СНАМР, обеспечивают достаточно точное определение положения и параметров литосферных магнитных аномалий (Абрамова и др., 2019; 2020; Абрамова Л., Абрамова Д., 2021). Для построения карт ЛМА конкретных регионов из суммарных значений спутникового геомагнитного поля по специальным методикам выделяются необходимые характеристики аномального магнитного поля в узлах координатной сетки, равномерно покрывающей область исследования. Приоритетно используются данные 2008–2010 г., поскольку снизившаяся в этот период высота орбиты СНАМР позволяет получать повышенную (до 2–3 раз) величину амплитуды аномалий. Количество использованных для анализа значений каждой компоненты поля, как правило, составляет ~10000–12000.

Геомагнитное поле на спутниковых высотах является сложной функцией пространства и времени. Основная проблема при проведении его анализа состоит в корректном исключении из измеренного суммарного магнитного поля составляющих, связанных с другими физическими источниками: главного поля, генерируемого в жидкой части земного ядра; полей от токов в проводящих слоях земной коры и верхней мантии; внешних полей магнитосферно-ионосферных токовых систем. Эта проблема решается с использованием актуальных математических моделей, используемых для исключения из суммарного поля “лишних” полей. Причем, это происходит в рамках постоянно совершенствуемой оригинальной методики (Абрамова Д., Абрамова Л., 2014).

Плюм и горячая точка Эфиопия/Афар, о которых идет речь в данной работе, являются одними из самых известных геофизических и геохимических аномалий на Земле.

Задача работы – показать связь пространственного распределения поля литосферных магнитных аномалий (ЛМА), полученного по данным миссии спутника СНАМР, с проявлениями тектонических процессов, обусловленных Африканским суперплюмом на территории Африканского континента.

ЛИТОСФЕРНЫЕ МАГНИТНЫЕ АНОМАЛИИ НАД ТЕРРИТОРИЕЙ АФРИКАНСКОГО КОНТИНЕНТА

В данном разделе анализируются магнитные образы ЛМА, отражающие последствия геолого-тектонических процессов, сопровождающих движение мантийного потока, произведенного Африканским суперплюмом на Африканском континенте.

По современным представлениям, Африканский суперплюм (ASPL) – это крупномасштабная магматическая структура, расположенная у основания мантии, с центром под Южной Африкой. Согласно современным геолого-тектоническим представлениям, мантийный поток Африканского суперплюма продолжается из нижней мантии на северо-восток в виде широкого аномального апвеллинга (Ritsema et al., 1999; Ritsema, Allen, 2003; Simmons et al., 2007; Forte et al., 2010). Далее, по данным результатов исследований, например, (Hansen, Nyblade, Benoit, 2012), мантийный поток поднимается из нижней мантии в переходную зону, затем пересекает ее под северной Замбией, поднимается далее в верхнюю мантию и продолжается в северо-восточном направлении под Кению, Эфиопию, Афар и западную Аравию. Схематичное представление этого процесса иллюстрирует рис. 1.

Для рассмотрения целостной картины образов ЛМА, отражающих предполагаемое прохождение мантийного потока и его последующего влияния на территории Восточной Африки, была создана обширная база геомагнитных спутниковых данных этой территории. В зависимости от конкретных задач эти приведенные в удобную форму экспериментальные данные могут быть использованы для анализа ЛМА, как всей области, так и отдельных ее сегментов.

Карта пространственного распределения поля ЛМА на уровне 290 км, построенная на планшете с координатами 12°–44° E и 30° S–16° N приведена на рис. 2 и являет собой пеструю картину, составленную положительными и отрицательными фрагментами магнитного поля. При построении использовано медианное осреднение по крупным

блокам размером 150×150 км по программе GMT (Wessel, Smith, 2007).

В южной части Африки (см. рис. 2) в зоне действия источника мантийного потока, Африканского суперплюма (ASPL), наблюдаются магнитные аномалии обоих знаков.

Над территориями складчатых поясов Хейсс (KH), Оква (OKW), Лимпопо (LP), протянувшихся с юго-запада на северо-восток, в целом, наблюдается положительное магнитное поле. Значительная область положительных значений магнитного поля также приурочена к акватории Индийского океана (IND).

Практически параллельно поясу положительных магнитных аномалий, ближе к юго-восточному побережью Африки, расположена полоса отрицательных магнитных аномалий, также протягивающихся с юго-запада на северо-восток и свидетельствующих об отсутствии магнитных свойств у пород нижней части литосферы.

Для изучения проявлений ASPL в геофизических полях, был проведен масштабный сейсмический эксперимент SASE (James et al., 2001; Fouch et al., 2004), охватывающий территории кратонов Каапваал (KP) и Зимбабве (ZM), а также подвижный пояс Лимпопо. Исследования показали наличие в мантии областей с аномально низкими сейсмическими скоростями, особенно значительных у самой южной оконечности Африканского материка, свидетельствующих о присутствии здесь следов мантийного расплава.

Данные по высокоскоростным сейсмическим аномалиям и оценке тепловой мощности литосферы на этой территории были дополнены результатами магнитотеллурических (МТ) работ. Модели проводимости, полученные на основе МТ данных, предоставили дополнительную информацию о свойствах литосферы и расширили возможности интерпретации сейсмических и геохимических подходов. Они показали, что астеносфера, окружающая кратон Каапваал, на удивление проводящая, что предполагает либо наличие потоков флюидов, образующихся при глубокой дегидратации, либо мантийный нагрев, либо и то, и другое (Evans et al., 2011), то есть, наблюдаются признаки воздействия на литосферу мантийного нагрева.

Выводы данных исследований подтверждаются результатами построенного распределения поля ЛМА над этой территорией. Происходит сильный прогрев литосферы мантийным веществом плюма, в результате которого, когда температура Кюри достигает значений порядка 580° , намагниченные породы нижней коры теряют магнитные свойства, что проявляется в свойствах аномального магнитного поля.

Простираение пояса отрицательных ЛМА над территорией Южной Африки и далее в северо-во-

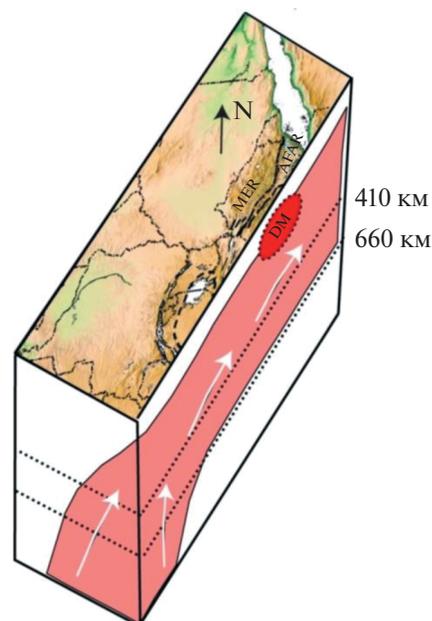


Рис. 1. Предполагаемая структура мантии под восточной частью Африканского континента. Розовая область и белые стрелки изображают поток материала суперплюма; MER: Главный Эфиопский Рифт, DM: зона повышенной степени плавления под горячей точкой Эфиопия/Афар (Hansen, Nyblade, 2013).

сточном направлении четко согласуется с существующей гипотезой об аналогичном продвижении мантийного потока Африканского суперплюма.

Однако далее к северо-востоку, начиная от $\sim 12^\circ$ S и до экватора, наблюдается обширный пояс положительных ЛМА с весьма значительными амплитудами, демонстрирующий как бы отсутствие реакции в магнитном поле на воздействие мантийного потока.

Возможные источники этой, одной из самых выдающихся литосферных магнитных аномалий, зафиксированных на высоте спутника CHAMP, ранее обсуждалась Хемантом и Маусом (Hemant, Maus, 2005). Даже на значительно большей высоте наблюдения 400 км, на которой работал CHAMP в тот период, она имела значительную величину и труднообъяснимую природу. Следуя гипотезе о возможном размещении базальтов в нижней части коры в результате панафриканского горообразования (Pin, Poidevin, 1987; Clark, 1999), Хемант и Маус предположили, что, возможно, в этой части центральноафриканского региона присутствует мощная нижняя кора, построенная железомарганцевыми минералами. Как следствие, магнитная восприимчивость этих пород должна иметь весьма высокие значения. Состав такой коры критически отличается от данных, наблюдаемых поверхностной геологией. Приняв эти допущения и задавая параметры очень мощной коры, в построенной модели магнитной ано-

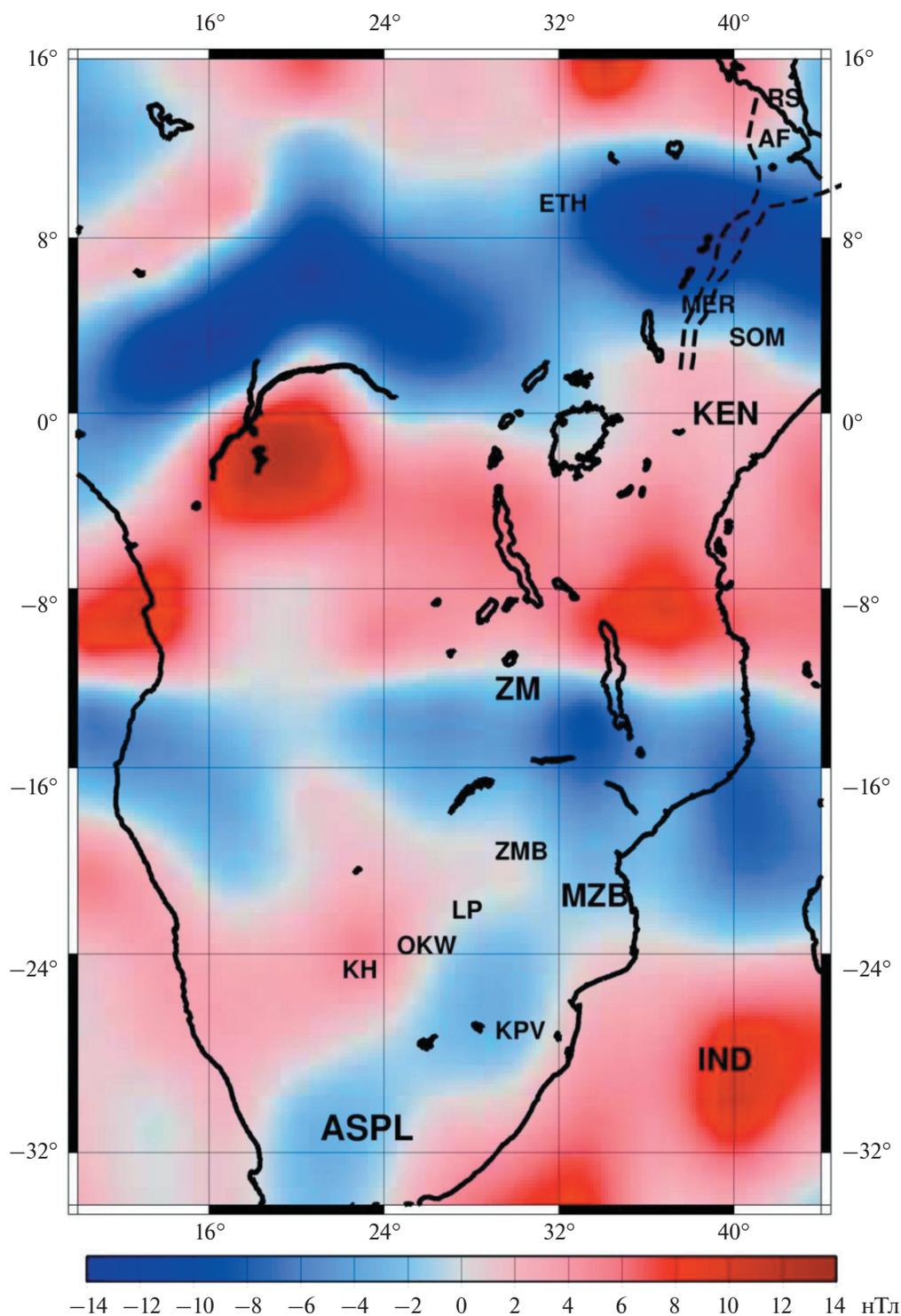


Рис. 2. Карта аномалий магнитного поля T_a над территорией Южной Африки. Аббревиатуры: ASPL Африканский суперплюм, IND – Индийский океан; RS Красное море; государства: MZB – Мозамбик, ZM Замбия; KEN Кения; складчатые пояса на территории Южной Африки: KH – Хейсс, ОКW – Оква, LP – Лимпопо; кратоны: KP – Каапваал, ZMB – Зимбабве; ETH Эфиопский; SOM – кратон Сомали; AF депрессия Афар; MER –Главный Эфиопский рифт.

малии ими было получено приемлемое согласие измеренных и модельных данных (Nemant, Maus, 2005).

При прохождении под такой мощной корой мантийного потока, для ее прогрева требуется длительное время и, по-видимому, ее породы пока сохраняют магнитные свойства. Это подтверждается более глубоким положением изотермы Кюри в этой области (Artemieva, Mooney, 2001).

В качестве следующего шага исследования была поставлена задача: рассмотреть, отвечает ли распределение ЛМА на территории Восточной Африки гипотезе прохождения мантийного потока Африканского суперплюма вплоть до Аравийского полуострова.

Разумеется, следует отдавать себе отчет в том, что траектория мантийного потока от ASPL, как это показано на рис. 1, идеализирована, поскольку на его пути могут возникнуть флуктуации, вызванные неоднородным строением астеносферы и литосферы. Локальные изменения формы и направления мантийного потока могут происходить, например, вокруг областей с мощной архейской литосферой, либо при подъеме потока под области с более тонкой литосферой, что, в свою очередь, должно продуцировать неоднородности в поведении геофизических полей. Тем не менее, несмотря на несомненную гетерогенность мантийного потока, томографические данные указывают на существование доминирующего северо-восточного вектора, достаточного, чтобы объяснить происхождение нагретого материала под всей территорией Восточной Африки (Bagley, Nyblade, 2013).

ПЛЮМ ЭФИОПИЯ-АФАР

В последние десятилетия активно обсуждаются происхождение и природа горячей точки Эфиопия/Афар – одной из самых ярких геофизических и геохимических аномалий на Земле. Считается, что своим происхождением она обязана продвижению разогретого мантийного материала Африканского суперплюма в верхнюю мантию и его массовым излияниям, произошедшим 30–37 млн лет назад (Ritsema, Allen, 2003; Simmons et al., 2012; Добрецов, 2008; Gao et al., 2010, Forte et al. 2010).

К настоящему времени существует две версии местоположения плюма Эфиопия/Афар и его центральной части, горячей точки: согласно первой – это территория котловины Афар, согласно второй – область Главного Эфиопского рифта.

Обе эти гипотезы получены посредством интерпретации данных продольных и поперечных сейсмических скоростей, но с использованием различных методов.

Так при их интерпретации данных глобальных исследований, например, (Ritsema, Allen, 2003; Montelli et al., 2006; Simmons et al., 2012) получалось, что самые низкие сейсмические скорости выявляются под депрессией Афар (AF), что долгое время интерпретировалось как центр горячей точки. Однако при построении моделей регионального масштаба с более высоким разрешением, например, (Bastow et al., 2008; Benoit et al., 2006a, 2006b; Keranen et al., 2009) обнаруживалось, что наиболее ярко выраженные области с низкими сейсмическими скоростями находятся под Главным Эфиопским Рифтом (MER), к юго-западу от депрессии Афар.

Кора под этой областью Эфиопского нагорья также характеризуется аномально высокими отношениями продольных/поперечных сейсмических V_p/V_s (Stuart et al., 2006), что интерпретируется как свидетельство присутствия расплава в литосфере.

Анализ карт литосферных магнитных аномалий, полученных по спутниковым данным, на наш взгляд, может внести дополнительную информацию при решении этого вопроса.

Для более детального рассмотрения параметров ЛМА были дополнительно обработаны массивы спутниковых измерений геомагнитного поля на минимальном уровне полета CHAMP ~260 км, что произошло при снижении орбиты перед завершением его миссии в 2010 г., в результате чего получен качественный материал для интерпретации. Карты строились на различных планшетах, для лучшего разрешения использовались значительно меньшие параметры осреднения аномального поля по площади.

На рис. 3 приведена карта магнитных аномалий T_a над территорией с координатами 3° – 18° N и 34° – 47° E. Здесь использовано медианное осреднение по блокам размером 40×40 км средствами GMT (blockmedian) (Wessel, Smith, 2007).

На карте отчетливо выделяются расположенные практически на одной широте изометрические отрицательные аномалии с центрами 7.5° N– 38° E; 7.5° N– 41.5° E и 7° N– 47.5° E. Левая (1) и центральная (2) аномалии расположены как раз над Главным Эфиопским рифтом (MER), который на карте схематически обозначен пунктирными линиями.

Севернее, практически параллельно отрицательным аномалиям, находятся две положительные аномалии с меньшими значениями магнитного поля, причем одна из них расположена над депрессией Афар.

Нахождение над территориями Эфиопского и Сомалийского плато значительных по амплитуде отрицательных ЛМА, по-видимому, свидетельствует в пользу того, что именно там происходит наиболее сильный прогрев нижней части коры

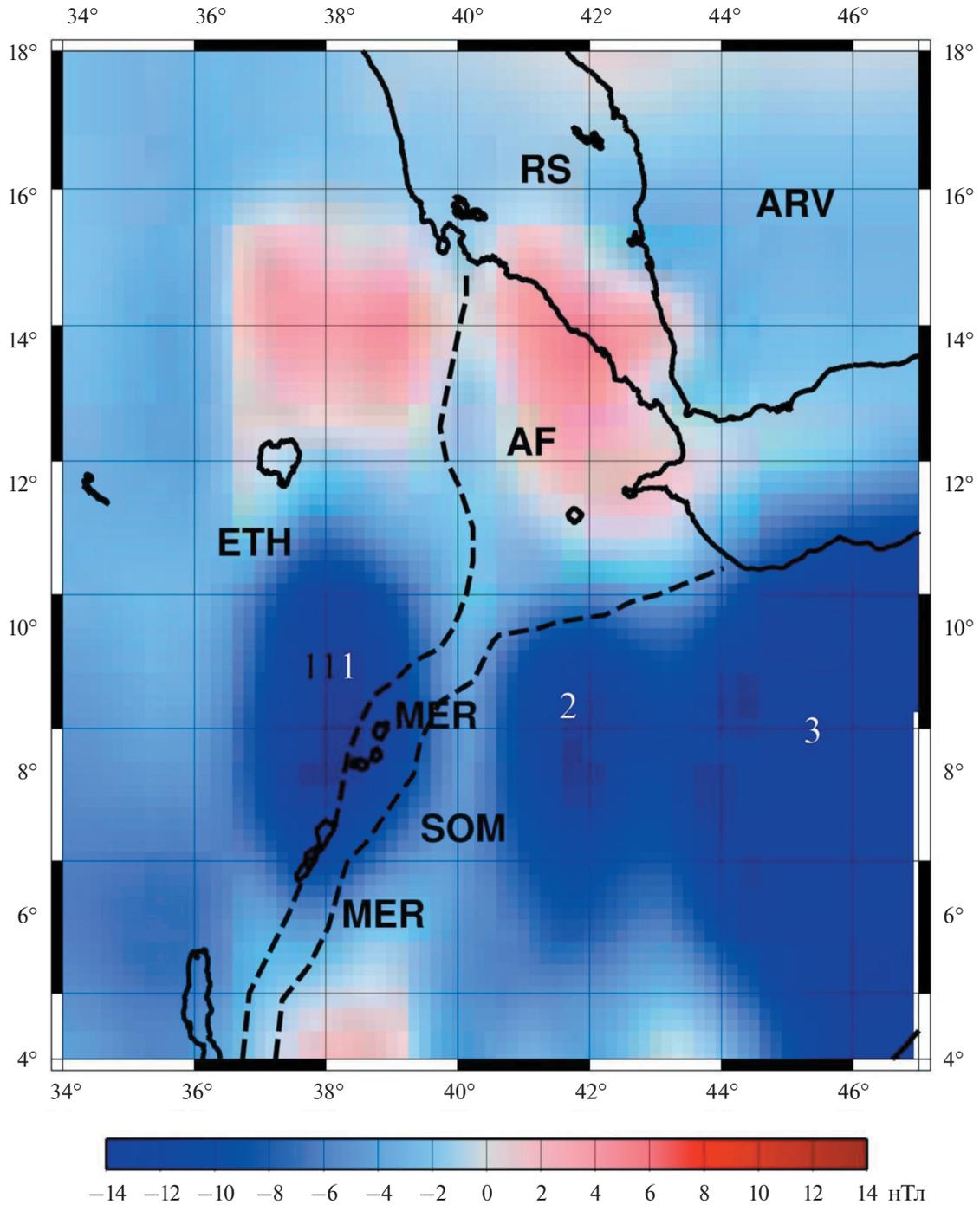


Рис. 3. Карта T_a над территорией Главного Эфиопского рифта. ETH – Эфиопское плато; AF – депрессия Афар; MER – Главный Эфиопский рифт; SOM – кратон Сомали; RS – Красное море; ARV – Аравийский полуостров.

мантийным веществом, и по этой причине, намагниченные породы, входящие в ее состав, теряют магнитные свойства.

В поддержку такой интерпретации можно привести проведенные магнитотеллурические

исследования, которые выявили на этой территории очень низкие уровни удельных сопротивлений ρ (~2 Ом м), в отличие от высоких (~100 Ом м) значений, обнаруженных недалеко под плато Сомали (Whaler, Hautot, 2006). Модели, полученные

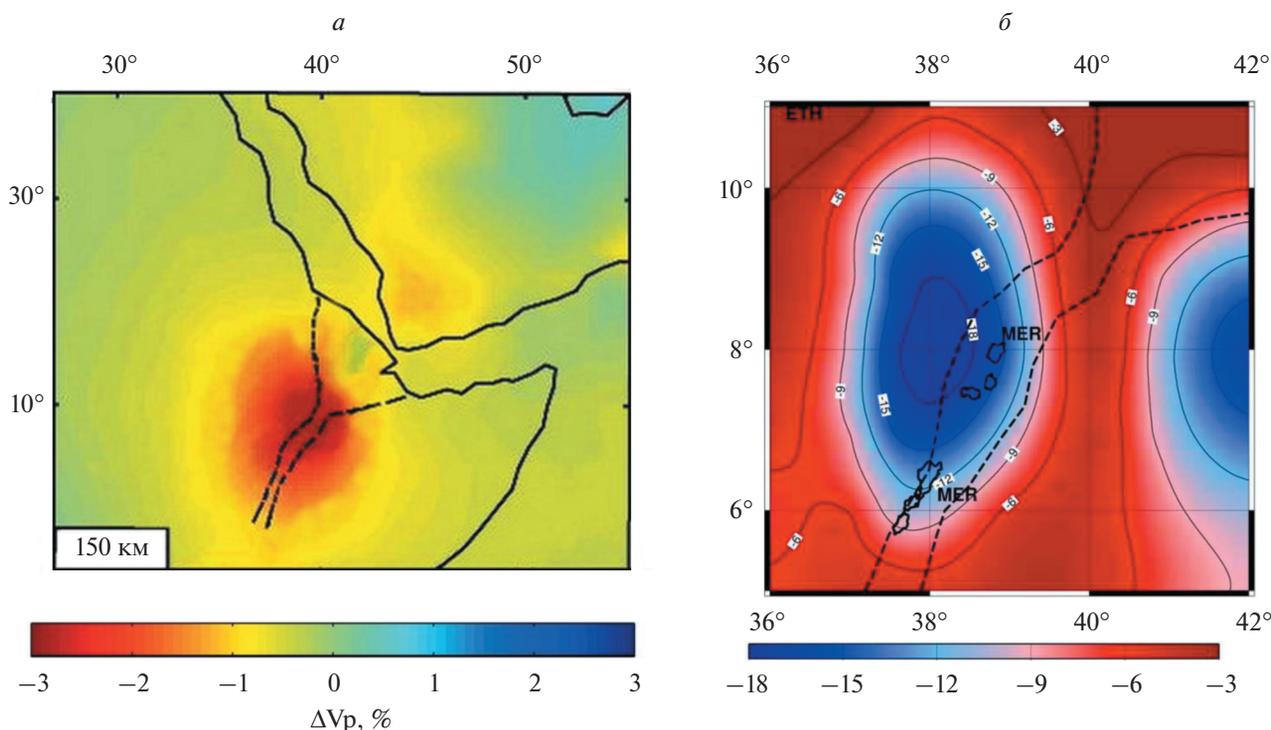


Рис. 4. *a* – Сейсмический образ аномалий скорости продольных волн (Hansen, Nyblade, 2013). Пунктирные линии – границы MER. Цветовая шкала $\pm 3\%$; *b* – магнитная аномалия над Главным Африканским рифтом.

на основе МТ данных, показали, что геоэлектрические свойства астеносферы, скорее всего, предполагают мантийный нагрев.

Плавный переход от небольших отрицательных к слабположительным значениям поля над депрессией Афар (см. рис. 3), по-видимому, свидетельствует о неполной потере магнитных свойств вещества нижней части земной коры при латеральном перемещении мантийного вещества суперплюма. Прогрев астеносферы и подъем поверхности Кюри магнетита происходит здесь более медленно.

Таким образом, распределение поля магнитных аномалий указывает на то, что плюм и горячая точка Эфиопия/Афар находятся под Главным Эфиопским рифтом, а не под депрессией Афар.

Для сопоставления положения образов магнитных аномалий с образами зон пониженных скоростей на этой территории, мы взяли томографическую модель, приведенную в работе (Hansen, Nyblade, 2013), посвященной этой проблеме. При построении модели сейсмических скоростей авторы использовали метод глобальной томографической инверсии по набору данных, содержащих времена пробега от землетрясений, зарегистрированных большим количеством новых сейсмических станций в Эфиопии. Это обеспечило улучшенное разрешение по сравнению с прежними моделями. В работе представлены образы ва-

риаций скорости мантийных продольных волн под территорией Эфиопия/Афар, на разных глубинах, показывающие важные особенности зоны низких скоростей под этой территорией. Согласно их данным, начиная с глубин ~ 200 км под Эфиопским плато, интенсивность низкоскоростной (плюмовой) аномалии, резко возрастает, что, по-видимому, обусловлено повышенной пластичностью мантийного расплава в верхней мантии.

Для иллюстрации образов магнитной и скоростной аномалии и их подобия на рис. 4, *a* показана панель площадных сейсмических образов аномалий скорости продольных волн как отклонения от эталонной модели ak135 (δV_p) на глубине 150 км верхней мантии (Hansen, Nyblade, 2013), а на рис. 4, *b* – образ магнитной аномалии над этой же территорией.

Наличие такой яркой аномалии пониженной сейсмической скорости объясняется, по мнению авторов, тем, что здесь происходит суммарное тепловое воздействие, произведенное непосредственно мантийным потоком и дополнительным декомпрессионным плавлением молодой литосферы посредством поднимающегося вертикально вверх вещества плюма, что и обуславливает сейсмическую аномалию именно в этой точке.

Под депрессией Афар сейсмические скорости выше по сравнению с MER.

Образы ЛМА на рис. 4, б хорошо соответствуют приведенной на рис. 4, а картине сейсмических скоростей.

На территории южной оконечности Аравийского полуострова аномальное магнитное поле понижено и также согласуется с данными сейсмических наблюдений.

ВЫВОДЫ

Анализ карт магнитных аномалий, построенных по измерениям геомагнитного поля на спутнике CHAMP, показал, что простирающиеся отрицательные ЛМА указывают на существование доминирующего северо-восточного вектора и соответствует гипотезе о предполагаемом движении мантийного потока Африканского суперплюма вплоть до Аравийского щита. Вследствие прогрева литосферы мантийным веществом и по достижении значений температуры Кюри порядка 580°, намагнитенные структуры нижней коры теряют магнитные свойства, и происходит “отслеживание” траектории мантийного потока.

Магнитные образы самых значительных отрицательных магнитных аномалий над территорией Восточно-Африканской рифтовой зоны фиксируются именно над Главным Эфиопским рифтом и находятся в согласии с гипотезой о расположении горячей точки Эфиопия/Афар именно в регионе MER, а не на территории депрессии Афар.

Это предположение также находится в соответствии с моделью Р-волн горячей точки, приведенной в работе, исследующей эту проблему. На малых менее ~400 км) глубинах, зона наиболее низких скоростей сосредоточена под Главным Эфиопским рифтом (MER), что согласуется с положением ЛМА.

БЛАГОДАРНОСТИ

Все построения карт ЛМА производились с использованием программы GMT (Wessel, Smith, 2007).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абрамова Д.Ю., Абрамова Л.М. Литосферные магнитные аномалии на территории Сибири (по измерениям спутника CHAMP) // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. С. 1081–1092.

Абрамова Д.Ю., Абрамова Л.М., Варенцов И.М., Филиппов С.В. Исследование литосферных магнитных аномалий Гренландско-Исландско-Фарерского вулканического комплекса по данным измерений на спутнике CHAMP // Геофизические исследования. 2019. Т. 20. № 2. С. 5–18.
<https://doi.org/10.21455/gr2019.2-1>

Абрамова Д.Ю., Филиппов С.В., Абрамова Л.М. О возможностях использования спутниковых геомагнитных наблюдений в исследовании геолого-тектонического строения литосферы // Исслед. Земли из космо-

са. 2020. № 2. С. 69–81.
<https://doi.org/10.31857/S0205961420010029>

Абрамова Л.М., Абрамова Д.Ю. Отражение процессов мантийного плюмового магматизма в литосферных магнитных аномалиях, полученных по данным спутника CHAMP // Исслед. Земли из космоса. 2021. № 4. С. 3–14.
<https://doi.org/10.31857/S0205961421040023>

Добрецов Н.Л. Геологические следствия термохимической модели плюмов // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 7. С. 587–604.

Artemieva I.M., Mooney W.D. Thermal thickness and evolution of Precambrian lithosphere: A global study // J. Geophys. Res. 2001. V. 106. P. 16.387–16.414.

Bagley B., Nyblade A. Seismic anisotropy in eastern Africa, mantle flow, and the African superplume // Geophys. Res. Lett. 2013. V. 40. № 8. P. 1500–1505.

Bastow I., Nyblade A., Stuart G., Rooney T., Benoit M. Upper mantle seismic structure beneath the Ethiopian hot spot: Rifting at the edge of the African low-velocity anomaly // Geochem. Geophys. Geosyst. 2008. V. 9. № 12.
<https://doi.org/10.1029/2008GC002107>

Benoit M., Nyblade A., VanDecar J. Upper mantle P-wave speed variations beneath Ethiopia and the origin of the Afar hotspot // Geology. 2006a. V. 34. P. 329–332.

Benoit M., Nyblade A., Owens T., Stuart G. Mantle transition zone structure and upper mantle S velocity variations beneath Ethiopia: Evidence for a broad, deep-seated thermal anomaly // Geochem. Geophys. Geosyst. 2006b. V. 71. № 11.
<https://doi.org/10.1029/2006GC001398>

Clark D.A. Magnetic petrology of igneous intrusions: Implications for exploration and magnetic interpretation // Explor. Geophys. 1999. V. 30. P. 5–26.

Evans R.L., Jones A.G., Garcia X., Muller M., Hamilton M., Evans S., Fourie C.J.S., Spratt J., Webb S., Jelsma H., Hutchins D. Electrical lithosphere beneath the Kaapvaal Craton, Southern Africa // J. Geophys. Res. 2011. V. 116. P. 1–16. B04105.
<https://doi.org/10.1029/2010JB007883>

Forte A., Qu'r'e S., Moucha R., Simmons N., Grand S., Mitrovica J., Rowle D. Joint seismic-geodynamic-mineral physical modeling of African geodynamics: a reconciliation of deep-mantle convection with surface geophysical constraints // Earth Planet. Sci. Lett. 2010. V. 295. P. 329–341.

Fouch M.J., James D.E., Van Decar J., van der Lee S., the Kaapvaal Seismic Group. Mantle seismic structure beneath the Kaapvaal and Zimbabwe cratons // S. Afr. J. Geol. 2004. V. 107. P. 33–44.
<https://doi.org/10.2113/107.1-2.33>

Gao G., Kang G., Li G., Bai C., Wu Y. An analysis of crustal magnetic anomaly and Curie surface in west Himalayan syntaxis and adjacent area // Acta Geod. Geoph. 2017. V. 52(3). P. 407–420.
<https://doi.org/10.1007/s40328-016-0179-z>

Gao S., Liu K., Abdelsalam M. Seismic anisotropy beneath the Afar Depression and adjacent areas: implications for mantle flow // J. Geophys. Res. 2010. V. 115. P. 1–15.
<https://doi.org/10.1029/2009JB007141>

Hansen S., Nyblade A., Benoit M. Mantle structure beneath Africa and Arabia from adaptively parameterized P-wave tomography: Implications for the origin of Cenozoic Afro-Arabian tectonism // Earth Planet. Sci. Lett. 2012. V. 319–320. P. 23–34.

Hansen S., Nyblade A. The deep seismic structure of the Ethiopia/Afar hotspot and the African superplume // Geo-

- phys. J. Int. 2013. P. 118–124.
<https://doi.org/10.1093/gji/ggt116>
- Hemant K., Maus S.* Geological modeling of the new CHAMP magnetic anomaly maps using a geographical information system technique // *J. Geophys. Res.* 2005. V. 110. P. 1–23.
- James D.E., Fouch M.J., Van Decar J.C., van der Lee S., Kaapvaal Seismic Group.* Tectospheric structure beneath southern Africa // *Geophys. Res. Lett.* 2001. V. 28. № 13. P. 2485–2488.
- Keranen K., Klemperer S.L., Julia J., Lawrence J.L., Nyblade A.* Low lower-crustal velocity across Ethiopia: Is the Main Ethiopian Rift a narrow rift in a hot craton? // *Geochem., Geoph., Geosyst.* 2009. V.10. Q0AB01.
<https://doi.org/10.1029/2008GC002293>
- Loper D.E.* Mantle plumes // *Tectonophysics.* 1991. V. 187. P. 373–384.
- Mariyama Sh.* Plume tectonics // *Geol. Soc. Japan.* 1994. V. 100. № 1. P. 24–34.
- Montelli R., Nolet G., Dahlen F., Masters G.* A catalogue of deep mantle plumes: New results from finite-frequency tomography // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2006. V. 7.
<https://doi.org/10.1029/2006GC001248>
- Pin C., Poidevin J.L.* U-Pb Zircon evidence for a Pan-African granulite facies metamorphism in the central African Republic: A new interpretation of the highgrade series of the northern border of the Congo craton // *Precambrian Res.* 1987. V. 36. P. 303–312.
- Pirajno F.* Ore deposits and mantle plumes. Kluwer Academic Publishers. 2004. 556 p.
- Ritsema J., van Heijst H., Woodhouse J.* Complex shear wave velocity structure beneath Africa and Iceland // *Science.* 1999. V. 286. P. 1925–1928.
- Ritsema J., Allen R.* The elusive mantle plume // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2003. V. 207. P. 1–12.
- Simmons N., Forte A., Grand S.* Thermochemical structure and dynamics of the African superplume // *Geophys. Res. Lett.* 2007. V. 34. № 2.
<https://doi.org/10.1029/2006GL028009>
- Simmons N.A., Myers S.C., Johannesson G., Matzel E.* LLN-LG3Dv3: Global P wave tomography model for improved regional and teleseismic travel time prediction // *J. Geophys. Res.* 2012. V. 117. B10302.
<https://doi.org/10.1029/2012JB009525>
- Stuart G.W., Bastow I.D., Ebinger C.J.* Crustal structure of the northern main Ethiopian Rift from receiver function studies / (Eds) *G. Yirgu, C.J. Ebinger, P.K.H. Maguire.* London. UK. 2006. P. 253–267.
- Wessel P., Smith W.H.F.* The generic mapping tools // *Technical reference and cookbook version 4.2.* 2007.
<http://gmt.soest.hawaii.edu>
- Whaler K.A., Hautot S.* The electrical resistivity structure of the crust beneath the northern Main Ethiopian Rift / (Eds) *G. Yirgu, C.J. Ebinger, P.K.H. Maguire.* London. UK. 2006. P. 293–305.

Anomaly Lithospheric Magnetic Field of the Ethiopia/Afar Hotspot (According to the CHAMP Mission)

D. Yu. Abramova¹, and L. M. Abramova²

¹ *Institute of Terrestrial Magnetism, Ionosphere, and Radio Wave Propagation, Russian Academy of Sciences, Moscow, Troitsk, Russia*

² *Geoelectromagnetic Research Centre, Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, Troitsk, Russia*

The relationship between the spatial distribution of lithospheric magnetic anomalies obtained from the German CHAMP satellite data and display of tectonic processes caused by the movement of the African superplume is considered. Measurements of the absolute geomagnetic field vector by the CHAMP satellite at altitudes of ~290–260 km for the area with coordinates 12°–44° E and 30° S–16° N were used as a data source. An analysis of the maps constructed from these data showed that the strike of negative magnetic anomalies is consistent with the dominant northeastern vector of the African superplume mantle flow. As a result of the heating by the mantle flow in the lower crust, the Curie temperatures are reached, the magnetized structures lose their magnetic properties, and the trajectory of the mantle flow is “tracked” by means of an anomalous magnetic field. Concordance of lithospheric magnetic anomalies to one of two versions of the location of the Ethiopia/Afar plume and its hot spot is analyzed: in the territory of the Afar depression, or in the area of the Main Ethiopian rift. Magnetic images of negative magnetic anomalies are fixed exactly above the Main Ethiopian Rift, which is a confirmation of the second tectonic hypothesis. This is also consistent with the hot spot P-wave model investigating this issue.

Keywords: lithospheric magnetic anomalies, CHAMP satellite, African superplume, mantle flow, plume and hotspot Ethiopia/Afar

REFERENCES

- Abramova D. Yu., Abramova L.M.* Litosfernyye magnitnyye anomalii na territorii Sibiri (po izmereniyam sputnik CHAMP) [Lithospheric magnetic anomalies on the territory of Siberia (based on measurements from the CHAMP satellite)] // *Russian Geology and Geophysics.* 2014. V. 55. P. 1081–1092 (in Russian).
- Abramova D. Yu., Abramova L.M., Varentsov I.V., Filippov S.V.* Issledovaniye litosfernykh magnitnykh anomalii Grenlandsko-Islandsko-Farerskogo vulkanicheskogo kompleksa po dannym izmereniy na sputnike CHAMP [Investigation of lithospheric magnetic anomalies of the Greenland-Iceland-Faroe volcanic complex based on measurements on the CHAMP satellite] // *Geophysical research.* 2019. V. 20. № 6. P. 5–18 (in Russian).

- Abramova D. Yu., Filippov S. V., Abramova L. M.* O vozmozhnostyakh ispolzovaniya sputnikovykh geomagnitnykh nablyudeniya v issledovanii geologo-tektonicheskogo stroeniya litosfery [On the possibilities of using satellite geomagnetic observations in the study of the geological and tectonic structure of the lithosphere] // *Issledovanie Zemli iz kosmosa*. 2020. № 2. P. 69–81 (in Russian).
- Abramova L. M., Abramova D. Yu.* Otrazheniye protsessov mantiynogo plyumovogo magmatizma v litosfernykh magnitnykh anomal'yakh, poluchennykh po dannym sputnika CHAMP [Reflection of the Mantle Plume Magmatism Processes in the Lithospheric Magnetic Anomalies on the CHAMP Satellite Data] // *Issledovanie Zemli iz kosmosa*. 2021. № 4. P. 3–14. (in Russian)
<https://doi.org/10.31857/S0205961421040023>
- Artemieva I. M., Mooney W. D.* Thermal thickness and evolution of Precambrian lithosphere: A global study // *J. Geophys. Res.* 2001. V. 106. P. 16.387–16.414.
- Bagley B., Nyblade A.* Seismic anisotropy in eastern Africa, mantle flow, and the African superplume // *Geophys. Res. Lett.* 2013. V. 40. № 8. P. 1500–1505.
- Bastow I., Nyblade A., Stuart G., Rooney T., Benoit M.* Upper mantle seismic structure beneath the Ethiopian hot spot: Rifting at the edge of the African low-velocity anomaly // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2008. V. 9. № 12.
<https://doi.org/10.1029/2008GC002107>
- Benoit M., Nyblade A., VanDecar J.* Upper mantle *P*-wave speed variations beneath Ethiopia and the origin of the Afar hotspot // *Geology*. 2006a. V. 34. P. 329–332.
- Benoit M., Nyblade A., Owens T., Stuart G.* Mantle transition zone structure and upper mantle *S* velocity variations beneath Ethiopia: Evidence for a broad, deep-seated thermal anomaly // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2006b. V. 7. № 11.
<https://doi.org/10.1029/2006GC001398>
- Clark D. A.* Magnetic petrology of igneous intrusions: Implications for exploration and magnetic interpretation // *Explor. Geophys.* 1999. V. 30. P. 5–26.
- Dobretsov N. L.* Geologicheskie sledstviya termohimicheskoy modeli pljumov [Geological implications of the thermochemical plume model] // *Russian Geology and Geophysics*. 2008. V. 49. № 7. P. 587–604 (in Russian).
- Evans R. L., Jones A. G., Garcia X., Muller M., Hamilton M., Evans S., Fourie C. J. S., Spratt J., Webb S., Jelsma H., Hutchins D.* Electrical lithosphere beneath the Kaapvaal Craton, Southern Africa // *J. Geophys. Res.* 2011. V. 116. P. 1–16. B04105.
<https://doi.org/10.1029/2010JB007883>
- Forte A., Qu'ré S., Moucha R., Simmons N., Grand S., Mitrovica J., Rowle D.* Joint seismic-geodynamic-mineral physical modeling of African geodynamics: a reconciliation of deep-mantle convection with surface geophysical constraints // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2010. V. 295. P. 329–341.
- Fouch M. J., James D. E., Van Decar J., van der Lee S., the Kaapvaal Seismic Group.* Mantle seismic structure beneath the Kaapvaal and Zimbabwe cratons // *S. Afr. J. Geol.* 2004. V. 107. P. 33–44.
<https://doi.org/10.2113/107.1-2.33>
- Gao G., Kang G., Li G., Bai C., Wu Y.* An analysis of crustal magnetic anomaly and Curie surface in west Himalayan syntaxis and adjacent area // *Acta Geod. Geoph.* 2017. V. 52(3). P. 407–420.
<https://doi.org/10.1007/s40328-016-0179-z>
- Gao S., Liu K., Abdelsalam M.* Seismic anisotropy beneath the Afar Depression and adjacent areas: implications for mantle flow // *J. Geophys. Res.* 2010. V. 115. P. 1–15.
<https://doi.org/10.1029/2009JB007141>
- Hansen S., Nyblade A., Benoit M.* Mantle structure beneath Africa and Arabia from adaptively parameterized *P*-wave tomography: Implications for the origin of Cenozoic Afro-Arabian tectonism // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2012. V. 319–320. P. 23–34.
- Hansen S., Nyblade A.* The deep seismic structure of the Ethiopia/Afar hotspot and the African superplume // *Geophys. J. Int.* 2013. P. 118–124.
<https://doi.org/10.1093/gji/ggt116>
- Hemant K., Maus S.* Geological modeling of the new CHAMP magnetic anomaly maps using a geographical information system technique // *J. Geophys. Res.* 2005. V. 110. P. 1–23.
- James D. E., Fouch M. J., Van Decar J. C., van der Lee S., Kaapvaal Seismic Group.* Tectospheric structure beneath southern Africa // *Geophys. Res. Lett.* 2001. V. 28. № 13. P. 2485–2488.
- Keranen K., Klemperer S. L., Julia J., Lawrence J. L., Nyblade A.* Low lower-crustal velocity across Ethiopia: Is the Main Ethiopian Rift a narrow rift in a hot craton? // *Geochem., Geoph., Geosyst.* 2009. V. 10. Q0AB01.
<https://doi.org/10.1029/2008GC002293>
- Loper D. E.* Mantle plumes // *Tectonophysics*. 1991. V. 187. P. 373–384.
- Maruyama Sh.* Plume tectonics // *Geol. Soc. Japan*. 1994. V. 100. № 1. P. 24–34.
- Montelli R., Nolet G., Dahlen F., Masters G.* A catalogue of deep mantle plumes: New results from finite-frequency tomography // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2006. V. 7. <https://doi.org/10.1029/2006GC001248>
- Pin C., Poidevin J. L.* U-Pb Zircon evidence for a Pan-African granulite facies metamorphism in the central African Republic: A new interpretation of the highgrade series of the northern border of the Congo craton // *Precambrian Res.* 1987. V. 36. P. 303–312.
- Pirajno F.* Ore deposits and mantle plumes. Kluwer Academic Publishers. 2004. 556 p.
- Ritsema J., van Heijst H., Woodhouse J.* Complex shear wave velocity structure beneath Africa and Iceland // *Science*. 1999. V. 286. P. 1925–1928.
- Ritsema J., Allen R.* The elusive mantle plume // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2003. V. 207. P. 1–12.
- Simmons N., Forte A., Grand S.* Thermochemical structure and dynamics of the African superplume // *Geophys. Res. Lett.* 2007. V. 34. № 2.
<https://doi.org/10.1029/2006GL028009>
- Simmons N. A., Myers S. C., Johannesson G., Matzel E.* LLN-LG3Dv3: Global *P* wave tomography model for improved regional and teleseismic travel time prediction // *J. Geophys. Res.* 2012. V. 117. B10302.
<https://doi.org/10.1029/2012JB009525>
- Stuart G. W., Bastow I. D., Ebinger C. J.* Crustal structure of the northern main Ethiopian Rift from receiver function studies / (Eds) G. Yirgu, C. J. Ebinger, P. K. H. Maguire. London. UK. 2006. P. 253–267.
- Wessel P., Smith W. H. F.* The generic mapping tools // Technical reference and cookbook version 4.2. 2007.
<http://gmt.soest.hawaii.edu>
- Whaler K. A., Hautot S.* The electrical resistivity structure of the crust beneath the northern Main Ethiopian Rift / (Eds) G. Yirgu, C. J. Ebinger, P. K. H. Maguire. London. UK. 2006. P. 293–305.

**ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ
ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ**

**ВЛИЯНИЕ ЗАГРЯЗНЕННОСТИ МОРСКОГО ЛЬДА НА ОШИБКИ
В ОПРЕДЕЛЕНИИ СПЛОЧЕННОСТИ В ПЕРИОД ТАЯНИЯ ПО ДАННЫМ
СПУТНИКОВОЙ МИКРОВОЛНОВОЙ РАДИОМЕТРИИ**

© 2022 г. Т. А. Алексеева^{a, b, *}, Ю. В. Соколова^{a, b}, Е. В. Афанасьева^{a, b}, В. В. Тихонов^{b, c},
М. Д. Раев^b, Е. А. Шарков^b, С. М. Ковалев^a, В. М. Смоляницкий^a

^aФГБУ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия

^bИнститут космических исследований РАН, Москва, Россия

^cИнститут водных и экологических проблем Сибирского отделения РАН, Барнаул, Россия

*E-mail: taa@aari.ru

Поступила в редакцию 28.06.2022 г.

На определение сплоченности морского льда по данным спутниковой микроволновой радиометрии влияет множество природных факторов, один из которых – загрязненность, рассматривается в данной работе. На примере припая Восточно-Сибирского моря проанализированы значения сплоченности, полученные с помощью шести алгоритмов ASI, TUD, OSI-401-b, BT, NT и CDR, выбранных для исследования исходя из доступности данных, а также их широкого использования и популярности в научных исследованиях. Результаты показали, что в период интенсивного таяния с конца мая по начало июля все алгоритмы показывают более низкие значения сплоченности в загрязненных льдах, чем в чистых, но наиболее чувствительны к загрязненности два алгоритма ASI и TUD, что обусловлено использованием в них высокочастотного канала 85-91 ГГц.

Ключевые слова: Северный Ледовитый океан, спутниковая микроволновая радиометрия, припай, разрушенность, загрязненность

DOI: 10.31857/S0205961422050037

ВВЕДЕНИЕ

Данные спутниковой микроволновой радиометрии имеют большое значение для решения ряда научных и практических задач. Эти данные являются основным источником информации об изменении площади ледяного покрова с 1978 г., когда начал работу сканирующий многоканальный микроволновый радиометр SMMR (Scanning Multichannel Microwave Radiometer) на борту искусственного спутника Земли (ИСЗ) Nimbus-7. В настоящее время регулярные данные пассивного микроволнового зондирования полярных регионов поступают с радиометров SSMIS (Special Sensor Microwave Imager/Sounder) и AMSR2 (Advanced Microwave Scanning Radiometer) (Митник и Митник, 2005). Для расчета сплоченности морского льда по значениям яркостной температуры, получаемой с этих радиометров, уже разработано множество алгоритмов (например, NASA Team, Nasa Team 2, Bootstrap, ASI, NORSEX, Bristol, CalVal и т.д.), а также постоянно разрабатываются новые алгоритмы. Такое разнообразие алгоритмов и непрерывная работа научного сообщества по их усовершенствованию обусловлены тем, что до сих пор ни один из них не дает абсолютно точные значения сплоченности морского льда. При

расчетах крайне сложно учесть все разнообразие природных процессов, оказывающих влияние на итоговые результаты. При создании алгоритмов применяются различные каналы (от 6.925 до 91.655 ГГц) на горизонтальной и вертикальной поляризации и методы (Тихонов и др., 2016). Таким образом, значения сплоченности морского льда, получаемые с помощью различных алгоритмов, могут существенно различаться и у каждого алгоритма есть свои преимущества и недостатки (Ivanova et al., 2015).

В работе (Alekseeva et al., 2019) были представлены результаты сравнения данных спутниковой микроволновой радиометрии с данными специальных судовых наблюдений в Арктике, анализ изменчивости средних ошибок определения сплоченности морского льда по данным алгоритмов NASA Team, ASI и VASIA2 для различных градаций сплоченности и влияние на ошибки начальных видов льда, стадии разрушенности, размеров ледяных полей и загрязненности.

В работе (Алексеева et al., 2021) подробно рассматривается влияние загрязненности морского льда различного происхождения на занижение его сплоченности, полученной по данным спутниковой микроволновой радиометрии. Загряз-

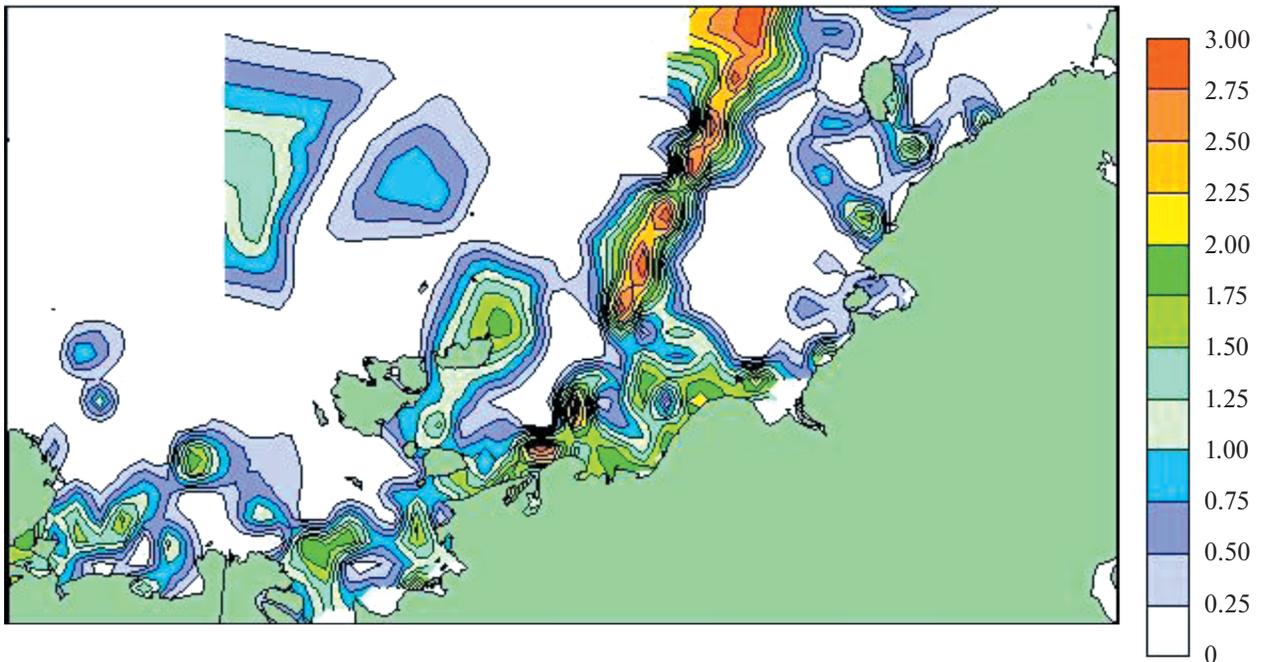


Рис. 1. Загрязненность морского льда в море Лаптевых и Восточно-Сибирском море в июле на основе данных авиаразведок ААНИИ за период 1953–1976 гг. Шкала загрязненности определяется по 3-бальной шкале (Smolyanitsky et al., 2003; Алексеева и др., 2021).

ненные льды в Арктике занимают обширные площади. Однако точных данных о распределении и количестве загрязненных льдов на данный момент нет. Не отрицая прогресс в использовании оптической информации ИСЗ для оценки отдельных включений в морской лед, например биогенных (Babin et al., 2015), отметим, что получить наиболее точную информацию о степени загрязненности морских льдов в настоящее время возможно только с помощью визуальных наблюдений с борта судна за выворотами льдин по ходу движения или по непосредственным количественным измерениям в кернах. Наиболее масштабные данные о загрязненности в историческом плане были получены в XX в. во время ледовых авиаразведок ААНИИ. На рис. 1 представлена обобщенная карта зон загрязненности морского льда в Лаптевых и Восточно-Сибирском морях в июле 1953–1976 гг. (Smolyanitsky et al., 2003).

Загрязнение морского льда может быть органического и неорганического характера. Вещества органического происхождения попадают на лед в основном при замерзании и в период таяния, когда в снежниках развиваются колонии микроскопических диатомовых водорослей, а частицы неорганического происхождения — со дна моря на мелководье, в результате материкового стока и ветровой эрозии суши (Иванов, 2007). Обширные зоны загрязненных льдов формируются в прибрежных мелководных районах, при

одновременном воздействии нескольких факторов во время процессов ледообразования: глубины не более 50 м, турбулентность, сильные ветры. Также в мелководных районах с сильной турбулентностью, при формировании донного льда, в кристаллы льда вмораживаются частицы донных осадков. Впоследствии донный лед всплывает и становится частью ледяного покрова на поверхности моря (Reimnitz et al., 1993; Narasyn et al., 2019). В загрязненность льда неорганическими включениями вносит свою долю и вспахивание дна айсбергами и массивными торосами, киль которых может достигать дна на мелководье. Часть загрязнений является следствием хозяйственной деятельности человека в Арктике, которая увеличивается с каждым годом (Бондур и др., 2016).

Грязь на поверхности льда обычно распространена неравномерно, и количество ее меняется в течение года. В зимне–весенний период, во время нарастания ледяного покрова, загрязненность льда невозможно определить визуально по спутниковым снимкам или путем ледовой авиаразведки, так как загрязнения залегают слоями в толще льда, и сверху прикрыты снежным покровом. В этот период возможно определение загрязненности только с борта ледокола (визуальная оценка загрязненности по выворотам льдин) или с помощью бурения льда (рис. 2, а), но таких данных очень мало. Загрязненность носит слоистый характер, слои с максимальными концентрация-

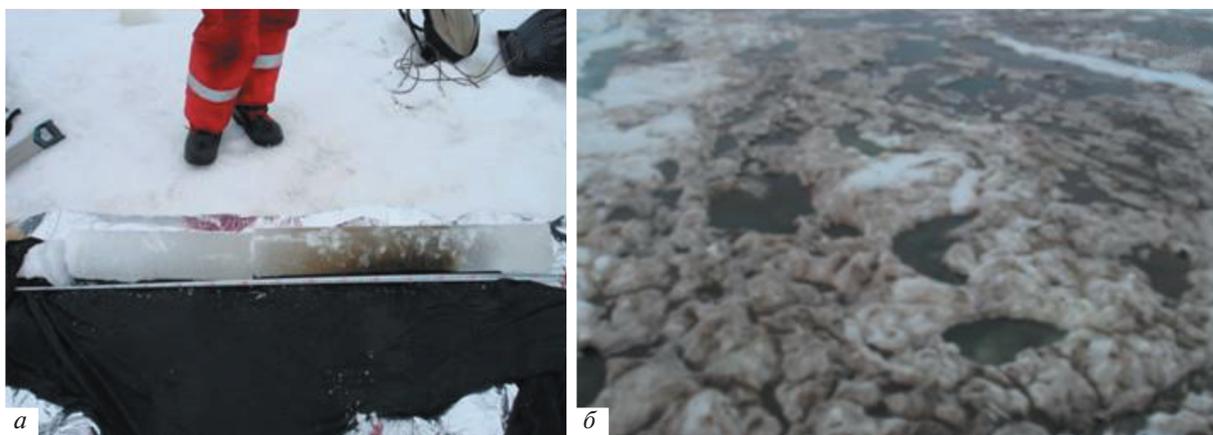


Рис. 2. Пример загрязненного морского льда: *а* – керн льда, выбуренный в припае (май 2008 г. Анадырский лиман, Берингово море); *б* – поверхность сильно загрязненного льда в период таяния (август 2016 г., побережье полуострова Таймыр, море Лаптевых).

ми загрязнений чаще расположены ближе к поверхности льда (Аппель и Гудкович, 1979). В начале лета, в процессе таяния на последних стадиях разрушенности, после полного исчезновения с поверхности льда снежного покрова, начинается вытаивание этих слоев. Этот процесс приводит к повышенной концентрации отложений в снежниках и ускорению их сквозного протаивания (Иванов, 2007), а также более высокой концентрации загрязнения на поверхности льда (рис. 2, б).

Загрязненность может влиять на яркостную температуру поверхности льда как прямым, так и косвенным образом. Косвенное влияние заключается в том, что в период интенсивных процессов таяния загрязненные льды разрушаются быстрее, так как альбедо загрязненной поверхности меньше, чем незагрязненной в среднем на 0.2–0.3. Это способствует увеличению в среднем на 40% количества тепла, поступающего за счет солнечного излучения, что приводит к более интенсивному прогреву приледного слоя воздуха и усилению “контактного” таяния по сравнению с “радиационным” (Аппель и Гудкович, 1979; Брызгин, 1959). Прямое воздействие проявляется в период, когда лед находится в сильной стадии разрушенности – уменьшается количество снежников на поверхности льда из-за протаивания сквозных трещин, куда стекает талая вода с поверхности. Лед выглядит, как показано на рис. 2, б – поверхность ледяного покрова схожа с поверхностью очень влажной почвы (грунта) (Алексеева и др., 2021). Для высокочастотного канала (85–91 ГГц), который использует ряд алгоритмов (ASI, NT2, TUD и др.), различия в излучательной способности очень влажной почвы и водной поверхности незначительны (Ulaby and Long, 2014; Emery and Camps, 2017), поэтому грязный лед идентифицируется такими алгоритмами, как водная поверхность, или лед низкой сплоченности.

Таким образом, загрязненность льда может оказывать существенное влияние на точность определения сплоченности морского льда по данным спутниковой микроволновой радиометрии в период таяния. Анализ современных публикаций показал, что до настоящего времени еще не проводились исследования о том, какой вклад вносит загрязненность в недооценку площади морского льда по данным спутниковой микроволновой радиометрии и как реагируют на загрязненность различные алгоритмы. Связано это с недостатком исходных точных данных о пространственном распределении загрязненных льдов. Помимо этого, сложно отделить влияние загрязненности от влияния процессов таяния (наличия талой воды на поверхности льда), так как эти два фактора проявляются одновременно.

Для оценки влияния загрязненности на определение сплоченности морского льда мы исследовали припай в Восточно-Сибирском море. Мощный устойчивый припай в данном районе представляет идеальный объект для отслеживания изменений состояния поверхности льда в период таяния, так как сохраняется неизменным в пространстве положение основных элементов поверхности. При этом известна толщина льда по данным близлежащих полярных станций и неизменна десятибалльная сплоченность льда до тех пор, пока припай не взломался, в отличие от дрейфующих льдов, где сложнее отследить изменения характеристик поверхности льда в одной и той же точке из-за их непрерывного перемещения и изменения сплоченности.

Для анализа были выбраны 6 алгоритмов: Arctic Radiation and Turbulence Interaction Study Sea Ice (ASI), Bootstrap (BT), NASA Team (NT), три гибридных алгоритма Climate Data Record (CDR), Technical University of Denmark (TUD) и один из алгоритмов Ocean and Sea Ice Satellite Application

Facility (OSI SAF) – OSI-401-b. Эти шесть алгоритмов были выбраны исходя из доступности данных, что, соответственно, приводит к широкому их использованию и популярности в научных исследованиях.

ДАННЫЕ И МЕТОДЫ

Данные спутниковой микроволновой радиометрии.

В исследовании использовались продукты уровня L3, содержащие в себе информацию о сплоченности морского льда, рассчитанной по шести алгоритмам.

ASI. Алгоритм ASI (ARTIST Sea Ice) разработан коллективом Бременского университета. Он базируется на расчете поляризационной разности яркостных температур высокочастотного канала (89 ГГц для AMSR2 и 91.655 ГГц для SSMIS). Поскольку для этого канала существенно влияние атмосферы, то дополнительно, в качестве погодных фильтров, используется градиентное соотношение пар каналов 36–37 и 18–19 ГГц и 22–23 и 18–19 ГГц вертикальной поляризации, а также алгоритм Bootstrap для уменьшения ее эффектов. Ежедневные расчеты сплоченности льда по Арктике доступны на сайте <https://seaice.uni-breiten.de/>. Для анализа были взяты результаты обработки данных радиометра AMSR-2 (ASI v.5.4) с разрешением 6.25 км (Spreen et al., 2008).

NasaTeam (NT), Bootstrap (BT), NOAA/NSIDC Sea Ice Concentration Climate Data Record (CDR). Алгоритмы NT (Cavaliere et al., 1984) и BT (Comiso, 1986) разработаны в NASA Goddard Space Flight Center (GSFC). Алгоритм NT базируется на поляризационных и градиентных соотношениях для яркостных температур в разных каналах и поляризациях. Алгоритм BT основывается на соотношениях яркостных температур в разных каналах. В данной работе используются расчеты BT версии 3.1 (Comiso et al., 2017). Алгоритм NT использует канал 19.35 ГГц горизонтальной и вертикальной поляризации и канал 37 ГГц вертикальной поляризации. BT использует канал 37 ГГц горизонтальной и вертикальной поляризации и канал 19.35 ГГц вертикальной поляризации.

Алгоритмы NT и BT являются основой алгоритма CDR (Meier and Windnagel, 2021). Для каждого пикселя на поверхности определяется наибольшее из двух значений сплоченности морского льда, определенных по NT и BT, поскольку известно, что оба алгоритма недооценивают сплоченность. Кроме этого, CDR использует порог сплоченности 10% по BT для определения кромки льда.

Сплоченности ледяного покрова, рассчитанные по алгоритмам NT, BT и CDR были получены на сайте NSIDC в составе продуктов NOAA/NSIDC Climate Data Record of Passive Microwave Sea Ice Concentration (<https://nsidc.org/data/g02202/versions/4/>) и

Near-Real-Time NOAA/NSIDC Climate Data Record of Passive Microwave Sea Ice Concentration (<https://nsidc.org/data/G10016/versions/2/>). В работе использовались результаты обработки данных радиометра SSMIS с разрешением 25 км.

OSI-401-b (OSI SAF). Алгоритм OSI-401-b (Tonboe and Lavelle, 2016) был разработан в рамках консорциума OSI SAF (Ocean and Sea Ice Satellite Application Facility) Норвежским и Датским метеорологическими институтами. OSI-401-b – это гибридный алгоритм, созданный на основе двух концептуально похожих алгоритмов: Bristol (Smith, 1996) и Bootstrap frequency mode (BFM) (Comiso, 1986). Первый использует каналы 37 ГГц горизонтальной и вертикальной поляризации и 19 ГГц вертикальной поляризации, второй – каналы 37 и 19.35 ГГц вертикальной поляризации. Для обеспечения оптимальных расчетов в прикромочной зоне и в сплоченном льду используются достоинства каждого алгоритма: для алгоритма Bristol вводится меньший весовой коэффициент при сплоченностях ниже 40%, в то время как алгоритму BFM присваивается меньший вес при сплоченностях выше 40%, поскольку Bristol показывает лучшие результаты для сплошного льда, а BFM – для областей с открытой водой. В работе использовались результаты обработки данных радиометра SSMIS, представленные в сетке с шагом 10 км. Данные были получены с сервера Норвежского метеорологического института <ftp://osisaf.met.no/>.

TUD (OSI-408). OSI-408 (Tian et al., 2015) – это продукт, включающий 2 набора данных, которые были получены по двум алгоритмам: OSISAF и TUD. Продукт TUD был разработан в рамках консорциума OSI SAF (Ocean and Sea Ice Satellite Application Facility) Норвежским и Датским метеорологическими институтами. Алгоритм TUD – это тот же гибридный алгоритм OSI-401-b, только рассчитывается по данным AMSR. TUD базируется на алгоритме Bootstrap (Comiso, 1986; Comiso et al., 1997) с использованием высокочастотного канала 89 ГГц (Pedersen, 1998). Первоначально вычисляется сплоченность по алгоритму BFM, после чего анализируются ее значения. Если сплоченность выше нуля, то используется канал 89 ГГц с динамическими точками привязки. Если значение сплоченности равняется нулю, то это значение сохраняется (ESA SICCI report, 2013). В работе использовались результаты обработки данных радиометра AMSR-2, представленные в сетке с шагом 10 км. Данные были получены с сервера Норвежского метеорологического института <ftp://osisaf.met.no/>.

*Спутниковые снимки в видимом диапазоне
электромагнитного спектра*

Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS). Для визуального анализа характери-

стик морского льда использовались спутниковые данные MODIS метеорологических спутников Terra и Aqua (<https://worldview.earthdata.nasa.gov/>). Для дешифрирования использовались композитные изображения с разрешением 250 метров, составленные из каналов видимого диапазона (Band 1: 0.62–0.67 мкм, Band 4: 0.545–0.565 мкм, Band 3: 0.459–0.479 мкм).

Landsat-8 и Sentinel-2. Для детального дешифрирования характеристик морского льда привлекались данные более высокого разрешения, со спутников Landsat-8 (прибор OLI) и Sentinel-2 (прибор MSI) (<https://scihub.copernicus.eu/>). Композитные изображения составлялись из каналов видимого диапазона (0.48–0.66 мкм; каналы № 2, 3 и 4 для обоих радиометров). Пространственное разрешение снимков Landsat-8 – 30 м, Sentinel-2 – 10 м. Данные Landsat-8 брались с сайта USGS (<https://earthexplorer.usgs.gov/>), данные Sentinel-2 были получены на портале космической программы Copernicus (<https://scihub.copernicus.eu/>).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Процессы формирования и разрушения припая в Восточно-Сибирском море. Выявление загрязненных льдов по спутниковым данным в видимом диапазоне

По данным ледовой авиаразведки, проводившейся в середине XX в. (рис. 1), наиболее загрязненные льды наблюдались в западной части Восточно-Сибирского моря. В этом регионе, а также в Новосибирских проливах формируется лед преимущественно местного происхождения. В первой декаде октября вдоль побережья островов и материкового побережья начинает формироваться припай. К концу октября средняя толщина припая составляет уже 33 см. Со второй декады ноября замерзают проливы Новосибирских островов, а с третьей декады декабря припай занимает всю площадь акватории между Новосибирскими островами и побережьем материка до меридиана 150° в.д. Максимальное развитие припая наблюдается в апреле (толщина 210 см) (Шаратунова и Иванов, 2018). Нарастание ледяного покрова заканчивается в мае, а в конце мая – начале июня в прибрежной зоне на льду появляются снежницы (лужи талой воды на поверхности льда) – первые признаки таяния, которые затем распространяются в северные районы моря (Юлин и др., 2018).

Для анализа влияния загрязненности на определение сплоченности по данным спутниковой микроволновой радиометрии было детально изучено состояние припая в Восточно-Сибирском море в зимний период 2020/2021 гг. На рис. 3 и 4 приведены спутниковые снимки в видимом диапазоне, которые отображают ключевые моменты

в формировании припая и основные признаки разрушенности и загрязненности поверхности льда.

На рис. 3, для общего представления районов формирования загрязненных льдов, показана обобщенная карта зон загрязненности морского льда в Восточно-Сибирском море в июле 1953–1976 гг., полученная по данным авиаразведок, а также подобраны соответствующие данному району, частично свободные от облачности снимки в видимом диапазоне (Terra MODIS) для лета 2020 г. Летом, предшествующем рассматриваемому периоду, на спутниковых снимках (рис. 3, б и 3, в) можно увидеть мелководные прибрежные районы с водой более мутного цвета вблизи берегов, обозначенные на рисунках коричневым контуром и цифрой 1. В летний период, когда акватория полностью очистилась от льда, не нашлось снимков, полностью свободных от облачности, поэтому исследуемый район показан на двух изображениях: 3, б – открыта центральная и восточная часть района, и 3, в – открыта его западная часть.

Анализ спутниковых изображений показал, что осенью 2020 г. формирование ледяного покрова на открытой воде происходило очень интенсивно в конце октября–начале ноября. Загрязненный лед на участках, выбранных для анализа в данной работе, был сформирован именно в этот период активного осеннего ледообразования. Участки чистого ледяного покрова были сформированы позднее в течение зимнего сезона в заприпайных полыньях, а также на пространствах открытой воды между ледяными полями, находившимися на расплыве (то есть во льду, разредившемся после сжатия). Таким образом, лед, обозначенный в данной работе как чистый, по возрасту является более молодым, чем загрязненный.

С октября происходило непрерывное нарастание толщины и площади припая, и в первой декаде марта 2021 г. припай достиг максимальной площади развития. С марта по май наблюдались незначительное нарастание площади припая или его частичный взлом на кромке, а также нарастание толщины льда, которое отслеживалось по данным, поступающим с полярных станций Амбарчик, Раучуа, Айон, Певек и Валькаркай.

На рис. 4, а отображено состояние припая в Восточно-Сибирском море на пике его развития, то есть при максимальных значениях площади и толщины льда, а также максимальной заснеженности, непосредственно перед появлением первых признаков таяния, различимых на спутниковых изображениях. На рис. 4, б показано состояние припая в конце мая. За счет интенсивного процесса таяния в некоторых районах снежный покров уже протаял и появились первые обширные снежницы в Чаунской губе и вдоль континентального побережья. Именно в этот период

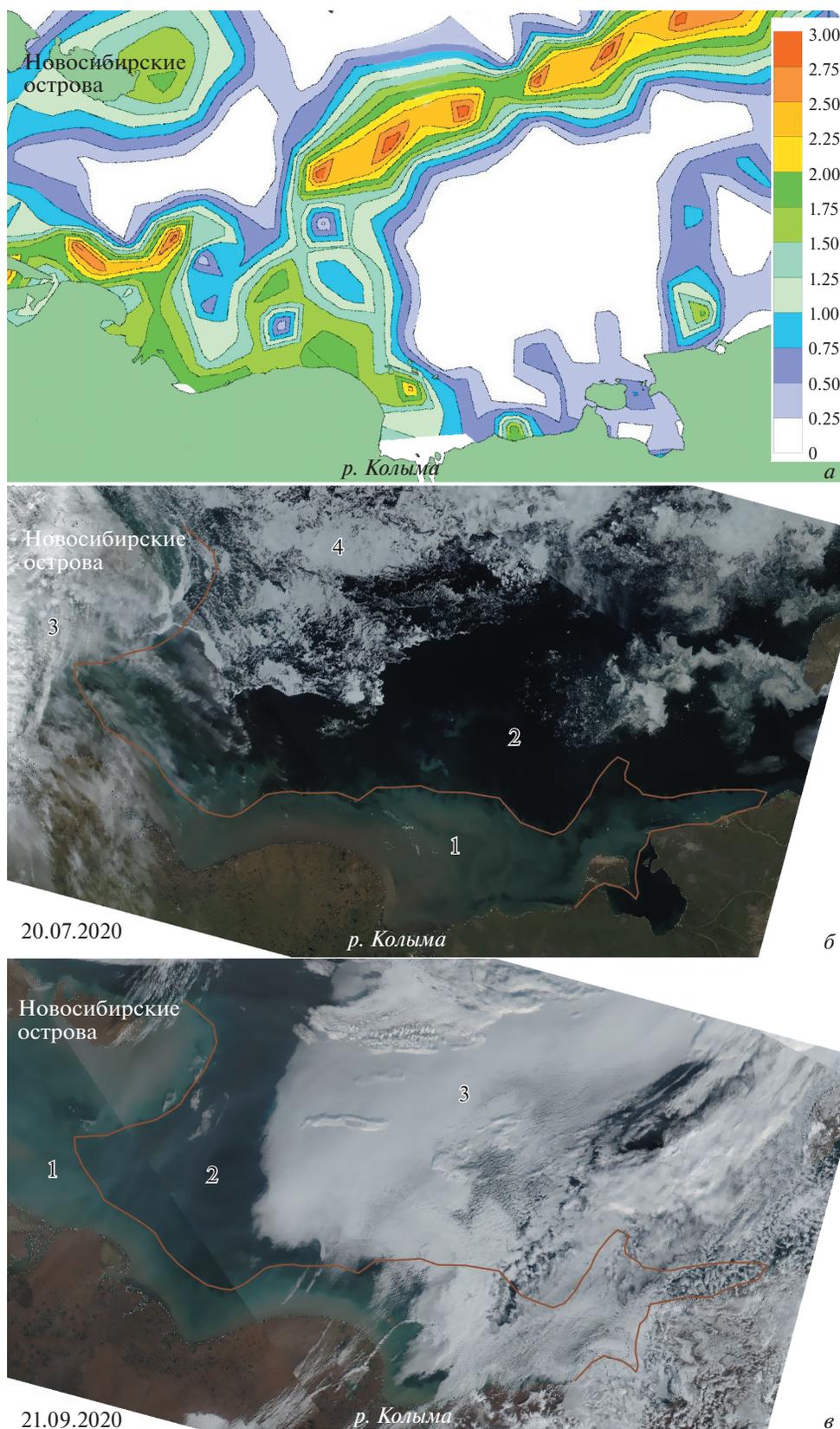


Рис. 3. Район исследования – Восточно-Сибирское море: *а* – карта зон загрязненности морского льда в июле 1953–1976 гг. по данным авиаразведки (в баллах). Снимки в видимом диапазоне (Terra MODIS): *б* – от 20 июля 2020 г.; *в* – 21 сентября 2020 г. Цифрами и линиями на рисунке обозначены: 1 и коричневый контур – мелководная область, свободная ото льда, 2 – более глубокие районы, свободные ото льда, 3 – облачность, 4 – дрейфующие льды.

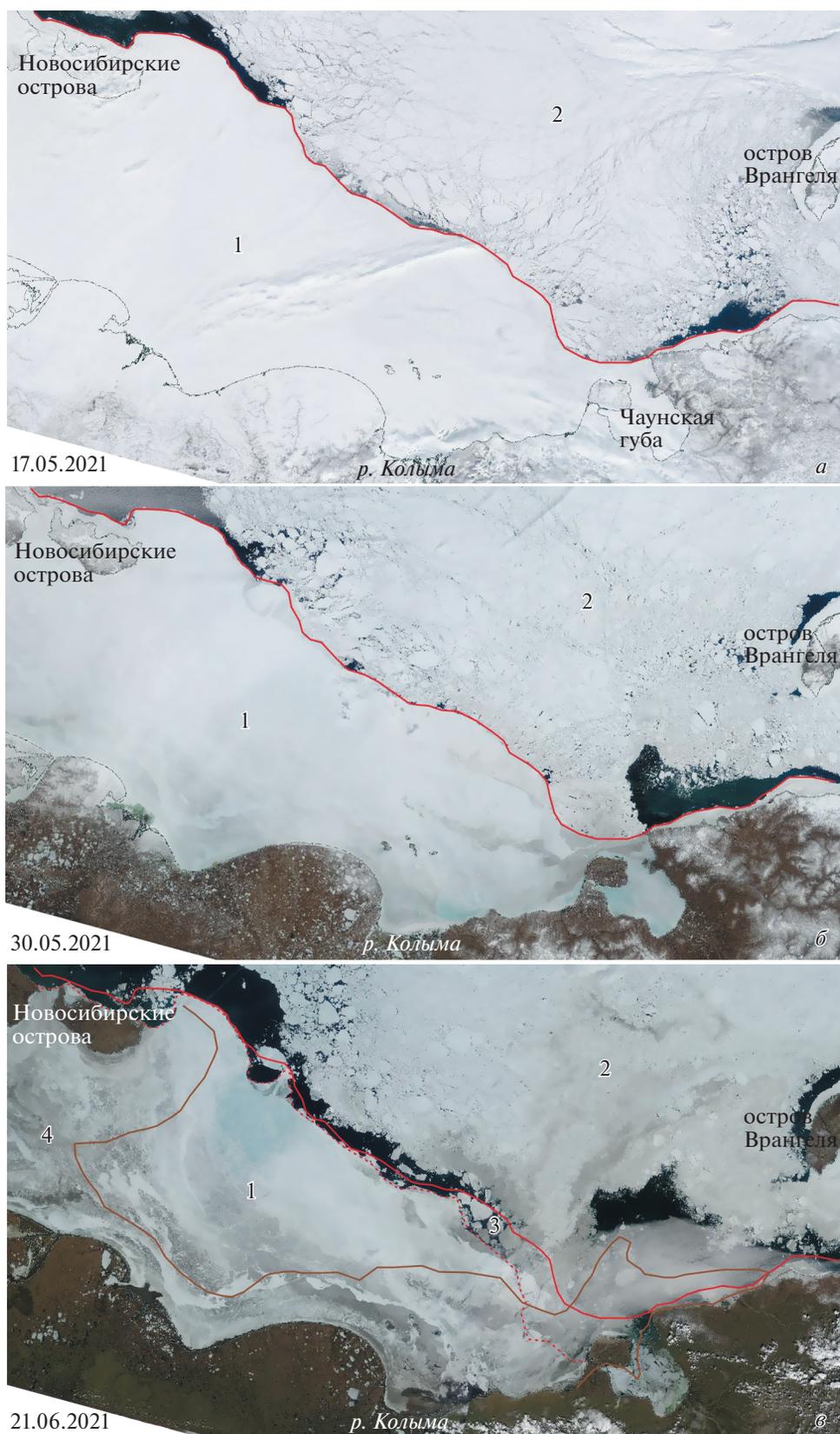


Рис. 4. Район исследования – Восточно-Сибирское море, снимки в видимом диапазоне (Terra MODIS): *а* – 17 мая 2021 г., *б* – 30 мая 2021 г., *в* – 21 июня 2021 г. Цифрами и линиями на рисунке обозначены: 1 – припай, 2 – дрейфующий лед, 3 – частично взломавшийся припай, 4 и коричневый контур – область, соответствующая мелководью на рис. 3, *б*, *в*.

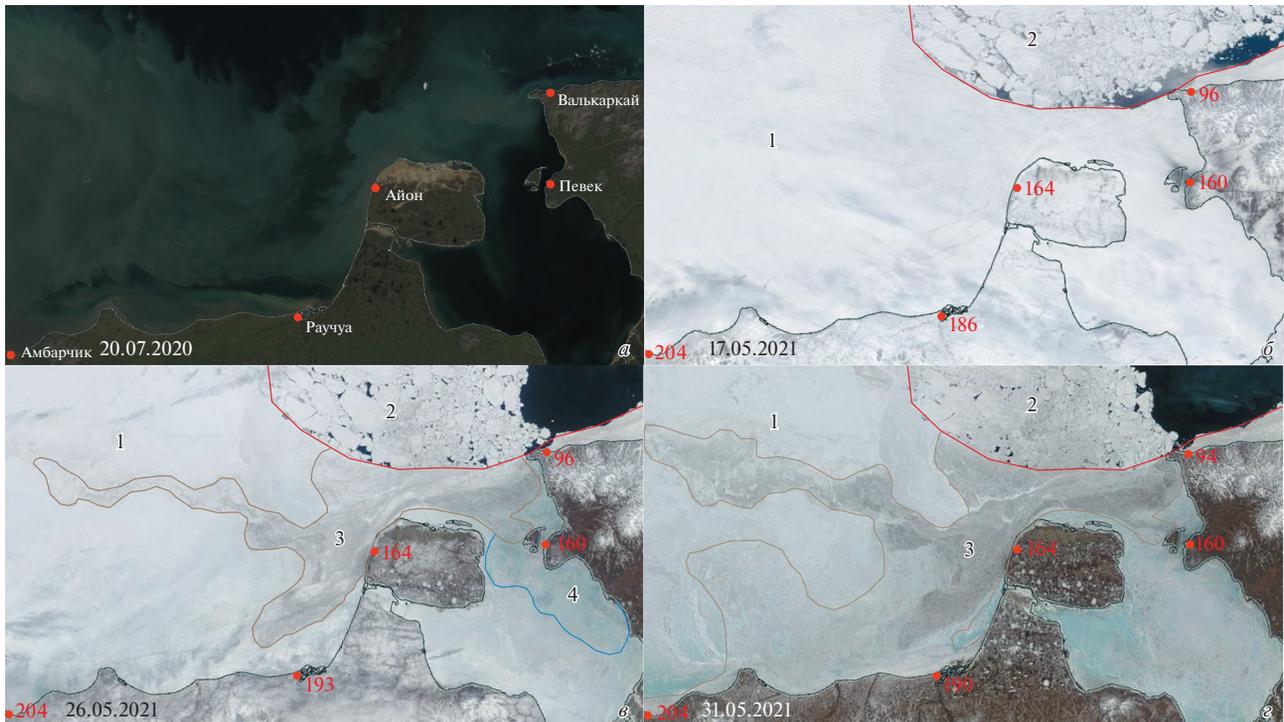


Рис. 5. Район острова Айон. Снимки в видимом диапазоне Terra MODIS: *а* – 20 июля 2020 г., *б* – 17 мая 2021 г., *в* – 26 мая 2021 г., *г* – 31 мая 2021 г. Цифрами и линиями на рисунке обозначены: 1 – сплошной неразрушенный припай (то есть сплоченность льда 10 баллов); 2 – дрейфующий лед; 3 и коричневый контур – подтаявший загрязненный лед; 4 и синий контур – подтаявший чистый лед. Красными цифрами отмечена толщина льда, измеренная на полярных станциях.

можно наблюдать изменение цвета поверхности припая, которое мы рассмотрим подробнее на рис. 5 и 6. На рис. 4, *в* уже можно наблюдать, что 21 июня таянию была подвержена вся площадь припая: большая часть снега вытаяла, и вся поверхность льда покрылась талой водой, начали отламываться куски припая у его границы.

Обратим особое внимание на то, что загрязненный припай можно ошибочно принять за подтаявший более тонкий лед: на снимках 4, *б* и 4, *в* более темный тон некоторых областей припая выглядит более тонким, как будто сквозь лед визуально “просвечивает” темная вода. Однако в данном географическом районе к концу мая толщина припая на всем его протяжении составляет от 1.5 до 2 м, а более темные области – это загрязненная поверхность льда, которая “оголилась” и стала видимой после стаивания снега.

На рис. 5 и 6 представлены спутниковые изображения, отображающие процессы, происходящие в период активного таяния в припайном льду вблизи острова Айон в более крупном масштабе. На снимке от 20 июля 2020 г. видны мелководные зоны (более мутный, светлый цвет вблизи берегов), в которых формируются условия, благоприятствующие появлению загрязненных льдов (рис. 5, *а*). На рис. 5, *б*, 5, *в* и 5, *г* представлен процесс таяния льдов в мае с постепенным

очищением поверхности от снежного покрова и появлением снежиц, в результате чего становится видимым загрязненный поверхностный слой припая. На рис. 5, *а* отмечено местоположение полярных станций Амбарчик, Раучуа, Айон, Певек и Валькаркай, а на рис. 5, *б*, 5, *в* и 5, *г* нанесены значения толщины припая, измеренные на этих станциях 17, 26 и 31 мая 2021 г. соответственно. 26 мая 2021 г. толщина припая в исследуемом районе была максимальной и составляла от 96 см в районе станции Валькаркай до 204 см в районе станции Амбарчик.

На рис. 6, *а* для подтверждения того, что более темный цвет припайного льда обусловлен его загрязненностью, мы наложили поверх снимков Terra MODIS снимки Sentinel-2A с более высоким разрешением, на которых загрязненные подтаявшие льды отображаются почти черным цветом (зона 3 на верхнем снимке Sentinel-2A, рис. 6, *а*), а подтаявшие чистые льды – ярким голубым (зона 4 на нижнем снимке Sentinel-2A, рис. 6, *а*). Такое четкое выделение загрязненности на снимке Sentinel-2A (зона 3, рис. 6, *а*) получено за счет сильного контрастирования снимка во время его обработки. На снимке от 6 июня (рис. 6, *б*) загрязненные льды выделяются наиболее четко (зона 3). В этот же день начался частичный взлом припая на его кромке (зона 5), в связи с чем измерения

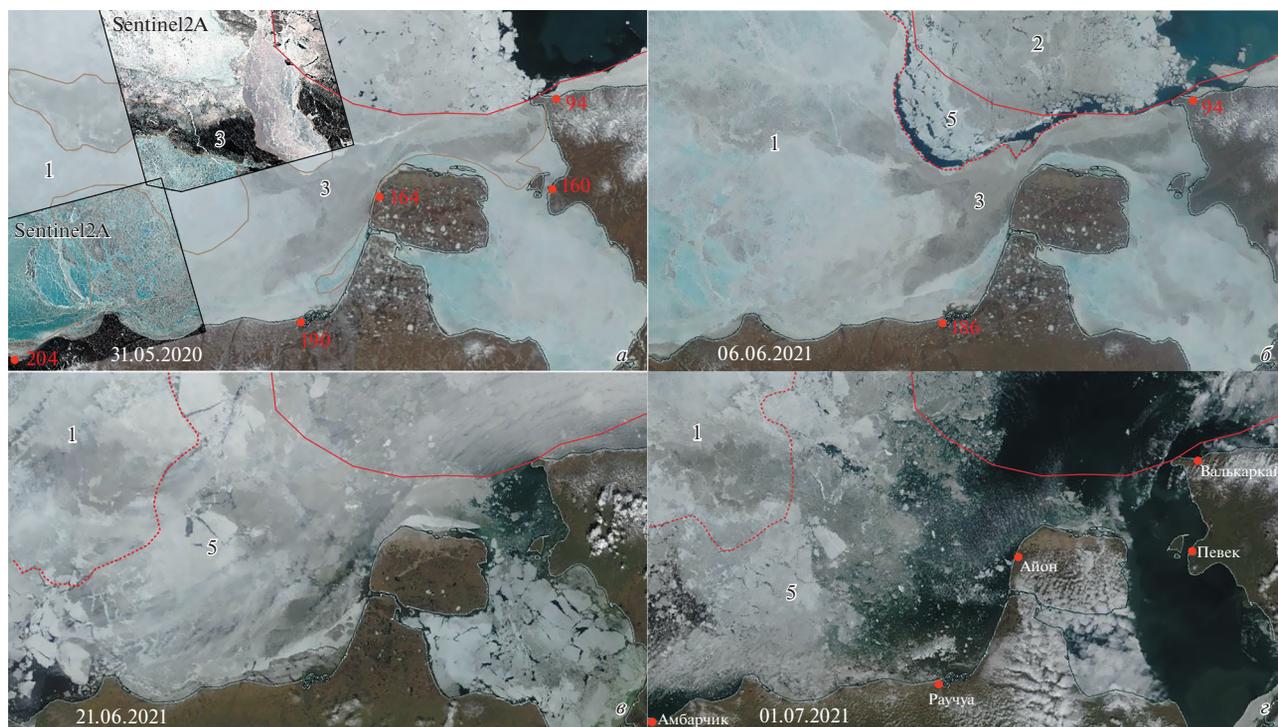


Рис. 6. Район острова Айон. Снимки в видимом диапазоне Terra MODIS: *а* (на снимок Terra MODIS наложены два снимка Sentinel-2A за ту же дату) — 31 мая 2021 г., *б* — 06 июня 2021 г., *в* — 21 июня 2021 г., *г* — 01 июля 2021 г. Цифрами и линиями на рисунке обозначены: 1 — сплошной неразрушенный припай (то есть сплоченность льда 10 баллов), 2 — дрейфующий лед, 3 — подтаявший загрязненный лед, 4 — подтаявший чистый лед, 5 — взломанный не сплошной припай. Красными цифрами отмечена толщина льда, измеренная на полярных станциях.

толщины льда на всех береговых станциях далее были прекращены. Так, 6 июня были получены последние данные о толщине припая на станциях Раучуа (186 см) и Валькаркай (94 см), а на других станциях данные уже некоторое время отсутствовали, так как началось активное разрушение припая у берега. 21 июня (рис. 6, *в*) произошло практически полное разрушение припая, а уже 1 июля (рис. 6, *г*) весь лед частично растаял, а частично был вынесен к северу. На рис. 6, *в* и 6, *г* уже сложно четко определить границы загрязненных льдов, поэтому анализ влияния загрязненности льда на определение сплоченности по данным спутниковой микроволновой радиометрии производился до момента взлома припая.

Определение сплоченности загрязненных морских льдов по данным спутниковой микроволновой радиометрии

Рассмотрим карты сплоченности, построенные по данным спутниковой микроволновой радиометрии с помощью одного из выбранных для анализа алгоритмов — ASI (рис. 7). Для первой карты на рис. 7, *а* соответствующий снимок Terra MODIS в видимом диапазоне приведен на рис. 5, *б*. 17 мая 2021 г. температура воздуха только начала переходить от отрицательных температур к поло-

жительным и, соответственно, видимых признаков таяния еще не наблюдалось, снежный покров еще полностью покрывал поверхность припая (рис. 5, *б*), поэтому алгоритм ASI очень точно отобразил сплошной припайный лед, то есть 10 баллов сплоченности на всей его площади (рис. 7, *а*). 26 мая 2021 г. температура воздуха уже поднялась выше 0°C и на снимке в видимом диапазоне стало хорошо заметно начало таяния чистого льда в районе станции Певек (зона 4 на рис. 5, *в*) и грязного льда к западу от острова Айон (зона 3 на рис. 5, *в*). Эти зоны, покрытые снежниками, на рис. 7, *б* отображаются более низкой сплоченностью, несмотря на то, что припай еще не начал разрушаться и по-прежнему сохраняется сплошным покровом в прежних границах. Обратим внимание на снимок, представленный на рис. 5, *г* и 6, *а* от 31 мая 2021 г., где коричневым контуром выделена уже проявившаяся на поверхности загрязненность льда. На карте сплоченности (рис. 7, *в*) четко видно, что именно внутри этой зоны алгоритм ASI сильнее занижает сплоченность льда, чем вне контуров загрязненной зоны, хотя степень разрушенности в пределах всей области снимка — одинаковая. 1 июля 2021 г. к западу от острова Айон начался интенсивный взлом припая, и уменьшение сплоченности произошло уже за счет освобождения поверхности моря ото льда (сравн. рис. 6, *г* и

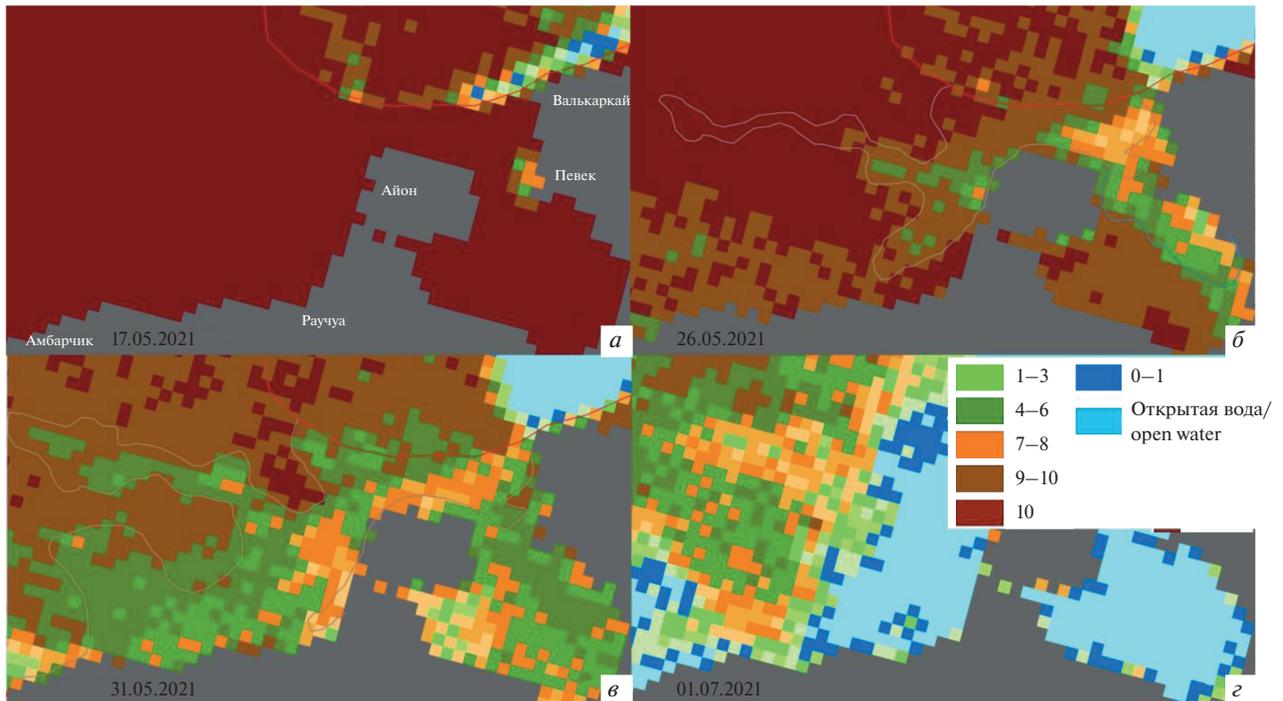


Рис. 7. Район острова Айон. Карты сплоченности морского льда, построенные по данным спутниковой микроволновой радиометрии с помощью алгоритма ASI: *а* – 17 мая 2021 г., *б* – 26 мая 2021 г., *в* – 31 мая 2021 г., *з* – 1 июля 2021 г.

рис. 7, з). Таким образом, визуально можно определить, что не только разрушенность, но и загрязненность льда в определенный период таяния оказывает влияние на занижение сплоченности алгоритмом ASI.

Для анализа влияния загрязненности на определение сплоченности морского льда, полученной различными алгоритмами по данным спутниковой микроволновой радиометрии, были выбраны 7 пар расположенных рядом друг с другом точек. Точки выбирались с разной степенью загрязненности, но с максимально схожими другими характеристиками: одинаковой сплоченностью льда (сплошной лед – припай, 10 баллов), историей нарастания и разрушения. Положение выбранных точек отображено на рис. 8. На рис. 9 и 10 приводится изменение значений сплоченности, рассчитанной по алгоритмам ASI, TUD, OSI-401-b, BT, NT и CDR. На каждом графике кривые сплоченности заканчиваются в день взлома припая в каждой точке, то есть в тот день, когда фактическая сплоченность льда становилась ниже 10 баллов. Соответственно, по графикам на рис. 9 и 10 можно проследить, насколько каждый алгоритм недооценивает реальную сплоченность морского льда и, зная течение природных процессов в каждой точке, можно отследить влияние степени разрушенности на каждый алгоритм. Также на рис. 9 и 10 приводится температура воздуха на 12 ч каждого дня и осадки, полученные из Интернет-ресурса чешской метеорологической

компании InMeteo <https://www.ventusky.com/> для каждой точки.

Процесс разрушения припая оценивался визуально путем дешифрирования ежедневных спутниковых изображений Terra (MODIS) в видимом диапазоне (полученных из Интернет-ресурса Национального управления по авиации и исследованию космического пространства США <https://worldview.earthdata.nasa.gov/>) и радиолокационных изображений спутников Sentinel-1 (полученных из Интернет-ресурса Датского технического университета <http://www.seaice.dk/>). В районе анализируемых точек разрушение припая происходило следующим образом:

- в районе точек 1 и 2 максимальное затопление поверхности льда отмечалось в период со 2 по 5 июня 2021 г., после чего произошло обсыхание льда (то есть накопленная на поверхности вода стекла под лед по образовавшимся во льду трещинам). В точке 2 взлом припая произошел 9–10 июня, а в районе точки 1 на десять дней позже, 20–21 июня. К началу июля лед в данном районе был уже сильно разрежен;

- в районе точек 3 и 4 максимальное затопление льда было отмечено 5–6 июня 2021 г. К 9 июня лед уже полностью обсох. К 14 июня припай в точке 4 растаял, не взламываясь. В районе точки 3 припай взломался 19 июня, а к 28 июня лед был уже сильно разрежен;

- в районе точек 5 и 6 припай был максимально затоплен в период с 5 по 7 июня 2021 г. В точке

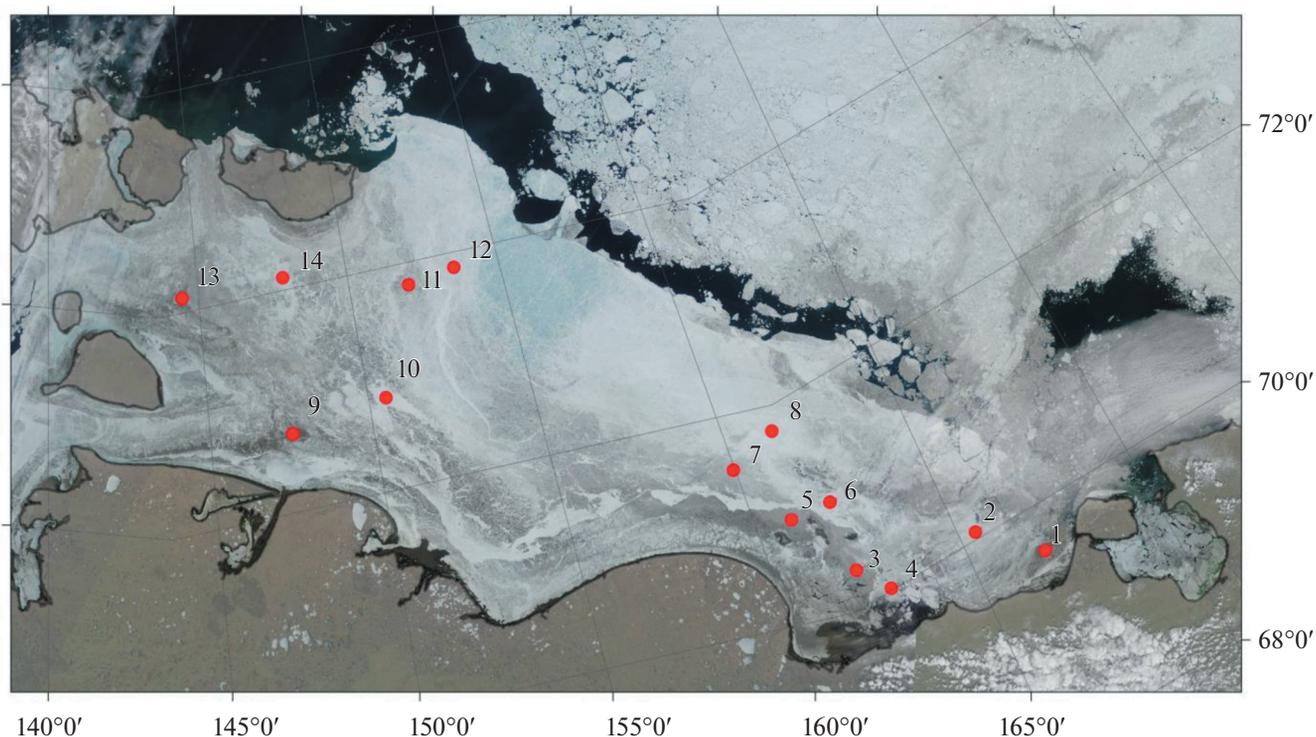


Рис. 8. Восточно-Сибирское море. Расположение точек, в которых проводился анализ влияния загрязненности на данные о сплоченности льда, определенной различными алгоритмами по данным спутниковой микроволновой радиометрии. Снимок Terra MODIS от 21.06.2021.

5 припай взломался в период с 29 июня по 1 июля. В точке 6 лед держался до 3 июля, а затем его вынесло ветром;

– в районе точек 7 и 8 максимальное затопление наблюдалось в период с 6 по 8 июня 2021 г. В отличие от предыдущих случаев, обсыхание льда происходило не моментально, процесс длился с 9 по 16 июня. К 17 июня лед полностью обсох. 26 июня произошел взлом припая, но лед держался большими полями еще до 2 июля. 2–3 июля поля стали разрушаться, и сплоченность ледовой зоны стала падать;

– в районе точек 9 и 10 максимальное затопление отмечалось в несколько разные периоды. Так, в точке 9 припай был максимально затоплен с 3 по 9 июня 2021 г. В точке 10 затопление наблюдалось чуть позже – с 4 по 14 июня. Взлом припая произошел 26 июня. В районе точки 9 взломанный лед дрейфовал сразу, а в районе точки 10 лед держался большими полями до 1 июля, затем зона также разрушилась;

– в районе точек 11 и 12, в отличие от предыдущих случаев, очень сильного затопления не наблюдалось, максимальное количество снежника отмечалось 15–17 июня. К 19–20 июня лед полностью обсох. Взлом припая произошел 26–27 июня. До 30 июня лед держался на месте, а затем начал дрейфовать;

– в районе точек 13 и 14 процессы также проходили немного по-разному. В точке 13 сложно выделить дату максимального затопления (возможно, из-за сильной торосистости). В точке 14 припай был максимально затоплен 13–15 июня, после чего произошло обсыхание льда. 26 июня в данном районе произошел взлом припая, но лед еще продолжал держаться на месте до 30 июня, а затем начал смещаться.

Все вышеперечисленные процессы в каждой точке четко прослеживаются на графиках временной изменчивости сплоченности льда, представленных на рис. 9 и 10. До начала таяния во всех точках все алгоритмы показывают 10 баллов сплоченности (с редкими отклонениями в пределах 1 балла). Далее, к моменту максимального затопления поверхности льда талой водой, все алгоритмы, с небольшими исключениями, показывают минимальные значения сплоченности, то есть максимально недооценивают фактическую сплоченность льда. Затем, с момента начала обсыхания льда, значения сплоченности снова увеличиваются, ошибка становится меньше. И, наконец, сплоченность снова начинает занижаться при максимальном разрушении припая до момента его окончательного взлома. На всех графиках наблюдаются более низкие значения сплоченности с конца мая по конец июня в точках с загрязненным льдом, по сравнению с точками с чистым

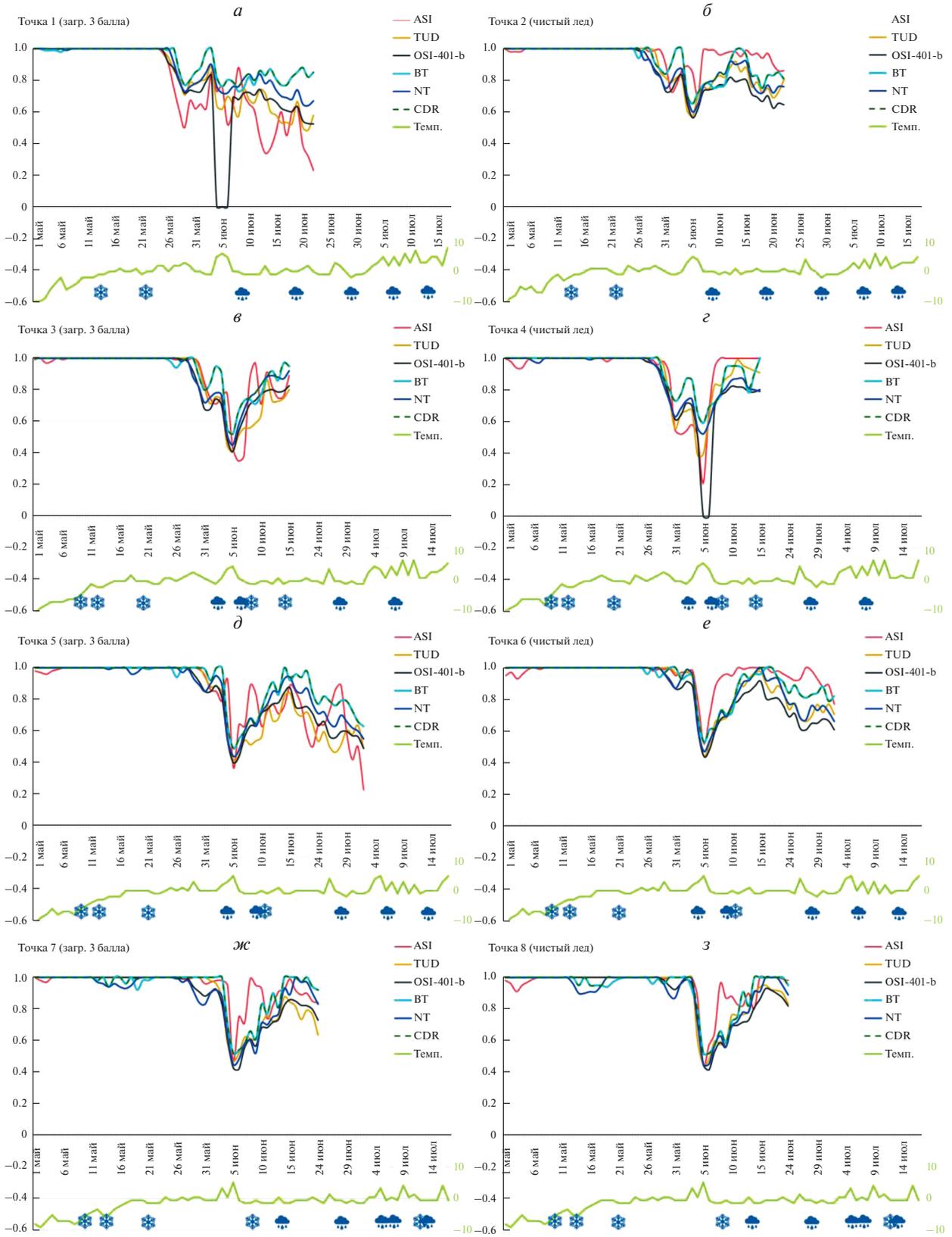


Рис. 9. Графики изменения сплоченности морского льда по данным алгоритмов ASI, TUD, OSI-401-b, BT, NT и CDR в точках 1-8, расположение которых отмечено на рис. 8. В нижней части графика показана температура воздуха на 12 ч каждого дня и выпавшие осадки (снег и дождь).

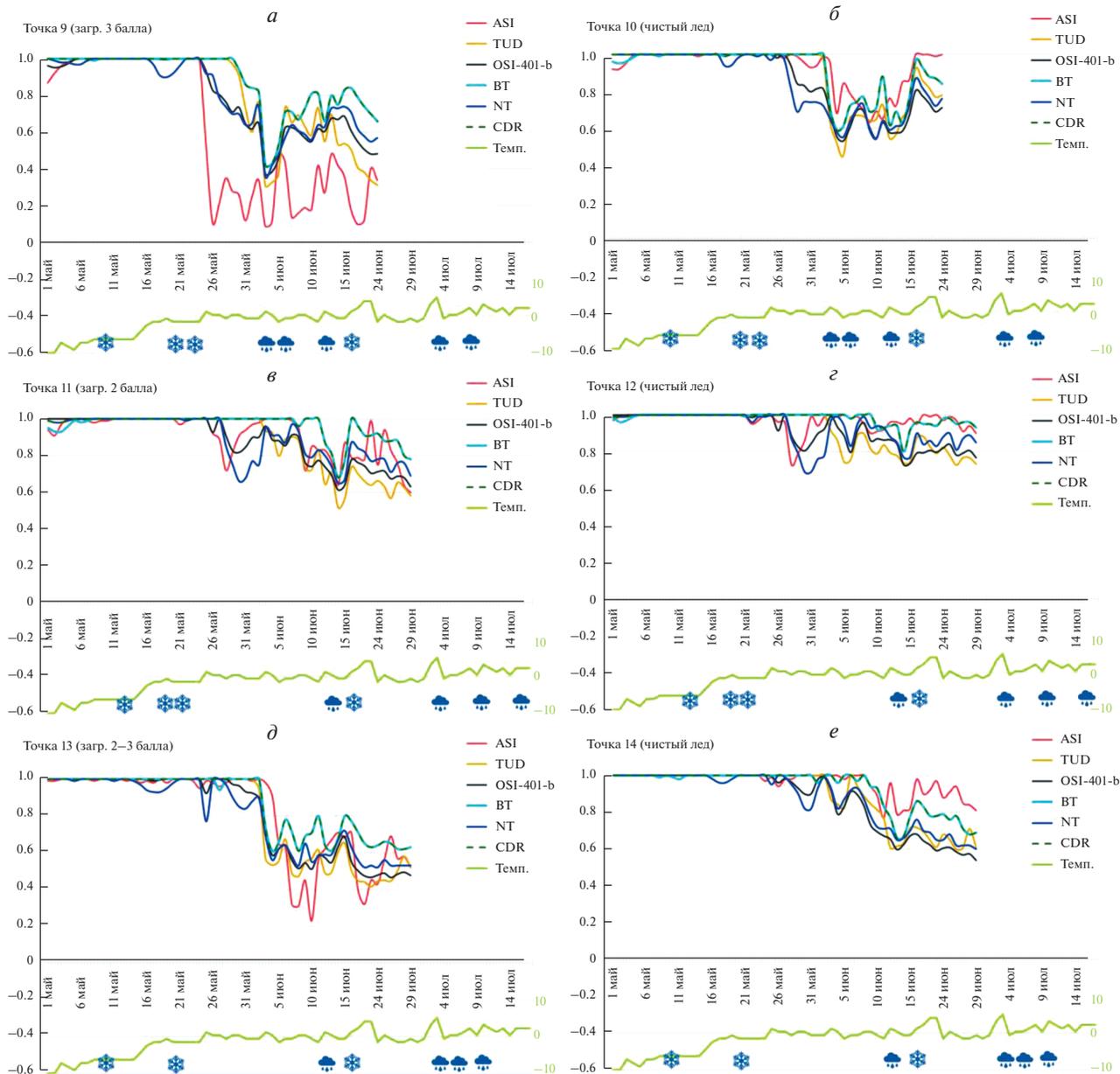


Рис. 10. Графики изменения сплоченности морского льда по данным алгоритмов ASI, TUD, OSI-401-b, BT, NT и CDR в точках 9-14, расположение которых отмечено на рисунке 8. В нижней части графика показана температура воздуха на 12 ч каждого дня и выпавшие осадки (снег и дождь).

льдом. Наиболее сильные отличия от реальной сплоченности льда показывает алгоритм ASI, чуть меньше алгоритм TUD, а минимальная разница с реальной сплоченностью у алгоритмов OSI-401-b, BT, NT и CDR. В точках с максимальной загрязненностью (точки 1, 3, 5, 9 и 13) занижение сплоченности во время таяния наиболее заметно для всех алгоритмов относительно сплоченности в соответствующих точках с чистым льдом. В точках с меньшей загрязненностью (точки 7 и 11) разница не столь заметна. Степень занижения для каждого алгоритма определяется

используемыми спектральными каналами, о чем подробнее будет рассмотрено в описании к рис. 11.

Обращает на себя внимание “необычное поведение” алгоритма OSI-401-b, который 5 июня в точках 1 и 4 показывает сплоченность 0 баллов. В это время в обеих точках наблюдался скачок температуры до $+7^{\circ}\text{C}$, а в точке 4 также выпало большое количество осадков в виде дождя. Сильное повышение температуры привело к обильному таянию снежного покрова и образованию на льду большого количества воды, которое в точке 1

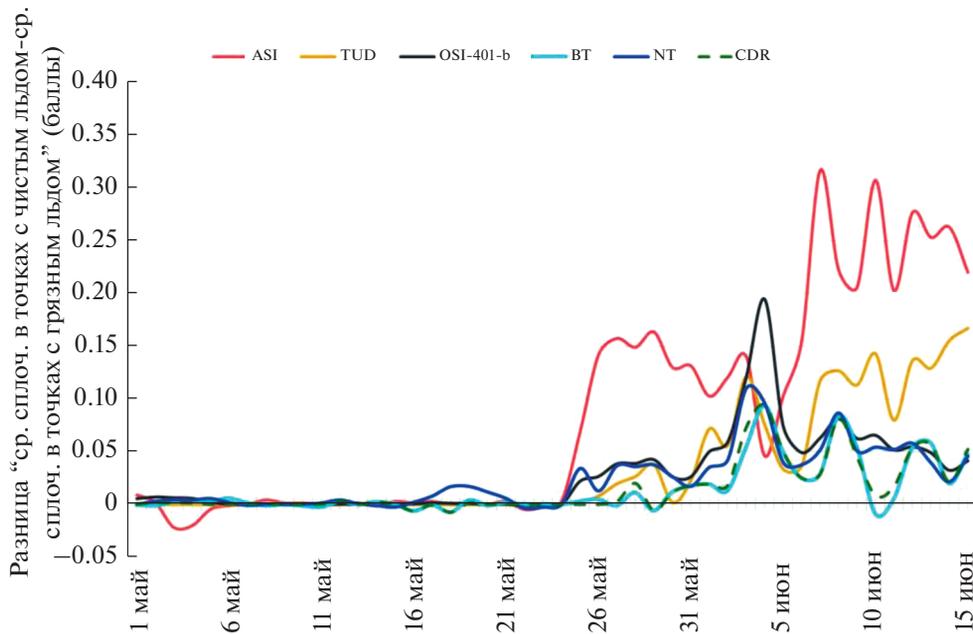


Рис. 11. Разница между средней сплоченностью льда в точках с чистым льдом и в точках с грязным льдом (в баллах), определенной с помощью алгоритмов ASI, TUD, OSI-401-b, BT, NT и CDR по данным спутниковой микроволновой радиометрии.

увеличивалось за счет большего притока тепла из-за наличия загрязнений на льду, а в точке 4 — из-за жидких осадков, выпавших в этот день. Вероятно, такое состояние поверхности ледяного покрова и комбинация каналов, которую использует алгоритм OSI-401-b, привели к значительным ошибкам в определении сплоченности льда. Однако этот вопрос требует дальнейшего осмысления и теоретического анализа, что и планирует выполнить в будущих исследованиях.

Также стоит отметить существенное отличие значений сплоченности, рассчитанных с помощью алгоритма ASI, от значений сплоченности, полученных по другим алгоритмам в точке 9. Лед в этой точке отличается наиболее сильной загрязненностью, что хорошо видно на снимке в видимом диапазоне (рис. 8) — поверхность льда почти черная. Алгоритм ASI существенно сильнее остальных алгоритмов занижает сплоченность грязных льдов.

Разница между отображением сплоченности чистых и загрязненных льдов показана на рис. 11. По графику видно, что все алгоритмы реагируют в период таяния на загрязненность льда, но наиболее чувствителен к загрязненным льдам алгоритм ASI. На втором месте по чувствительности — алгоритм TUD и менее чувствительны к наличию грязи на поверхности льда алгоритмы OSI-401-b, BT, NT и CDR. Объясняется это частотами, которые используются в каждом алгоритме. Алгоритмы ASI и TUD используют высокочастотный канал (85–91 ГГц). Глубина формирования излучения для этого канала для морского льда составляет ве-

личину порядка 1 мм (Тихонов и др., 2020), т.е. излучение, принимаемое радиометром, идет от поверхности, которая является загрязненной и влажной. А алгоритмы OSI-401-b, BT, NT и CDR используют частоты 19 и 37 ГГц. Глубина формирования излучения для морского льда значительно больше и излучает уже не поверхность, а целый слой льда. Однако данное объяснение требует дальнейшего углубленного исследования и экспериментальных измерений в полевых условиях. Также стоит отметить, что не только минимальная чувствительность на загрязненность льдов, но и в целом минимальные ошибки в определении сплоченности в период таяния наблюдаются у алгоритмов BT и CDR.

Таким образом, результаты анализа спутниковой информации показали степень чувствительности алгоритмов ASI, TUD, OSI-401-b, BT, NT и CDR к загрязненности морского льда в период таяния. Проведенные исследования выявили алгоритмы, показывающие наибольшие ошибки в определении сплоченности загрязненных льдов, а также алгоритмы, которые можно использовать для оценки площади, занимаемой подобными льдами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе подробно рассматривается отображение загрязненных льдов на спутниковых снимках в видимом диапазоне и влияние загрязненности на определение сплоченности по данным спутниковой микроволновой радиометрии с помощью

шести алгоритмов ASI, TUD, OSI-401-b, BT, NT и CDR.

Результаты исследования показали, что загрязненность льда хорошо проявляется на спутниковых снимках в видимом диапазоне в определенный период таяния. В исследуемом районе, в Восточно-Сибирском море, это период с конца мая, когда вытаивает снежный покров на поверхности льда, до начала июля, когда происходит разрушение морского льда. Известно, что во время процессов таяния, когда на поверхности льда появляются снежицы (Репина и Тихонов, 2018), происходит существенное занижение сплоченности льда по данным спутниковой микроволновой радиометрии. Однако, помимо влияния разрушенности в период таяния, мы выделили также дополнительное влияние загрязненности на занижение сплоченности. Путем сравнения значений сплоченности в 7 парах точек с одинаковой разрушенностью, но с разной загрязненностью, было определено, что наиболее чувствителен к загрязненным льдам алгоритм ASI, а на втором месте по чувствительности – алгоритм TUD. Оба алгоритма используют высокочастотный канал 85–91 ГГц. Алгоритмы OSI-401-b, BT, NT и CDR, использующие низкочастотные каналы 19 и 37 ГГц, менее чувствительны к загрязненности. Причины такого явления теоретически понятны (см. выше), однако требуют дальнейшего углубленного изучения и экспериментальных измерений в полевых условиях.

Полученные результаты позволили выделить, с одной стороны, два алгоритма ASI и TUD, к которым нужно относиться с большей осторожностью при их использовании в период таяния в шельфовых морях, где загрязненные льды занимают значительные площади, а с другой стороны, эти два алгоритма можно использовать для разработки методики определения районов с загрязненными льдами.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнялась в рамках темы “Мониторинг” гос. регистрация № 122042500031-8.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алексеева Т.А., Соколова Ю.В., Тихонов В.В., Смоляницкий В.М., Афанасьева Е.В., Раев М.Д., Шарков Е.А. Анализ областей морского льда в Северном Ледовитом океане, неопределяемых алгоритмом ASI по данным спутниковой микроволновой радиометрии // Исслед. Земли из космоса. 2021. № 6. С. 22–38. <https://doi.org/10.31857/S0205961421060026>

Апфель И.Л., Гудкович З.М. Отражательная способность ледяного покрова в период таяния льда в юго-восточной части моря Лаптевых // Полярная экспедиция “Север-76” (научные результаты). 1979. Ч. 2. С. 27–32.

Бондур В.Г., Воробьев В.Е., Лукин А.А. Космический мониторинг состояния Северных территорий, нарушенных нефтедобычей // Исслед. Земли из космоса. 2016. № 6. С. 35–44. <https://doi.org/10.7868/S0205961416060014>

Брызгин Н.Н. К вопросу об альбедо поверхности дрейфующих льдов // Проблемы Арктики и Антарктики. 1959. Вып. 1. С. 33–40.

Иванов Б.В. Оценка естественного и антропогенного загрязнения морского льда // МГИ. 2007. Т. 102. С. 121–126.

Митник М.Л., Митник Л.М. Калибровка и валидация данных микроволнового радиометра AMSR-E спутника Aqua // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2005. Т. 1. С. 244–249.

Репина И.А., Тихонов В.В. Снежицы на поверхности льда в летний период и их связь с климатическими изменениями в Арктике // Российская Арктика. 2018. № 2. С. 15–30. <https://doi.org/10.24411/2658-4255-2018-00015>

Тихонов В.В., Раев М.Д., Шарков Е.А., Боярский Д.А., Репина И.А., Комарова Н.Ю. Спутниковая микроволновая радиометрия морского льда полярных регионов. Обзор // Исследование Земли из космоса. 2016. № 4. С. 65–84.

Тихонов В.В., Хвостов И.В., Романов А.Н., Шарков Е.А., Боярский Д.А., Комарова Н.Ю., Синицкий 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>

Шаратунова М.В., Иванов В.В. Изменчивость возрастного состава льдов Восточно-Сибирского моря в зимний период // Труды II Всероссийской конференции “Гидрометеорология и экология: достижения и перспективы развития”. 2018. Санкт-Петербург. С. 692–696.

Юлин А.В., Шаратунова М.В., Павлова Е.А., Иванов В.В. Сезонная и межгодовая изменчивость ледяных массивов Восточно-Сибирского моря // Проблемы Арктики и Антарктики, 2018. № 3. С. 229–240. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2018-64-3-229-240>

Alekseeva T., Tikhonov V., Frolov S., Repina I., Raev M., Sokolova J., Sharkov E., Afanasieva E., Serovetnikov S. Comparison of Arctic Sea Ice Concentrations from the NASA Team, ASI, and VASIA2 Algorithms with Summer and Winter Ship Data // Remote Sensing. 2019. V. 11. P. 2481. <https://doi.org/10.3390/rs11212481>

Babin M., Arrigo K., Bélanger S., Forget M.-H. IOCCG. Ocean Colour Remote Sensing in Polar Seas. IOCCG Report Series, No. 16, International Ocean Colour Coordinating, Group, Dartmouth, Canada, 2015.

Cavalieri D.J., Gloersen P., Campbell W. J. Determination of sea ice parameters with the NIMBUS 7 SMMR // J. Geophysical Research: Atmospheres. 1984. V. 89. P. 5355–5369. <https://doi.org/10.1029/JD089iD04p05355>

Comiso J.C. Characteristics of Arctic winter sea ice from satellite multispectral microwave observations // Journal of Geophysical Research: Oceans. 1986. V. 91. P. 975–994. <https://doi.org/10.1029/JC091iC01p00975>

Comiso J.C., Cavalieri D.J., Parkinson C.L., Gloersen P. Passive microwave algorithms for sea ice concentration: A comparison of two techniques // Remote Sensing of Environment. V. 60. P. 357–384. [https://doi.org/10.1016/S0034-4257\(96\)00220-9](https://doi.org/10.1016/S0034-4257(96)00220-9)

Comiso J.C., Gersten R.A., Stock L.V., Turner J., Perez G.J., Cho K. Positive Trend in the Antarctic Sea Ice Cover and

- Associated Changes in Surface Temperature // *J. Climate*. 2017. V. 30. P. 2251–2267.
<https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0408.1>
- Emery W., Camps A. Introduction to Satellite Remote Sensing: Atmosphere, Ocean, Land and Cryosphere Application, Elsevier Inc. 2017. 856 p.
- ESA SICCI project consortium. D2.6: Algorithm Theoretical Basis Document (ATBDv1), ESA Sea Ice Climate Initiative Phase 1 Report SICCI-ATBDv1-04-13, version 1.1, 2013.
- Harasyn M.L., Isleifson D., Barber D.G. The Influence of Surface Sediment Presence on Observed Passive Microwave Brightness Temperatures of First-Year Sea Ice during the Summer Melt Period // *Canadian J. Remote Sensing*. 2019. V. 45. P. 333–349.
<https://doi.org/10.1080/07038992.2019.1625759>
- Ivanova N., Pedersen L.T., Tonboe R.T., Kern S., Heygster G., Lavergne T., Sorensen A., Saldo R., Dybkjær G., Brucker L., Shokr M. Inter-comparison and evaluation of sea ice algorithms: towards further identification of challenges and optimal approach using passive microwave observations // *The Cryosphere*. 2015. V. 9. P. 1797–1817.
<https://doi.org/10.5194/tc-9-1797-2015>
- Meier W.N., Windnagel S.S. CDR Climate Algorithm and Theoretical Basis Document: Sea Ice Concentration, Rev 9. NOAA NCEI CDR Program., 2021.
- Pedersen L.T. Chapter 6.2 in Sandven et al. IMSI report no. 8. Development of new satellite ice data products (Chapter 6.2). Bergen, Norway: NERSC Technical Report no.145, Nansen Environmental and Remote Sensing Center, Bergen, Norway, 1998.
- Reimnitz E., McCormick M., McDougall K., Brouwers, E. Sediment Export by Ice Rafting from a Coastal Polynya, Arctic Alaska, U.S.A // *Arctic and Alpine Research*. 1993. V. 25. P. 83–98.
<https://doi.org/10.2307/1551544>
- Smith D.M. Extraction of winter total sea-ice concentration in the Greenland and Barents Seas from SSM/I data // *International J. Remote Sensing*. 1996. V. 17. P. 2625–2646.
<https://doi.org/10.1080/01431169608949096>
- Smolyanitsky V., Karelin I., Karklin V., Ivanov B. Ice conditions, albedo, surface contamination and ice mass exchange // In Proceedings of the Oceanography of the ESS. Paper presented at ESS Workshop 2003, Malaga, Spain, 11–18 October 2003; International Arctic Research Center: Fairbanks, AK, USA, 2003.
- Spren G., Kaleschke L., Heygster G. Sea ice remote sensing using AMSR-E 89-GHz channels // *J. Geophysical Research: Oceans*. 2008. V. 113, C02S03.
<https://doi.org/10.1029/2005JC003384>
- Tian T., Tonboe R., Lavelle J. The EUMETSAT OSI SAF AMSR-2 Sea Ice Concentration Algorithm. Theoretical Basis Document. Product OSI-408. v.1.0. 2015.
- Tonboe R., Lavelle J. OSI SAF Sea Ice Concentration Algorithm Theoretical Basis Document. Product OSI-401-b. v1.5. 2016.
- Ulaby F.T., Long D.G. Microwave radar and radiometric remote sensing., Univ. of Michigan Press. 2014.

The Contribution of Sea Ice Contamination to Inaccuracies in Definition of Sea Ice Concentration Using Satellite Microwave Radiometry Data during the Ice Melt Period

T. A. Alekseeva^{1,2}, J. V. Sokolova^{1,2}, E. V. Afanasyeva^{1,2}, V. V. Tikhonov^{2,3}, M. D. Raev², E. A. Sharkov², S. M. Kovalev¹, and V. M. Smolyanitsky¹

¹Arctic and Antarctic Research Institute, Saint Petersburg, Russia

²Space Research Institute of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

³Institute for Water and Environmental Problems of the Siberian Branch of the Russian Academy of Science, Barnaul, Russia

The values of sea ice concentration retrieved from satellite microwave radiometry data are influenced by many natural factors. In this study, sea ice contamination is considered. The values of sea ice concentration obtained using six algorithms: ASI, TUD, OSI-401-b, BT, NT, and CDR, have been analyzed on the example of land-fast ice in the East Siberian Sea. The choice of the algorithms is explained by their open-access distribution and very high popularity among scientific studies. The analysis has revealed that during the active ice melt period, from late May until early July, all the algorithms show lower ice concentrations in contaminated ice compared to clean ice areas. The most sensitive to sea ice contaminants are ASI and TUD. It is explained by the high-frequency channels, 85–91 GHz, used by these two algorithms.

Keywords: Arctic Ocean, satellite microwave radiometry, fast ice, stage of ice melt, ice contamination

REFERENCES

- Alekseeva T., Tikhonov V., Frolov S., Repina I., Raev M., Sokolova J., Sharkov E., Afanasyeva E., Serovetnikov S. Comparison of Arctic Sea Ice Concentrations from the NASA Team, ASI, and VASIA2 Algorithms with Summer and Winter Ship Data // *Remote Sensing*. 2019. V. 11. P. 2481.
<https://doi.org/10.3390/rs11212481>
- Alekseeva T.A., Sokolova J.V., Tikhonov V.V., Smolyanitsky V.M., Afanasyeva E.V., Raev M.D., Sharkov E.A. Analiz oblastej morskogo l'da v Severnom Ledovitom okeane, neopredelyaemyh algoritmom ASI po dannym sputnikovoj mikrovolnovoj radiometrii [Analysis of sea ice areas undetectable by satellite microwave radiometry (ASI Algorithm) in the Arctic ocean] // *Issledovanie Zemli iz kosmosa*. 2021. № 6. P. 22–38. (In Russian).
<https://doi.org/10.31857/S0205961421060026>
- Appel' I.L., Gudkovich Z.M. Otrazhatel'naya sposobnost' ledyanogo pokrova v period tayaniya l'da v yugo-vostochnoj chasti morya [Reflection capacity of ice cover during its melting in the south-eastern part of the Laptev Sea] // *Pol-*

- yarnaya ekspeditsiya "Sever-76" (nauchnye rezul'taty. 1979. ch.2, s. 27–32. (In Russian).
- Babin M., Arrigo K., Bélanger S., Forget M.-H.* IOCCG. Ocean Colour Remote Sensing in Polar Seas. IOCCG Report Series, No. 16, International Ocean Colour Coordinating, Group, Dartmouth, Canada, 2015.
- Bondur V.G., Vorobyov V.E., Lukin A.A.* Satellite monitoring of the northern territories disturbed by oil production // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2017. V. 53. № 9. P. 1007–1015.
<https://doi.org/10.1134/S0001433817090067>
- Bryazgin N.N.* K voprosu ob al'bedo poverhnosti dreyfuyushchih l'dov [About the albedo of surface of drifting ice] // *Problemy Arktiki i Antarktiki*. 1959. V. 1. S. 33–40. (In Russian).
- Cavalieri D.J., Gloersen P., Campbell W.J.* Determination of sea ice parameters with the NIMBUS 7 SMMR // *J. Geophysical Research: Atmospheres*. 1984. V. 89. P. 5355–5369.
<https://doi.org/10.1029/JD089iD04p05355>
- Comiso J.C.* Characteristics of Arctic winter sea ice from satellite multispectral microwave observations // *J. Geophysical Research: Oceans*. 1986. V. 91. P. 975–994.
<https://doi.org/10.1029/JC091iC01p00975>
- Comiso J.C., Cavalieri D.J., Parkinson C.L., Gloersen P.* Passive microwave algorithms for sea ice concentration: A comparison of two techniques // *Remote Sensing of Environment*. V. 60. P. 357–384.
[https://doi.org/10.1016/S0034-4257\(96\)00220-9](https://doi.org/10.1016/S0034-4257(96)00220-9)
- Comiso J.C., Gersten R.A., Stock L.V., Turner J., Perez G.J., Cho K.* Positive Trend in the Antarctic Sea Ice Cover and Associated Changes in Surface Temperature // *J. Climate*. 2017. V. 30. P. 2251–2267.
<https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0408.1>
- Emery W., Camps A.* Introduction to Satellite Remote Sensing: Atmosphere, Ocean, Land and Cryosphere Application, Elsevier Inc. 2017. 856 p.
- ESA SICCI project consortium. D2.6: Algorithm Theoretical Basis Document (ATBDv1), ESA Sea Ice Climate Initiative Phase 1 Report SICCI-ATBDv1-04-13, version 1.1, 2013.
- Harasyn M.L., Isleifson D., Barber D.G.* The Influence of Surface Sediment Presence on Observed Passive Microwave Brightness Temperatures of First-Year Sea Ice during the Summer Melt Period // *Canadian J. Remote Sensing*. 2019. V. 45. P. 333–349.
<https://doi.org/10.1080/07038992.2019.1625759>
- Ivanov B.V.* Ocenka estestvennogo i antropogennogo zagryazneniya morskogo l'da [Estimation of natural and anthropogenic dirtiness of sea ice] // *MGI*. 2007. V. 102. P. 121–126. (In Russian)
- Ivanova N., Pedersen L.T., Tonboe R.T., Kern S., Heygster G., Laverigne T., Sørensen A., Saldo R., Dybkjær G., Brucker L., Shokr M.* Inter-comparison and evaluation of sea ice algorithms: towards further identification of challenges and optimal approach using passive microwave observations // *The Cryosphere*. 2015. V. 9. P. 1797–1817.
<https://doi.org/10.5194/tc-9-1797-2015>
- Meier W.N., Windnagel S.S.* CDR Climate Algorithm and Theoretical Basis Document: Sea Ice Concentration, Rev 9. NOAA NCEI CDR Program., 2021.
- Mitnik M.L., Mitnik L.M.* Kalibrovka i validatsiya dannykh mikrovolnovogo radiometra AMSR-E sputnika Aqua [Calibration and validation of passive microwave radiometer AMSR-E of satellite Aqua] // *Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*. 2005. V. 1. P. 244–249. (In Russian).
- Pedersen L.T.* Chapter 6.2 in Sandven et al. IMSI report no. 8. Development of new satellite ice data products (Chapter 6.2). Bergen, Norway: NERSC Technical Report no. 145, Nansen Environmental and Remote Sensing Center, Bergen, Norway, 1998.
- Reimnitz E., McCormick M., McDougall K., Brouwers, E.* Sediment Export by Ice Rafting from a Coastal Polynya, Arctic Alaska, U.S.A // *Arctic and Alpine Research*. 1993. V. 25. P. 83–98.
<https://doi.org/10.2307/1551544>
- Repina I.A., Tikhonov V.V.* Snezhnitsy na poverhnosti l'da v letnij period i ih svyaz' s klimaticheskimi izmeneniyami v Arktike [Melt pond on the sea ice surface during summer and its connection with Arctic climate change] / *Russian Arctic*. 2018. № 2. P. 15–30. (In Russian).
<https://doi.org/10.24411/2658-4255-2018-00015>
- Sharatunova M.V., Ivanov V.V.* Izmenchivost' vozrastnogo sostava l'dov Vostochno-Sibirskogo morya v zimnij period [Variability of sea ice age in the East-Siberian Sea in winter period] // *Trudy II Vserossijskoj konferentsii "Gidrometeorologiya i ekologiya: dostizheniya i perspektivy razvitiya"*. 2018. Saint-Petersburg. P. 692–696.
- Smith D.M.* Extraction of winter total sea-ice concentration in the Greenland and Barents Seas from SSM/I data // *International J. Remote Sensing*. 1996. V. 17. P. 2625–2646.
<https://doi.org/10.1080/01431169608949096>
- Smolyanitsky V., Karelin I., Karklin V., Ivanov B.* Ice conditions, albedo, surface contamination and ice mass exchange // In Proceedings of the Oceanography of the ESS. Paper presented at ESSS Workshop 2003, Malaga, Spain, 11–18 October 2003; International Arctic Research Center: Fairbanks, AK, USA, 2003.
- Spreen G., Kaleschke L., Heygster G.* Sea ice remote sensing using AMSR-E 89-GHz channels // *J. Geophysical Research: Oceans*. 2008. V. 113, C02S03.
<https://doi.org/10.1029/2005JC003384>
- Tian T., Tonboe R., Lavelle J.* The EUMETSAT OSI SAF AMSR-2 Sea Ice Concentration Algorithm. Theoretical Basis Document. Product OSI-408. v.1.0. 2015.
- Tikhonov V.V., Raev M.D., Sharkov E.A., Boyarskii D.A., Repina I.A., Komarova N. Y.* Satellite microwave radiometry of sea ice of polar regions: a review // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2016. V. 52. P. 1012–1030.
<https://doi.org/10.1134/S0001433816090267>
- Tikhonov V.V., Khvostov I.V., Romanov A.N., Sharkov E.A., Boyarskii D.A., Komarova N. Yu., Sinititskiy A.I.* L-Band Radiative Features of the Ob Bay in the Freeze-Up Period // *Issledovaniye Zemli iz kosmosa*. 2020. № 3. P. 59–76. (In Russian).
<https://doi.org/10.31857/s0205961420030070>
- Tonboe R., Lavelle J.* OSI SAF Sea Ice Concentration Algorithm Theoretical Basis Document. Product OSI-401-b. v1.5. 2016.
- Ulaby F.T., Long D.G.* Microwave radar and radiometric remote sensing., Univ. of Michigan Press. 2014.
- Yulin A.V., Sharatunova M.V., Pavlova E.A., Ivanov V.V.* Sezonnaya i mezhgodovaya izmenchivost' ledyanykh massivov Vostochno-Sibirskogo morya [Seasonal and interannual changes of ice massifs in East Siberian sea. Arctic and Antarctic Research] // *Problemy Arktiki i Antarktiki*. 2018. № 3. P. 229–240. (In Russian).
<https://doi.org/10.30758/0555-2648-2018-64-3-229-240>

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

ЛАГРАНЖЕВ АНАЛИЗ ТИХООКЕАНСКИХ ВОД В ОХОТСКОМ МОРЕ НА ОСНОВЕ СПУТНИКОВЫХ ДАННЫХ В ПРИЛОЖЕНИИ К ПРОМЫСЛУ МИНТАЯ

© 2022 г. М. В. Будянский^а, *, В. В. Кулик^б, К. К. Кивва^с, М. Ю. Улейский^а, С. В. Пранц^а

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

^бТихоокеанский филиал Всероссийского научно-исследовательского института рыбного хозяйства и океанографии (ТИНРО), Владивосток, Россия

^сВсероссийский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии, Москва, Россия

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

Поступила в редакцию 01.02.2022 г.

На основе спутниковых альтиметрических данных о скорости геострофических течений для каждого дня из интервала с 31 января 1997 г. по 10 марта 2021 г. рассчитаны траектории движения 114000 пассивных частиц, регулярно распределенных по сетке в Охотском море. Выделены все частицы, поступившие в Охотское море из Тихого океана, определено время распространения (“возраст”) вод тихоокеанского происхождения и район поступления этих вод в море. Используя ежедневные данные положения судов на промысле минтая с 1997 по 2021 гг., лагранжевы карты происхождения и “возраста” тихоокеанских вод за этот период и статистический анализ показано, что места вылова минтая чаще располагаются в водах тихоокеанского происхождения, прошедших через северные Курильские проливы не более 100 сут до дат уловов, чем в водах, поступивших в море южнее или находящихся в море более 100 сут. Анализ спутниковых снимков температуры поверхности моря позволил сделать вывод о причинах агрегации мест улова минтая в интрузиях и на лагранжевых фронтах тихоокеанской воды, как более теплых и богатых пищей.

Ключевые слова: Охотское море, минтай, промысел, спутниковая альтиметрия, лагранжевы карты, статистический анализ

DOI: 10.31857/S0205961422050050

ВВЕДЕНИЕ

Лагранжев подход к описанию и анализу динамики вод Мирового океана с использованием современных альтиметрических данных о скорости течений высокого разрешения позволяет выделить особенности циркуляции, не отражающиеся в каких-либо других доступных данных, в том числе в температуре или оптических характеристиках вод (см. монографию Prants et al., 2017). В частности, набор лагранжевых методов помогает исследовать взаимодействие вод, имеющих схожие физические характеристики, но различного происхождения. Такие воды могут значительно отличаться по биологическим параметрам, а фронтальные зоны, формирующиеся при их взаимодействии, по всей видимости, могут обладать своими собственными биологическими, в том числе продуктивными, особенностями. Ряд исследователей уже применяли лагранжевы методы для поиска закономерностей в распределении биологических параметров, промысловых или играющих важную роль в экосистеме объектов в океане (Пранц и др., 2012, Kuroda et al., 2014,

Prants et al., 2014), тем самым демонстрируя высокую практическую значимость получаемых результатов. В данной работе приводятся первые результаты анализа распределения вод Тихого океана в восточной части Охотского моря, полученные с помощью лагранжева подхода на основе спутниковых альтиметрических данных, и оценка влияния этих вод на важный в экономическом отношении промысел минтая (*Gadus chalcogrammus*).

Северо-восточная часть Охотского моря — одна из самых рыбопродуктивных акваторий дальневосточных морей, обеспечивающая максимальные годовые уловы. Ее высокая продуктивность связана, по всей видимости, с рядом динамических особенностей региона. Море отделено от остальной части Тихого океана цепью Курильских островов, в относительно узких проливах между которыми возникают сильные приливные течения и, соответственно, интенсивное вертикальное перемешивание вод (Nakamura et al., 2006), приводящее к переносу значительного количества минеральных форм основных биогенных элементов в поверхностный слой. Эти от-

носителем теплые и богатые питательными солями тихоокеанские воды проникают в море, главным образом, через северные проливы Курильских островов (Nakamura et al., 2006; Ohshima et al., 2010) и распространяются в северном направлении вдоль западного побережья Камчатки в виде Западно-Камчатского течения (Коломейцев, 2020; Файман и др., 2021). Район действия этого течения характеризуется высокими и максимальными для Охотского моря значениями концентрации фитопланктона: в среднем 500–1000 мг/м³, местами больше 1000 мг/м³, зоопланктона и бентоса (Маркина, Чернявский, 1984).

Над шельфом и материковым склоном в этой части моря среди рыб по биомассе с большим отрывом преобладает минтай (Шунтов, 1985). В 21 в. общая биомасса минтая северной части моря достигла максимума в 2010 г. С тех пор его промысловый запас оставался примерно на одном и том же уровне и по оценкам, выполненным по современным рыбохозяйственным математическим моделям с использованием результатов съемок в качестве входных данных, составлял от 5.7 до 6.0 млн т (Кулик и др., 2020). При этом оценка индекса численности и последующая оценка промыслового запаса, полученная на основе данных о вылове с помощью обобщенной аддитивной модели (GAM – Generalized Additive Model) с косвенным учетом влияния на промысел погодных условий, сезонности и т.п., показала более существенный разброс значений: от 5.2 до 6.4 млн т (Кулик и др., 2020).

Нерест основной части минтая у берегов Западной Камчатки происходит с января по июнь с пиком в апреле (Варкентин, 2015). Причем в более “теплые” годы нерест минтая в северной части Охотского моря приходится, как правило, на более ранние сроки, чем в “холодные” (Фадеев, 1981; Варкентин и др., 2001). Отдельный интерес для рынка представляет икра данного вида, поэтому значительная часть промысловых усилий на его промысле сосредоточена в зимне-весеннее время, а сохранение его запаса требует определенных ограничений промысла во время нереста.

В основных по добыче минтая промысловых подзонах Охотского моря существует два промысловых сезона: в начале и в конце года – сезоны “А” и “Б”, соответственно. При этом в течение зимне-весеннего сезона “А” добывается больше 80% от общего годового улова данного вида. В промысловых подзонах Западно-Камчатской и Камчатско-Курильской он длится с 1 января по 31 марта, а в Северо-Охотоморской подзоне – с 1 января по 9 апреля. Специализированный промысел минтая в Охотском море круглый год ведется в Восточно-Сахалинской подзоне, а осенью возобновляется в сезон “Б” в Западно-Камчатской и Камчатско-Курильской подзонах с 1 нояб-

ря и в Северо-Охотоморской подзоне с 15 октября (рис. 1). Таким образом, восточная и северная часть акватории Охотского моря представляет собой богатую экосистему, поддерживающую исключительно ценный в экономическом отношении промысел дальневосточного минтая. Поэтому изучение особенностей физических факторов, формирующих основу этой экосистемы, актуально как с фундаментальной, так и с чисто прикладной точки зрения.

Данное исследование преследует двойную цель: во-первых, получить информацию о характере распространения вод тихоокеанского происхождения в восточной части Охотского моря с целью выявления общих черт изменчивости данного явления, и, во-вторых, оценить статистическую значимость влияния происхождения вод на формирование промысловых скоплений минтая. В рамках работы решены две основные задачи. Во-первых – идентификация происхождения вод с использованием нового инструмента лагранжевой диагностики крупномасштабного переноса и перемешивания вод в океане (см. монографию Prants et al., 2017) на основе спутниковых альтиметрических данных. Во-вторых – сопоставление распределения районов вылова минтая со сроком нахождения тихоокеанских вод в районе исследования с использованием статистических методов и обобщенных аддитивных моделей.

Развиваемая методика оценки статистической значимости некоторых лагранжевых характеристик водных масс на основе данных дистанционного зондирования Земли хорошо зарекомендовала себя для нахождения мест благоприятных для обитания и улова различных промысловых видов: сайры (Пранц и др., 2012; Prants et al., 2014; Пранц и др., 2020; Prants et al., 2021), кальмара Бартрама (Будянский и др., 2017), длинноперого тунца, креветки и различных видов лосося (Watson, 2018), а также для нахождения мест с высоким риском случайных уловов нецелевых промысловых видов (Scales et al., 2018).

ДАННЫЕ И МЕТОДЫ

Методы расчета лагранжевых индикаторов.

Расчет переноса вод основан на спутниковых альтиметрических данных. Поле геострофической компоненты скорости в приповерхностном слое получено из базы данных https://resources.marine.copernicus.eu/product-detail/SEALEVEL_GLO_PHY_L4_MY_008_047/. Используемый продукт сформирован в результате комбинирования данных всех доступных на текущий момент альтиметрических миссий (Jason-3, Sentinel-3A, HY-2A, Saral/AltiKa, Cryosat-2, Jason-2, Jason-1, Topex/Poseidon, ENVISAT, GFO, ERS1/2). Он имеет горизонтальное разрешение 1/4°×1/4° и дискретность 1 сутки. Для визуализации пере-

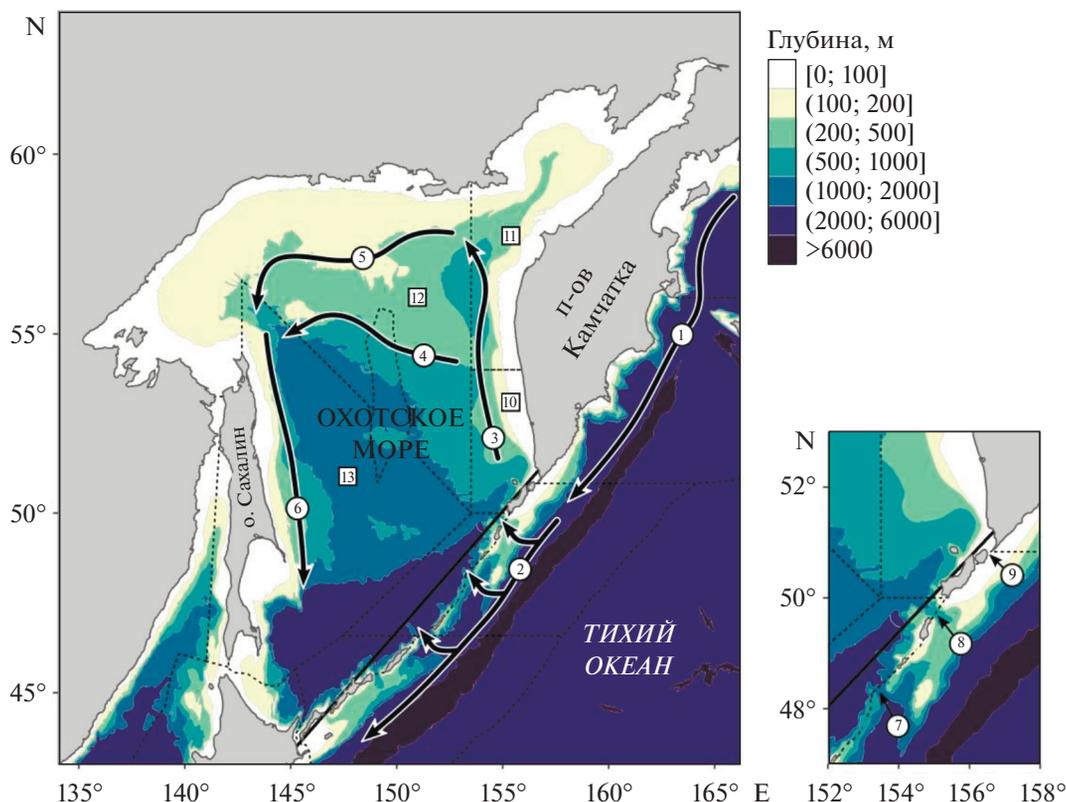


Рис. 1. Батиметрия исследуемой области. Схематически показаны основные течения: 1 – Восточно-Камчатское течение, 2 – Ойясио, 3 – Западно-Камчатское течение, 4 – Срединное течение, 5 – Северо-Охотское течение, 6 – Восточно-Сахалинское течение. На врезке отмечены основные северные Курильские проливы: 7 – пр. Крузенштерна, 8 – Четвертый Курильский пр., 9 – Первый Курильский пр. Жирной черной линией показан условный Курильский разрез (см. текст). Пунктиром показаны границы промысловых зон и подзон: 10 – подзона Камчатско-Курильская, 11 – подзона Западно-Камчатская, 12 – подзона Северо-Охотоморская, 13 – подзона Восточно-Сахалинская (эти подзоны вместе составляют Охотскую зону).

носа вод численно решены уравнения адвекции для большого числа искусственных частиц, имитирующих частицы воды, в поле скорости:

$$\frac{d\lambda}{dt} = u(\lambda, \varphi, t), \quad \frac{d\varphi}{dt} = v(\lambda, \varphi, t), \quad (1)$$

где u и v – угловые зональная и меридиональная скорости, φ и λ – широта и долгота. Для увеличения горизонтального разрешения использована бикубическая пространственная интерполяция и интерполяция по времени лагранжевыми полиномами третьего порядка. Траектории частиц находятся интегрированием уравнений адвекции по схеме Рунге–Кутты 4-го порядка (Prants, 2014).

Расчеты проводились для интервала с 31 января 1997 г. по 10 марта 2021 г. в области 42–56.5 с.ш., 141–157 в.д. (рис. 1) с равномерной широтно-долготной сеткой начальных условий из 300×380 точек и соответствующих им ячеек (114000 частиц). Для каждого начального условия производился численный расчет траектории движения соответствующей частицы согласно ур. (1) назад по времени в течение 1095 дней. Все траектории анали-

зировались на факт пересечения условного разреза вдоль Курильских островов, представляющего собой отрезок в цилиндрической равнопромежуточной проекции с начальной точкой 43.0° с.ш., 144.5° в.д. и конечной точкой 51.75° с.ш., 157.5° в.д. (рис. 1). Также определялось время пересечения частицей данного условного разреза с точностью ± 3 сут и его географические координаты. Факт пересечения траекторией частицы указанного отрезка в данной статье трактуется как океаническое происхождение воды, соответствующей данной частице, а время пересечения позволяет оценить “возраст” этой воды в Охотском море. Происхождение частиц, не пересекавших данный отрезок в течение 3 лет от начальной даты в прошлом, условно считается охотоморским.

Данные об уловах и координатах мест улова. Различия по размерам, а значит и по мощности судов, допускаемых к промыслу в различные месяцы и подзоны, неизбежно влекут за собой различия в самих уловах, т.к. более мощные или крупные суда могут использовать более широкие тралы и поднимать на борт большие объемы за

промысловую операцию. Следовательно, для выполнения количественных оценок пространственного распределения минтая необходимо этот эффект нивелировать, либо обратить внимание только на пространственное распределение уловов без привязки к их абсолютным величинам. Был предпочтен последний вариант, т.к. предполагается, что капитаны ориентируются на акустические плотности эхозаписей в поисках промысловых концентраций минтая, а на разреженных скоплениях работать они не будут. В итоге делается допущение, что каждое судно вело промысел в меру своих технических возможностей максимально эффективно и не ловило минтай в разреженных скоплениях.

Позиции судов в Охотском море с 1997 по 2003 г. получены из судовых суточных донесений (ССД), сохраненных в базе данных “Промысел”¹ для каждого судна на каждую дату с целевым уловом минтая во всех подзонах Охотского моря. Целевым считался улов, если доля минтая от общего вылова за сутки в указанной подзоне превышала 50%. С 2004 г. использованы все позиции судов, помеченные как траления, в зеркале Отраслевой Системы Мониторинга, ведомой ИКИ РАН в ТИПРО.

Все позиции со скоростью движения судна более 5 узлов были удалены, что позволяет с высокой вероятностью отсеять ошибки в отчетности о виде работ судна (Пырков и др., 2015). Дополнительно были удалены позиции, где скорость движения составляла менее 2 узлов, т.к. даже донные траления ведутся на более высоких скоростях, чтобы трал раскрывался, а при добыче минтая донные траления запрещены. Разноглубинные траления ведутся однозначно на более высоких скоростях. Таким образом, оставлены только те позиции, в которых осуществлялся целевой лов минтая разноглубинными тралями и снюрреводами. Также добавлены координаты каждой промысловой операции при их наличии.

Статистический анализ. Проверка влияния “возраста” тихоокеанской воды в Охотском море (интервала времени с момента поступления тихоокеанской воды в Охотское море до момента наблюдения) на образование промысловых скоплений минтая выполнена следующим образом. Для всех дат выбирались места уловов, попадающие в ячейки с водой тихоокеанского происхождения. Уловы из ячеек с водой охотоморского происхождения (центр ячейки не пересекал условный Курильский разрез в течение последних 1095 сут) помечались так, чтобы при выборе случайных мест пропускать их. Для каждой даты выбирались столько же случайных точек в пределах рас-

сматриваемой акватории из сетки с разрешением $1^\circ \times 1^\circ$, сколько за эту дату наблюдалось позиций вероятных тралений так, чтобы все эти точки попадали в ячейки отличные от тех ячеек, куда попали места уловов. Условие нахождения таких “случайных” ячеек на расстоянии 1° друг от друга необходимо для избегания их попадания в места, близкие к точкам улова. Выполнялось сравнение “возраста” и района проникновения в Охотское море тихоокеанской воды для всех выбранных таким образом ячеек с уловом и без улова с помощью теста Колмогорова–Смирнова. В сумме выбрано 1153641 ячеек с уловом (“TRUE”) и столько же ячеек без улова (“FALSE”).

Для выявления общей закономерности между “возрастом” тихоокеанской воды или местом ее проникновения в Охотское море и фактом наличия или отсутствия улова и оценки значимости эффектов этих переменных использовались обобщенные аддитивные модели (GAM – Generalized Additive Model) (Hastie and Tibshirani, 2014). Отличие их от обычных линейных моделей заключается в возможности использования не только нормальных распределений, но и иных распределений из экспоненциального семейства с аддитивной ошибкой, что широко используется в рыбохозяйственных исследованиях (Venables and Ripley, 2002). Классификация бинарных событий в нашей GAM в общем виде может быть выражена по формуле логистической регрессии (2) (Hastie and Tibshirani, 1986):

$$\ln[p(X)/(1-p(X))] = \eta = \sum_1^p s_j(X_j), \quad (2)$$

где $p(X) = Prob(Y = 1 \vee X)$ – вероятность улова минтая при условиях соответствия предикторам X , η – линейный предиктор, предикторы $X = (X_1, X_2, \dots, X_p)$ долгота, широта проникновения воды в Охотское море, длительность путешествия воды в днях, порядковый номер дня в году, s_j – сглаживающие функции, например, тонкоплечный регрессионный сплайн (TPC). В отсутствие гипотезы о форме зависимости переменной отклика от предикторов достаточно эффективно применение TPC (Wood, 2003). Настройка GAM произведена совместно с оптимизацией числа псевдоузлов TPC методом, обобщенной кросс-валидации (Wood, 2004).

РЕЗУЛЬТАТЫ

На рис. 2 приведены примеры рассчитанных в альтиметрическом поле скорости лагранжевых карт происхождения вод, которые показывают проникновение тихоокеанских вод в восточную часть Охотского моря. Методика расчета лагранжевых карт описана в предыдущем разделе. Как

¹ Свидетельство № 6393 от 01.08.2000 г. о регистрации в Государственном регистре базы данных “Промысел” за № 0220006764.

правило, лов в январе сосредоточен в основном на “языках” тихоокеанской воды, вошедшей в море через северные Курильские проливы в декабре-январе предыдущего года и адвектируемой Западно-Камчатским течением (рис. 2, а, е). В феврале эта сравнительно “молодая” океанская вода распространяется на север вдоль западного побережья Камчатки, и уловы распределяются по всему Западно-Камчатскому течению (рис. 2, б, д). К марту лов смещается во впадину ТИПРО и частично в зал. Шелихова (рис. 2, в, е). В конце путины места улова перемещаются на северо-запад (на рис. 2 не показано). Вероятно, это связано с действием Срединного течения. Цветная градиция “возраста” тихоокеанской воды на рис. 2 позволяет сделать предварительный вывод о том, что места улова минтая сосредоточены в основном на сравнительно “молодых” водах, поступивших в море из океана до 100 суток назад.

Для статистического обоснования этого наблюдения были рассчитаны вероятности для времени путешествия частиц от условного разреза до случайно выбранных мест в пределах исследуемой акватории и до мест вылова минтая за длительный период времени с 1997 по 2021 гг. Распределение вероятности этого параметра для случайно выбранных мест за разные годы почти не имело межгодовых отличий и для всех лет было близко к равномерному с пиками на интервалах 350–400 и 700–800 сут. Эти пики соответствуют одному и двум периодам циркуляции вод в приповерхностном слое Охотского моря. При этом распределение вероятности для мест вылова минтая во многие годы показало более высокую вероятность вылова в водах, относительно недавно поступивших в Охотское море (менее 100 сут). К таким годам относятся 2006, 2009–2013, 2016–2020 гг. Почти во все годы также наблюдался второй пик вероятности в интервале примерно 350–400 сут с момента пересечения частицей воды выбранного условного разреза. За исключением некоторых лет (2002, 2004, 2007, 2014) он был второстепенным. В некоторые годы также можно выделить третью моду в интервале 700–800 сут. Вторая и третья моды также связаны с особенностью циркуляции вод в Охотском море.

Рисунок 3 демонстрирует сравнение распределений вероятности для данного параметра между местами без уловов и с уловами без разбиения по годам. На нем видны те же особенности: близкое к равномерному распределение вероятности для случайно выбранных мест и три основных моды вероятности для мест с уловами, основная из которых отвечает за интервал примерно 0–100 сут.

Такой же анализ выполнен для широты, на которой частицы тихоокеанской воды, проникающие в Охотское море, пересекали выбранный нами разрез. Сравнение распределений вероятно-

сти для широты пересечения условного разреза между случайно выбранными частицами воды и теми частицами, в которых впоследствии наблюдался вылов минтая, для разных лет представлено на рис. 4. Места с уловами минтая ежегодно располагались в водах, которые попадали в Охотское море преимущественно севернее 48° с.ш., т.е. через северные Курильские проливы (рис. 4). Результаты аналогичных сравнений по годам позволяют сделать вывод о том, что распределение уловов в географическом пространстве в те годы, когда суммарный вылов был на высоком уровне (последнее десятилетие), в основном приходилось на относительно “молодые” тихоокеанские воды, которые пересекали условный разрез в районе северных Курильских проливов. Для количественной оценки различий между полученными выборками был выполнен тест Колмогорова–Смирнова. Для времени путешествия воды от условного разреза до случайных ячеек и ячеек с уловами статистический параметр Колмогорова–Смирнова оказался равным $D = 0.2555$ при уровне значимости $p < 2.2 \times 10^{-16}$. Для широты пересечения он равен $D = 0.60818$ с $p < 2.2 \times 10^{-16}$. Таким образом, статистическая значимость различий в обоих случаях оказалась меньше машинного нуля.

Оценка совокупного влияния рассматриваемых лагранжевых параметров на вероятность вылова минтая выполнена с помощью GAM с использованием тензорного произведения. Среди всех проверенных GAM, начиная с нуль-модели и заканчивая полной моделью, максимальную долю дисперсии (49.2%) описала GAM, включавшая в качестве слагаемых функцию порядкового номера дня в году (DoY) и координат пересечения условного Курильского разреза частицей воды, в ячейке которой впоследствии наблюдался вылов (yinit, xinit), а также функцию порядкового номера дня и длительности путешествия частиц (days) с разделением по годам (Year). Формула линейного предиктора для языка R, в котором была построена GAM показана ниже (3):

$$\eta = \text{ti}(\text{days}) + \text{ti}(\text{yinit}) + \text{ti}(\text{yinit}, \text{xinit}, \text{DoY}) + \text{ti}(\text{DoY}, \text{days}, \text{by} = \text{Year}), \quad (3)$$

где ti – специальный вариант тензорного произведения, реализованный в пакете `mgcv` для языка R, для взаимодействующих предикторов, когда необходимо выделить основные эффекты (Wood, 2017). Все эти предикторы находились на высочайшем уровне значимости $p < 0.001$. Более простые конфигурации GAM имели более высокие информационные критерии, следовательно, полученную модель можно назвать оптимальной.

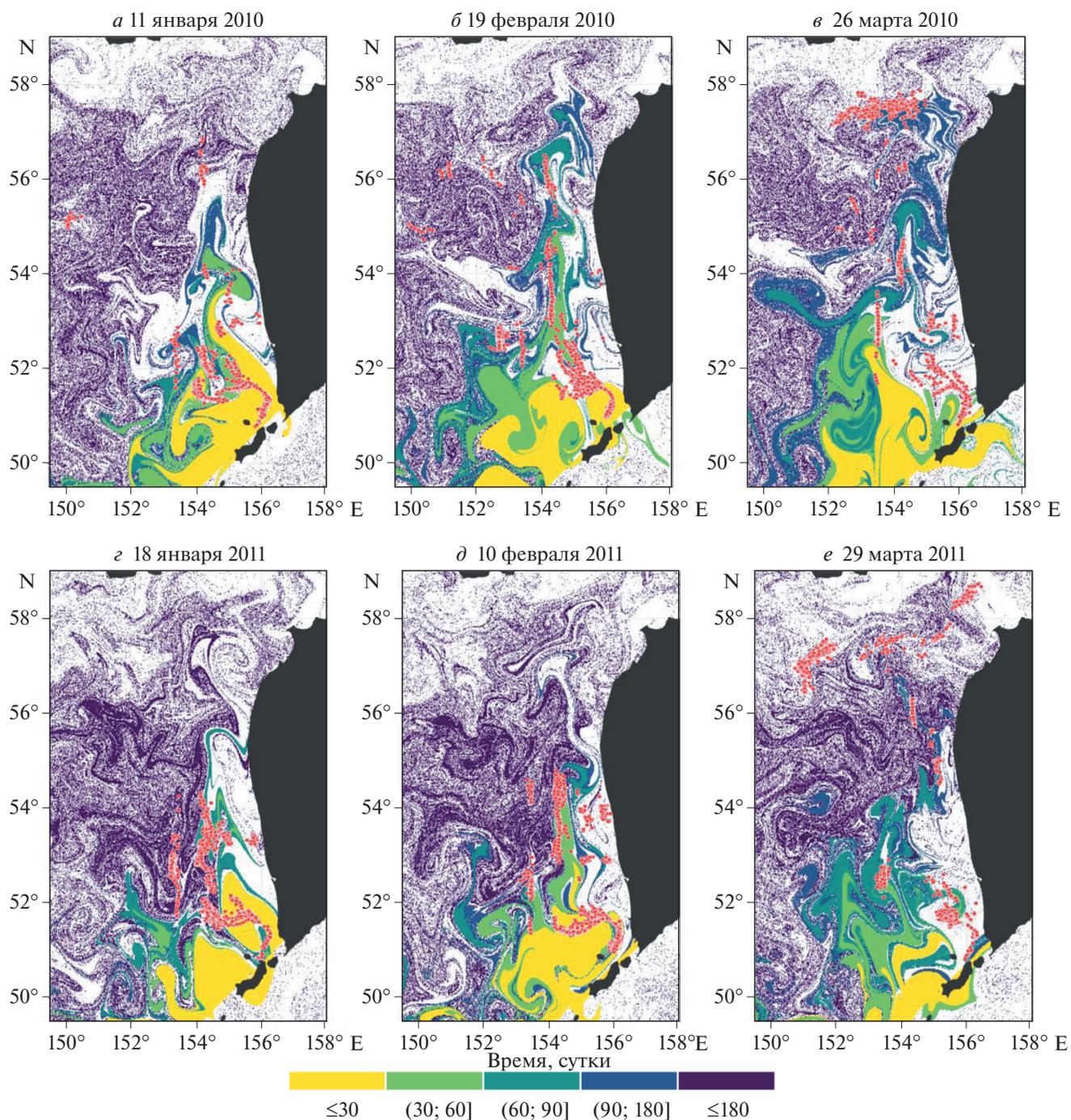


Рис. 2. Примеры лагранжевых карт, показывающих проникновение тихоокеанской воды в восточную часть Охотского моря в путины 2010 и 2011 гг. Цветом показан “возраст” тихоокеанских вод, попавших в море, в сутках. Красными кружками показаны положения судов на промысле минтая в период за 3 сут до и 3 сут после указанных на картах дат.

ОБСУЖДЕНИЕ

“Языки” тихоокеанской воды представляют собой интрузии инородных вод, вклинивающиеся в охотоморские воды. Границы этих интрузий являются лагранжевыми фронтами (Пранц и др., 2014; Prants et al., 2014), разделяющими воды с разными свойствами (температурой, соленостью,

питательными веществами, концентрацией фито- и зоопланктона и др.). Уловы минтая наблюдаются как на границах таких интрузий, так и внутри них. Тихоокеанская вода постепенно адвектируется Западно-Камчатским течением на север. В данном случае роль лагранжевых фронтов, вероятно, заключается в том, что они являются ори-

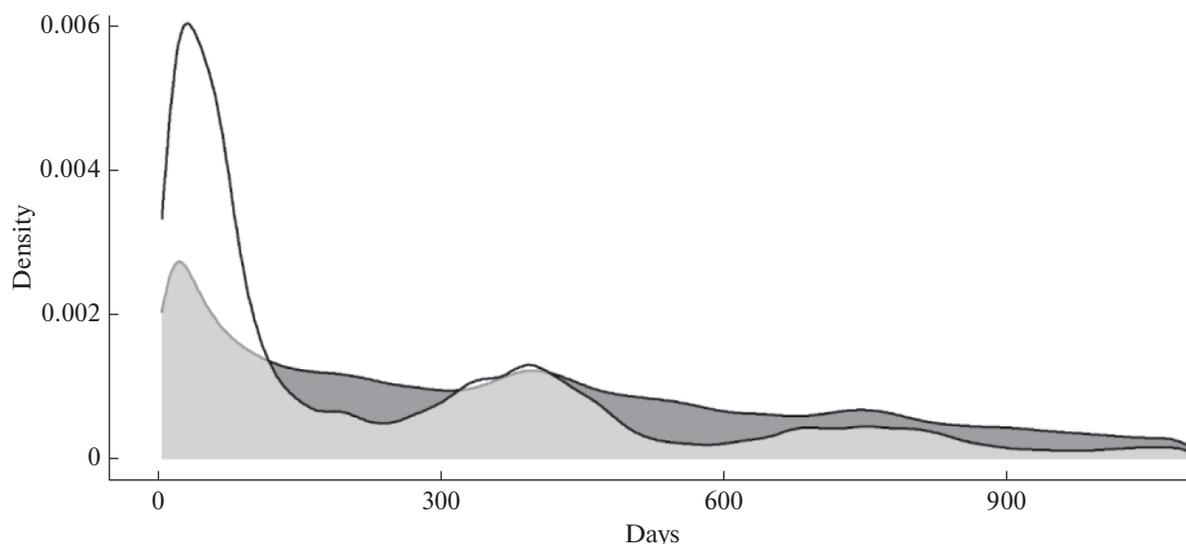


Рис. 3. Сравнение графиков распределения вероятности для времени путешествия частиц от Курильского разреза (см. рис. 1) до случайно выбранных мест (темная заливка) и до мест вылова минтая (светлая заливка) за период в 1997–2021 гг.

ентиром и предиктором наличия корма для минтая. Этот тип пассивных лагранжевых фронтов, где не обязательно возникают большие градиенты плотности и субмезомасштабные процессы агеострофической циркуляции на фронте, стимулирующие рост первичной и вторичной продукции (Levy et al., 2018).

Спутниковые измерения уровня моря позволяют получить поле скорости в геострофическом приближении. Этого достаточно для расчета характерных путей и времени крупномасштабной адвекции водных масс. В расчетах не учитываются вертикальные агеострофические процессы, которые являются локальными, субмезомасштабными и краткосрочными. Эти процессы безусловно важны для поступления биогенных элементов к поверхности и создания мест скопления корма минтая. Однако, нашими задачами являлись систематическое детектирование крупномасштабных вторжений океанических вод в Охотское море и поиск корреляций мест вылова минтая с этими водными массами, а не поиск корреляций интрузий тихоокеанских вод с местами скопления корма. Там, где есть корм, разумеется, могут быть и уловы, но не обязательно, если либо рыба, либо рыбаки не нашли эти места. Т.о., исходя из поставленных целей, не обязательно рассматривать вертикальные движения вод, да это и невозможно с геострофическим полем скорости АВИЗО.

Классический тест Колмогорова-Смирнова различий эмпирических кумулятивных распределений двух выборок и GAM показали высокую статистическую значимость исследованных лагранжевых показателей: длительности путешествия воды и места ее поступления в Охотское море для опре-

деления вероятности улова минтая. GAM позволила установить, что в начале года, когда минтая ловится больше всего, промысел идет на сравнительно “молодой” (с “возрастом” до 100 сут) воде из Тихого океана, зашедшей в море через северные проливы. Эти субарктические воды богаты питательными веществами, содержащимися в основном потоке течения Ойясио, которые еще бо-

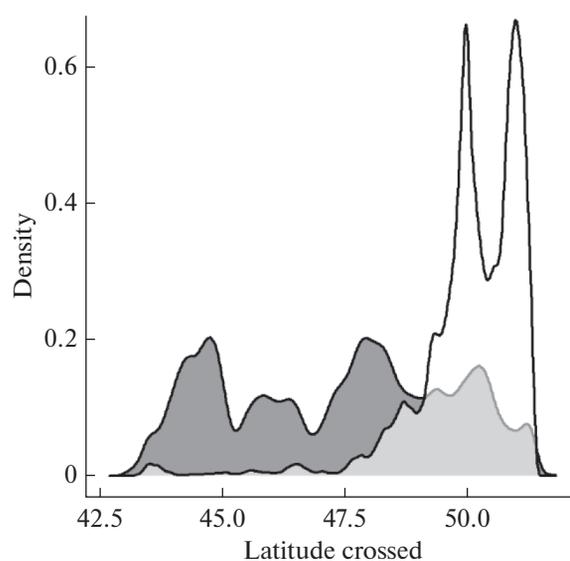


Рис. 4. Сравнение графиков распределения вероятности широты пересечения Курильского разреза (см. рис. 1) случайно выбранными частицами (темная заливка) и частицами, где впоследствии наблюдался вылов минтая (светлая заливка), за период времени 1997–2021 гг.

лее обогащаются в Курильских проливах с интенсивным вертикальным перемешиванием благодаря приливам (Kusakabe et al., 2002). По всей видимости, они отличаются от охотоморских вод повышенными концентрациями фитопланктона и зоопланктона — основы корма минтая.

В конце года наблюдается аналогичная картина, а в середине, наоборот, промысел идет на “старой” тихоокеанской воде (около 2 лет) из центральной части Курильской гряды. Однако, это может быть следствием административных ограничений промысла: в водах западной Камчатки и северной части Охотского моря промысел закрыт для большинства типов судов для защиты нереста минтая, где он образует высокие нерестовые концентрации, а в течение года доступен минтай для лова у восточного Сахалина, где его уловы на порядок ниже (см. Введение).

Вероятно, исследованная восточная часть Охотского моря не случайно является самой рыбопродуктивной зоной Охотского моря, где доминирует минтай. Его запас в оставшейся части моря на порядок ниже. Одной из множества абиотических причин, по которым минтай для нереста предпочитает воды вдоль западного побережья Камчатки, может быть заток теплых тихоокеанских вод в зимний преднерестовый период. Выживание личинок минтая там может быть выше, чем в более холодной воде на западе моря. Мы предполагаем, что в результате естественного отбора минтай предпочитает те места для нереста, куда приходит тихоокеанская вода.

Из-за ценности икры минтая основной вылов этого вида сосредоточен в период года, когда большая часть самок уже имеет созревающую икру. Растянутость нереста каждой отдельной особи и наличие в популяции особей, находящихся на различных стадиях созревания, приводит к тому, что вылов накладывается на время перед нерестом. Можно предположить, что в это время в основном облавливаются преднерестовые скопления рыб. Известно, что сроки нереста в разных частях ареала существенно отличаются, что связывают с приспособлением конкретных группировок данного вида к обитанию в водах с определенными гидрологическими и фенологическими особенностями (Шунтов и др., 1993).

В пределах рассматриваемой нами акватории наиболее раннее созревание гонад производителей и более ранний массовый нерест минтая происходит у Западной Камчатки. В заливе Шелихова и в северо-западной части рассматриваемой акватории нерест происходит обычно позже (Варкентин, 2015). По всей видимости, при нересте минтай на уровне инстинктов ориентируется, в том числе, на какие-то параметры вод, которые позволили бы его икре находиться в максимально благоприятных температурных условиях. Также

существует вероятность, что взрослые особи минтая умеют каким-то образом заблаговременно распознавать потенциальную благоприятность условий питания для личинок. Такая эволюционная приспособленность вполне может быть следствием более высокой выживаемости личинок минтая в водах тихоокеанского происхождения, которые имеют более высокую температуру, чем воды Охотского моря.

Если это предположение верно, то проникая в северную часть моря, в основном еще покрытую льдом, эти воды приносят икру минтая в те районы, где в самое ближайшее время лед разрушится и начнется прикромочное, а затем и весеннее “цветение” фитопланктона, который служит пищей для личинок. Возможным ориентиром в выборе места нереста для рыб может быть горизонтальный градиент температуры. Для подтверждения данной гипотезы нами сопоставлены места вылова минтая с усредненными спутниковыми данными по температуре поверхности моря в зимний промысловый сезон для ряда лет. Места вылова минтая в Камчатско-Курильской и Западно-Камчатской подзонах (см. рис. 1) располагаются в основном на границах интрузий более теплой (по сравнению с охотоморской) тихоокеанской воды (рис. 5). Лагранжева карта “возраста” тихоокеанской воды в восточной части Охотского моря на 18 января 2011 г. (рис. 6, б) показывает типичную картину проникновения и распространения этих вод в море и демонстрирует сходство с данными по температуре поверхности моря на конкретные сутки с выловом минтая (рис. 6, а).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе с помощью статистического анализа данных за большой промежуток времени показано, что места улова минтая в Охотском море сосредоточены в основном внутри интрузий теплой сравнительно “молодой” воды тихоокеанского происхождения или вблизи границ таких интрузий, на лагранжевых фронтах. Для идентификации интрузий была предложена новая диагностическая методика — лагранжевы карты происхождения вод, которые вычисляются ежедневно на базе альтиметрического поля скорости практически в режиме реального времени. В отличие от инфракрасных спутниковых данных ТПО, которые недоступны в облачные дни, преобладающие в этом районе во время путины, лагранжевы карты легко вычисляются на каждые сутки и могут быть переданы на борт рыболовецких судов по электронной почте. Таким образом, рыбаки могут получить наглядное представление о том, где находятся перспективные для промысла места, что позволяет экономить время и горючее для поиска скоплений минтая. В работе подготовлен совершенно новый набор ранее непроверенных от-

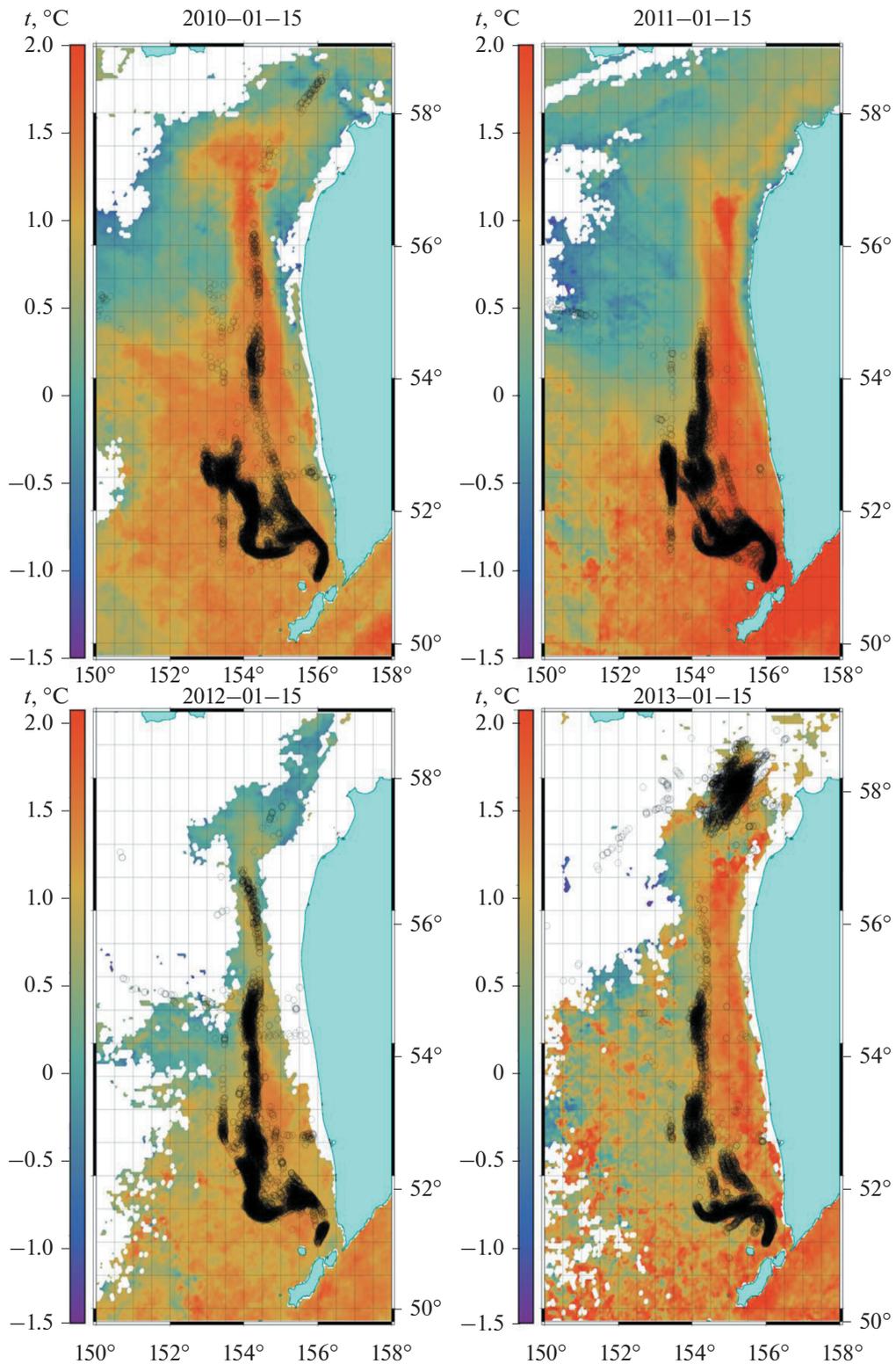


Рис. 5. Температура поверхности в Камчатско-Курильской и Западно-Камчатской подзонах в зимние промысловые сезоны 2011–2013 гг., усредненная за ± 30 сут относительно 15 января каждого года с наложенными местами вылова минтая (черные точки) за те же 60 сут. Спутниковые данные ТПО (MODIS) в восточной части Охотского моря показывают более теплые тихоокеанские воды, проникающие в море через северные Курильские проливы.

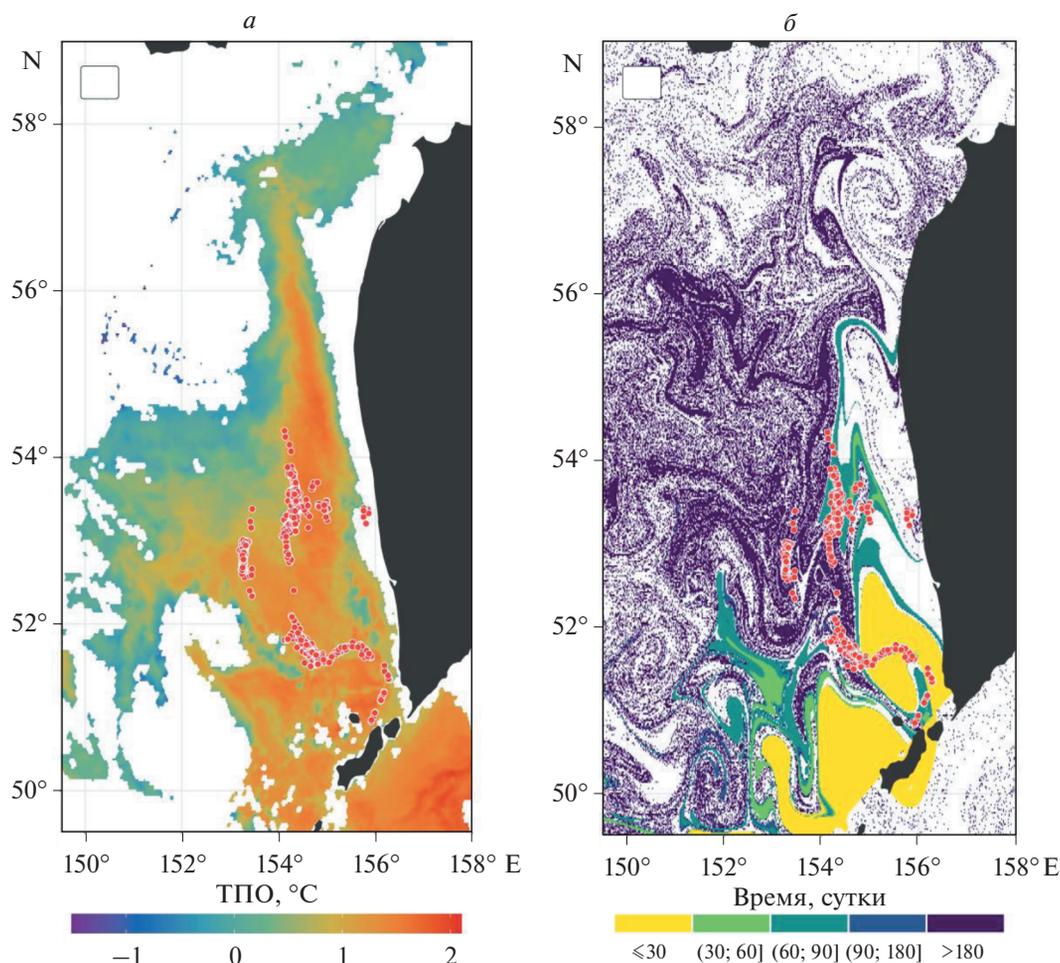


Рис. 6. а – ТПО (MODIS) на 18 января 2011 г. б – Лагранжева карта “возраста” тихоокеанской воды в Восточной части Охотского моря. Красными кружками обозначены положения судов на промысле минтая на ту же дату.

носителем рыб в Охотском море лагранжевых характеристик. Этот набор может быть проверен позднее и в отношении распределения других видов рыб или зоопланктона.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа поддержана Российским научным фондом в рамках проекта № 19-17-00006. Поля скорости обработаны на вычислительном кластере в рамках государственного задания ТОИ ДВО РАН № 121021700341-2. Работа К.К. Киввы выполнена в рамках части II раздела 8 государственного задания ФГБНУ “ВНИРО” № 070-00007-22-00.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Будянский М.В., Пранц С.В., Самко Е.В., Улейский М.Ю. Выявление и лагранжев анализ океанографических структур перспективных для промысла кальмара Бартрама (*Ommastrephes bartramii*) в районе Южных Курил // Океанология. 2017. № 5. С. 720–730.

Варкентин А.И., Буслов А.В., Тепнин О.Б. Некоторые особенности нереста и распределения икры минтая в водах западной Камчатки // Изв. ТИНРО. 2001. Т. 128. С. 177–187.

Варкентин А.И. Сезонная динамика зрелости гонад и показателей упитанности минтая (*Theragra chalcogramma*) в северной части Охотского моря // Изв. ТИНРО. 2015. Т. 180. С. 77–92.

Коломейцев В.В. Изменчивость западно-камчатского течения зимой 1994–2019 гг. по альтиметрическим данным // Изв. ТИНРО. 2020. Т. 200. Вып. 2. С. 412–426.

Кулик В.В., Варкентин А.И., Ильин О.И. Стандартизация уловов на усилие минтая в северной части Охотского моря с учетом некоторых факторов среды // Изв. ТИНРО. 2020. Т. 200. Вып. 4. С. 819–836. <https://doi.org/10.26428/1606-9919-2020-200-819-836>

Маркина Н.П., Чернявский В.И. Количественное распределение планктона и бентоса в Охотском море // Изв. ТИНРО. 1984. Т. 109. С. 109–119.

Пранц С.В., Улейский М.Ю., Будянский М.В. Лагранжевы когерентные структуры в океане благоприятные

- для рыбного промысла // Доклады АН. 2012. Т. 447. № 1. С. 93–97.
- Пранц С.В., Будянский М.В., Улейский М.Ю.* Лагранжевы фронты в океане // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2014. Т. 50. № 3. С. 323–330.
- Пранц С.В., Кулик В.В., Будянский М.В., Улейский М.Ю.* О связи мест промысла сайры с крупномасштабными когерентными структурами в океане по спутниковым данным // Исслед. Земли из космоса. 2020. № 4. С. 18–26. <https://doi.org/10.31857/S0205961420040053>
- Пыrkov В.Н., Солодилов А.В., Дегай А.Ю.* Создание и внедрение новых спутниковых технологий в системе мониторинга рыболовства // Соврем. пробл. дист. зондир. Земли из космоса. 2015. Т. 12. № 5. С. 251–262.
- Фадеев Н.С.* Сроки размножения и нерестовых подходов минтая // Экология, запасы и промысел минтая. Владивосток: ТИНРО. 1981. С. 3–18.
- Файман П.А., Пранц С.В., Будянский М.В., Улейский М.Ю.* Моделирование распространения тихоокеанских вод в Охотском море // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2021. Т. 57. № 3. С. 372–384.
- Шунтов В.П.* Биологические ресурсы Охотского моря: монография. М.: Агропромиздат, 1985. 224 с.
- Шунтов В.П., Волков А.Ф., Темных О.С., Дулепова Е.П.* Минтай в экосистемах дальневосточных морей. Владивосток: ТИНРО. 1993. 426 с.
- Hastie T., Tibshirani R.* Generalized Additive Models // *Statist. Sci.* 1986. V. 1. №. 3. P. 297–318. <https://doi.org/10.1214/ss/1177013604>
- Hastie T., Tibshirani R.* Generalized Additive Models // *Wiley StatsRef: Statistics Reference Online.* 2014. <https://doi.org/10.1002/9781118445112.stat03141>
- Kuroda H., Takahashi D., Mitsudera H., Azumaya T., Setou T.* A preliminary study to understand the transport process for the eggs and larvae of Japanese Pacific walleye pollock *Theragra chalcogramma* using particle-tracking experiments based on a high-resolution ocean model // *Fisheries science.* 2014. V. 80. № 2. P. 127–138. <https://doi.org/10.1007/s12562-014-0717-y>
- Kusakabe M., Andreev A., Lobanov V., Zhabin I., Kumamoto Y., Murata A.* Effects of the Anticyclonic Eddies on Water Masses, Chemical Parameters and Chlorophyll Distributions in the Oyashio Current Region // *J. Oceanogr.* 2002. V. 58. № 5. P. 691–701. <https://doi.org/10.1023/A:1022846407495>
- Levy M., Franks P.J.S., Smith K.S.* The role of submesoscale currents in structuring marine ecosystems // *Nature Communications.* 2018. V. 9. № 4758. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-07059-3>
- Nakamura T., Toyoda T., Ishikawa Y., Awaji T.* Enhanced ventilation in the Okhotsk Sea through tidal mixing at the Kuril Straits // *Deep Sea Research Part I.* 2006. V. 53. P. 425–448. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2005.12.006>
- Ohshima K.I., Nakanowatari T., Riser S., Wakatsuchi M.* Seasonal variation in the in- and outflow of the Okhotsk Sea with the North Pacific // *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography.* 2010. V. 57. № 13–14. P. 1247–1256. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2009.12.012>
- Prants S.V., Budyansky M.V., Uleysky M.Yu.* Identifying Lagrangian fronts with favourable fishery conditions // *Deep Sea Research I.* 2014. V. 90. P. 27–35. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2014.04.012>
- Prants S. V.* Chaotic Lagrangian transport and mixing in the ocean // *The European Phys. J. Special Topics.* 2014. V. 223. № 13. P. 2723–2743. <https://doi.org/10.1140/epjst/e2014-02288-5>
- Prants S.V., Uleysky M.Y., Budyansky M.V.* Lagrangian Oceanography: Large-scale Transport and Mixing in the Ocean. *Physics of Earth and Space Environments.* NY: Springer, 2017. 273 p.
- Prants S.V., Kulik V.V., Budyansky M.V., Uleysky M.Yu.* Relationship between Saury Fishing Grounds and Large-Scale Coherent Structures in the Ocean, According to Satellite Data // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics.* 2020. V. 56. № 12. P. 1638–1644. <https://doi.org/10.1134/S000143382012050>
- Prants S.V., Budyansky M.V., Uleysky M.Yu., Kulik V.V.* Lagrangian fronts and saury catch locations in the Northwestern Pacific in 2004–2019 // *J. Marine Systems.* 2021. V. 222. Art. No. 103605. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2021.103605>
- Scales K.L., Hazen E.L., Jacox M.G., Castruccio F., Maxwell S.M., Lewison R.L., Bograd S.J.* 2018. Fisheries bycatch risk to marine megafauna is intensified in Lagrangian coherent structures // *Proceedings of the National Academy of Sciences.* V. 115. P. 7362–7367. <https://doi.org/10.1073/pnas.1801270115>
- Venables W.N., Dichmont C.M.* GLMs, GAMs and GLMMs: an overview of theory for applications in fisheries research // *Fish. Res.* 2004. V. 70. Iss. 2–3. P. 319–337. <https://doi.org/10.1016/j.fishres.2004.08.011>
- Watson J.R., Fuller E.C., Castruccio F.S., Samhouri J.F.* 2018. Fishermen follow fine-scale physical ocean features for finance // *Frontiers in Marine Science.* 2018. V. 5. P. 46. doi: 10.2007/3389/fmars.2018.00046.
- Wood S.N.* Thin plate regression splines // *J. R. Stat. Soc. Ser. B (Statistical Methodol.).* 2003. V. 65. Iss. 1. P. 95–114. <https://doi.org/10.1111/1467-9868.00374>
- Wood S.N.* Stable and Efficient Multiple Smoothing Parameter Estimation for Generalized Additive Models // *J. Am. Stat. Assoc.* 2004. V. 99. Iss. 467. P. 673–686. <https://doi.org/10.1198/016214504000000980>
- Wood S.N.* Generalized Additive Models: An Introduction with R (2nd edition). London: Chapman and Hall/CRC Press, 2017. 496 p.

Satellite-Based Lagrangian Analysis of Pacific Water in the Okhotsk Sea in Application to the Pollock Fishery

M. V. Budyansky¹, V. V. Kulik², K. K. Kivva³, M. Yu. Uleysky¹, and S. V. Prants¹,

¹*V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, FEB RAS, Vladivostok, Russia*

²*Pacific branch of Russian Research Federal Institute for Fishery and Oceanography (TINRO), Vladivostok, Russia*

³*Russian Research Federal Institute for Fishery and Oceanography, Moscow, Russia*

Based on satellite altimetry velocity data, the trajectories of 114 000 passive particles, regularly distributed over a grid in the Okhotsk Sea, were daily calculated in 1997–2021. All the particles, entered the Sea from the Pacific Ocean were identified, and the time of propagation ('age') of Pacific water and the region where this water enters the Sea were determined. Using daily vessel position data in the pollock fishery in that period of time, computed Lagrangian maps of the origin and 'age' of the Pacific water and statistical analysis, it was shown that the fishing grounds were more often located in waters of Pacific origin that passed through the northern Kuril Straits no more than 100 days prior the dates of catches than in the waters entering the Sea to the south or being in the Sea more than 100 days. The analysis of satellite images of the sea surface temperature made it possible to draw conclusion about the reasons for the aggregation of pollock catches in intrusions and on Lagrangian fronts of the Pacific water, as warmer and richer in food.

Keywords: Okhotsk Sea, pollock, fishery, satellite altimetry, Lagrangian maps, statistical analysis

REFERENCES

- Budyansky M.V., Prants S.V., Samko E.V., Uleysky M.Yu.* Vyyavlenie i lagranzhev analiz okeanograficheskikh struktur perspektivnykh dlya promysla kal'mara Bartrama (*Ommastrephes bartramii*) v rayone Yuzhnykh Kuril [Identification and Lagrangian analysis of oceanographic structures promising for the fishery of the Bartram squid (*Ommastrephes bartramii*) in the South Kuriles] // *Okeanologiya*. 2017. № 5. P. 720–730. (In Russian).
- Fadeev N.S.* Sroki razmnozheniya i nerestovykh podkhodov mintaya [Terms of reproduction and spawning approaches of walleye pollock] // *Ekologiya, zapasy i promysel mintaya*. Vladivostok: TINRO. 1981. P. 3–18. (In Russian)
- Fayman P.A., Prants S.V., Budyanskiy M.V., Uleyskiy M.Yu.* Modelirovanie rasprostraneniya tikhoookeanskikh vod v Okhotskom more [Modeling the spread of Pacific waters in the Sea of Okhotsk] // *Izv. RAN. Fizika atmosfery i okeana*, 2021. V. 57. № 3. P. 372–384. (In Russian).
- Hastie T., Tibshirani R.* Generalized Additive Models // *Statist. Sci.* 1986. V. 1. №. 3. P. 297–318. <https://doi.org/10.1214/ss/1177013604>
- Hastie T., Tibshirani R.* Generalized Additive Models // *Wiley StatsRef: Statistics Reference Online*. 2014. <https://doi.org/10.1002/9781118445112.stat03141>
- Kolomeytsev V.V.* Izmenchivost' zapadno-kamchatskogo techeniya zimoy 1994–2019 gg. po al'timetricheskim danym [Variability of the West Kamchatka current in winter 1994–2019 according to altimetry data] // *Izv. TINRO*. 2020. V. 200. V. 2. P. 4120–426. (In Russian).
- Kulik V.V., Varkentin A.I., Il'in O.I.* Standartizatsyya ulovov na usilie mintaya v severnoy chasti Okhotskogo morya s ychetom nekotorykh faktorov sredi [Standardization of catches per pollock effort in the northern part of the Sea of Okhotsk, taking into account some environmental factors] // *Izv. TINRO*. 2020. V. 200. V. 4. P. 819–836. (In Russian).
- Kuroda H., Takahashi D., Mitsudera H., Azumaya T., Setou T.* A preliminary study to understand the transport process for the eggs and larvae of Japanese Pacific walleye pollock *Theragra chalcogramma* using particle-tracking experiments based on a high-resolution ocean model // *Fisheries science*. 2014. V. 80. № 2. P. 127–138. <https://doi.org/10.1007/s12562-014-0717-y>
- Kusakabe M., Andreev A., Lobanov V., Zhabin I., Kumamoto Y., Murata A.* Effects of the Anticyclonic Eddies on Water Masses, Chemical Parameters and Chlorophyll Distributions in the Oyashio Current Region // *J. Oceanogr.* 2002. V. 58. № 5. P. 691–701. <https://doi.org/10.1023/A:1022846407495>
- Levy M., Franks P.J.S., Smith K.S.* The role of submesoscale currents in structuring marine ecosystems // *Nature Communications*. 2018. V. 9. № 4758. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-07059-3>
- Markina N.P., Chernyavskiy V.I.* Kolichestvennoe raspredelenie planktona i bentosa v Okhotskom more [Quantitative distribution of plankton and benthos in the Sea of Okhotsk] // *Izv. TINRO*. 1984. V. 109. P. 109–119. (In Russian).
- Nakamura T., Toyoda T., Ishikawa Y., Awaji T.* Enhanced ventilation in the Okhotsk Sea through tidal mixing at the Kuril Straits // *Deep Sea Research Part I*. 2006. V. 53. P. 425–448. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2005.12.006>
- Ohshima K.I., Nakanowatari T., Riser S., Wakatsuchi M.* Seasonal variation in the in-and outflow of the Okhotsk Sea with the North Pacific // *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*. 2010. V. 57. № 13–14. P. 1247–1256. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2009.12.012>
- Prants S.V., Uleyskiy M.Yu., Budyanskiy M.V.* Lagranzhevy kogerentnye struktury v okeane blagopriyatnye dlya rybnogo promysla [Lagrangian coherent structures in the ocean favorable for fisheries] // *Doklady AN*. 2012. V. 447. № 1. P. 93–97. (In Russian).
- Prants S.V., Budyanskiy M.V., Uleyskiy M.Yu.* Lagranzhevy fronty v okeane [Lagrangian fronts in the ocean] // *Izv. RAN. Fizika atmosfery i okeana*. 2014. V. 50. № 3. P. 323–330. (In Russian).

- Prants S.V., Budyansky M.V., Uleysky M.Yu.* Identifying Lagrangian fronts with favourable fishery conditions // *Deep Sea Research I*. 2014. V. 90. P. 27–35.
<https://doi.org/10.1016/j.dsr.2014.04.012>
- Prants S.V.* Chaotic Lagrangian transport and mixing in the ocean // *The European Phys. J. Special Topics*. 2014. V. 223. № 13. P. 2723–2743.
<https://doi.org/10.1140/epjst/e2014-02288-5>
- Prants S.V., Uleysky M.Y., Budyansky M.V.* Lagrangian Oceanography: Large-scale Transport and Mixing in the Ocean. *Physics of Earth and Space Environments*. NY: Springer, 2017. 273 p.
- Prants S.V., Kulik V.V., Budyansky M.V., Uleysky M.Yu.* Relationship between Saury Fishing Grounds and Large-Scale Coherent Structures in the Ocean, According to Satellite Data // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2020. V. 56. № 12. P. 1638–1644.
<https://doi.org/10.1134/S000143382012050>
- Prants S.V., Kulik V.V., Budyanskiy M.V., Uleyskiy M.Yu.* О связи мест промысла сайры с крупномасштабными когерентными структурами в океане по спутниковым данным [On the connection of saury fishing grounds with large-scale coherent structures in the ocean according to satellite data] // *Issled. Zemli iz kosmosa*. 2020. № 4. P. 18–26. (In Russian).
- Prants S.V., Budyansky M.V., Uleysky M.Yu., Kulik V.V.* Lagrangian fronts and saury catch locations in the Northwestern Pacific in 2004–2019 // *J. Marine Systems*. 2021. V. 222. Art. No. 103605.
<https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2021.103605>
- Pyrkov V.N., Solodilov A.V., Degay A.Yu.* Sozdanie i vnedrenie novykh sputnikovykh tekhnologiy v sisteme monitoringa rybolovstva [Creation and implementation of new satellite technologies in the fisheries monitoring system] // *Sovremen. probl. dist. zondir. Zemli iz kosmosa*. 2015. V. 12. № 5. P. 251–262. (In Russian).
- Scales K.L., Hazen E.L., Jacox M.G., Castruccio F., Maxwell S.M., Lewison R.L., Bograd S.J.* 2018. Fisheries bycatch risk to marine megafauna is intensified in Lagrangian coherent structures // *Proceedings of the National Academy of Sciences*. V. 115. P. 7362–7367.
<https://doi.org/10.1073/pnas.1801270115>
- Shuntov V.P.* Biologicheskie resursy Okhotskogo morya: monografiya. [Biological resources of the Sea of Okhotsk: monograph.] M.: Agropromizdat, 1985. 224 p. (In Russian).
- Shuntov V.P., Volkov A.F., Temnykh O.S., Dulepova E.P.* Mintay v ekosistemakh dal'nevostochnykh morey. [Pollock in the ecosystems of the Far Eastern seas]. Vladivostok: TINRO. 1993. 426 p. (In Russian).
- Varkentin A.I., Buslov A.V., Tepnin O.B.* Nekotorye osobennosti neresta i raspredeleniya ikry mintaya v vodakh zapadnoy Kamchatki [Some features of spawning and distribution of pollock roe in the waters of Western Kamchatka] // *Izv. TINRO*. 2001. V. 128. P. 177–187. (In Russian).
- Varkentin A.I.* Szonnyaya dinamika zrelosti gonad i pokazateley upitannosti mintaya (*Theragra chalcogramma*) v severnoy chasti Okhotskogo morya [Seasonal Dynamics of Gonad Maturity and Conditioning of Pollack (*Theragra chalcogramma*) in the Northern Part of the Sea of Okhotsk] // *Izv. TINRO*. 2015. V. 180. P. 77–92. (In Russian).
- Venables W.N., Dichmont C.M.* GLMs, GAMs and GLMMs: an overview of theory for applications in fisheries research // *Fish. Res.* 2004. V. 70. Iss. 2–3. P. 319–337.
<https://doi.org/10.1016/j.fishres.2004.08.011>
- Watson J.R., Fuller E.C., Castruccio F.S., Samhoury J.F.* 2018. Fishermen follow fine-scale physical ocean features for finance // *Frontiers in Marine Science*. 2018. V. 5. P. 46.
<https://doi.org/10.2007/3389/fmars.2018.00046>
- Wood S.N.* Thin plate regression splines // *J. R. Stat. Soc. Ser. B (Statistical Methodol.)*. 2003. V. 65. Iss. 1. P. 95–114.
<https://doi.org/10.1111/1467-9868.00374>
- Wood S.N.* Stable and Efficient Multiple Smoothing Parameter Estimation for Generalized Additive Models // *J. Am. Stat. Assoc.* 2004. V. 99. Iss. 467. P. 673–686.
<https://doi.org/10.1198/016214504000000980>
- Wood S.N.* Generalized Additive Models: An Introduction with R (2nd edition). London: Chapman and Hall/CRC Press, 2017. 496 p.

**ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ
ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ**

**ИЗМЕНЧИВОСТЬ ЛЕТНЕГО ВЕТРОВОГО АПВЕЛЛИНГА У КОРЯКСКОГО
ПОБЕРЕЖЬЯ В СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ БЕРИНГОВА МОРЯ
ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВЫХ НАБЛЮДЕНИЙ**© 2022 г. И. А. Жабин^а, *, Е. В. Дмитриева^а, В. А. Дубина^а, В. А. Лучин^а^аТихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, Владивосток, Россия

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

Поступила в редакцию 24.10.2021 г.

Изменчивость апвеллинга у Корякского побережья (северо-западная часть Берингова моря) исследована на основе данных о ветре, полученных при помощи скаттерометров SeaWinds спутника QuikSCAT (2000–2009) и ASCAT спутника MetOp-A (2010–2020). Интенсивность апвеллинга оценивалась по величине вызванного ветром и направленного от берега экмановского переноса вод (индекс апвеллинга). Полученные результаты показывают, что апвеллинг у Корякского побережья в основном связан с летними южными ветрами над акваторией Берингова моря. На Корякском шельфе апвеллинг наблюдается в период с июня по август при значительной межгодовой изменчивости этого процесса. Продолжительность и интенсивность апвеллинга определяется региональными особенностями ветрового режима. Сезонная изменчивость южных ветров, благоприятных для развития апвеллинга, в основном определяется положением и интенсивностью летней Дальневосточной депрессии (региональный атмосферный центр низкого давления). Изменения барического поля хорошо коррелируют со сменой процессов апвеллинга и даунвеллинга у Корякского побережья. Интенсивный апвеллинг связан с развитой Дальневосточной депрессией. Апвеллинг сменяется даунвеллингом при ослаблении этого центра действия атмосферы.

Ключевые слова: ветровой апвеллинг, синоптическая, сезонная и межгодовая изменчивость, приливный ветер, SeaWinds/QuikSCAT, ASCAT/MetOp-A, индекс апвеллинга, летний тип атмосферной циркуляции, Дальневосточная депрессия, северо-западная часть Берингова моря, Корякское побережье

DOI: 10.31857/S0205961422050104

ВВЕДЕНИЕ

Под апвеллингом обычно понимается выход придонных вод в верхний слой океана. Прибрежный апвеллинг вызывается ветром, направленным вдоль побережья таким образом, что берег (в северном полушарии) расположен слева. В этом случае под влиянием вращения Земли общий перенос вод направлен от берега и дивергенция поверхностных течений у побережья приводит к компенсационному подъему холодных придонных вод с высоким содержанием биогенных элементов. На апвеллинг оказывают влияние синоптическая, сезонная и межгодовая изменчивость поля ветра, плотностная стратификация и морфология шельфа. Ветровой апвеллинг относится к основным процессам, определяющим биологическую продуктивность вод прибрежных районов океана.

Корякский шельф расположен в северо-западной части Берингова моря между Олюторским и Анадырским заливами. На юге условной границей Корякского шельфа является мыс Олютор-

ский, на севере – мыс Наварин. Общая протяженность корякской шельфовой зоны составляет около 500 км, ширина шельфа изменяется от 20 км (южная часть района) до 70 км (район, прилегающий к м. Наварин). У Корякского побережья в летний период наблюдается апвеллинг (Wang et al., 2009). Апвеллинг в этом районе был хорошо выражен на картах распределения поверхностной температуры (июнь, июль и август), построенных по данным радиометров AVHRR, установленных на спутниках серии NOAA. Апвеллинг наблюдался в узкой прибрежной полосе, вытянутой вдоль Корякского побережья. По данным судовых наблюдений в северной части Корякского шельфа в зоне апвеллинга наблюдались низкие значения поверхностной температуры, высокие концентрации биогенных элементов и высокие значения первичной продукции (Kivva, Chulchekov, 2013). Ветровой апвеллинг в этом районе играет ключевую роль в изменении продукционных характеристик Корякского шельфа.

Спутниковое изображение в термическом диапазоне, полученное 18 августа 2012 г. (спутник Landsat-7, рис. 1) показывает, что Корякский апвеллинг хорошо выражен в поле температуры поверхности моря (ТПМ). Апвеллинговый фронт, отделяющий холодные воды прибрежного апвеллинга от более теплых вод открытой части моря располагался приблизительно над изобатами 150–200 м. Ширина зоны прибрежного апвеллинга изменялась от 15 до ~100 км. Прямой выход холодных придонных вод на поверхность происходит в сравнительно узкой прибрежной полосе, горизонтальный масштаб которой определяется радиусом деформации Россби (~5 км для Корякского шельфа). Ширина зоны апвеллинга определяется по фактическому понижению ТПМ, связанному как с прибрежным подъемом холодных вод, так и с адвекцией вод апвеллинга в направлении от побережья. Во фронтальной зоне апвеллинга наблюдались поперечные струйные течения и мезомасштабные вихри.

При изучении прибрежного апвеллинга обычно используются спутниковые данные о распределении ТПМ. Возможность применения этого типа спутниковой информации для исследования пространственно-временной изменчивости апвеллинга у Корякского побережья существенно ограничена неблагоприятными условиями облачности. Для изучения апвеллинга в этом районе можно использовать данные о приводном ветре, получаемые на регулярной основе при помощи спутниковых скаттерометров (микроволновых радаров). В этом случае интенсивность апвеллинга можно оценить по величине вызванного ветром и направленного от берега экмановского переноса вод (индекс апвеллинга). Данные, полученные при помощи скаттерометра SeaWinds спутника QuickScat и скаттерометра ASCAT, установленного на спутнике MetOp-A, отражают основные особенности регионального ветрового режима и позволяют рассмотреть метеорологические ситуации, благоприятные для развития апвеллинга. В последнее время такой подход достаточно широко применяется при исследовании прибрежного апвеллинга в различных районах Мирового океана (например, (Alvarez et al., 2008; Ramanantsoa et al., 2018)). Исходя из этого были определены основные задачи работы – на основе анализа спутниковых данных о ветре и распределении ТПМ исследовать синоптическую, сезонную и межгодовую изменчивость апвеллинга у Корякского побережья (северо-западная часть Берингова моря).

ДАННЫЕ И МЕТОД РАСЧЕТА ИНДЕКСА АПВЕЛЛИНГА

Данные о скорости и направлении ветра были получены при помощи скаттерометра SeaWinds,

установленном на спутнике QuikSCAT. Диапазон измерения скорости ветра – от 3 до 20 м/с при точности 2 м/с, точность измерения направления ветра – 20° (Freilich and Dunbar, 1999). В работе был использован среднемесячный массив данных о ветре (2000–2009 гг., <https://chapman.ceoas.oregonstate.edu/scow/>). Скаттерометр ASCAT спутника MetOp-A начал действовать на орбите в 2007 г. В работе использованы данные о ветре, полученные в период с 2010 по 2020 гг. (<https://coastwatch.pfeg.noaa.gov/>). Точность измерения скорости и направления ветра скаттерометров SeaWinds и ASCAT практически совпадают (Bentamy, 2008). Пространственное разрешение исходного массива составляет $0.25^\circ \times 0.25^\circ$.

Спутниковые скаттерометры не позволяют получать информацию о ветре в прибрежной зоне на расстоянии 20–30 км от береговой линии. Скаттерометры SeaWinds и ASCAT используют различные принципы сканирования (Bentamy et al., 2012), поэтому данные, полученные со спутников QuikSCAT и MetOp-A в работе рассматриваются отдельно.

Для исследования пространственно-временной изменчивости апвеллинга по значениям касательного напряжения ветра был рассчитан индекс апвеллинга (Bakun, 1973), позволяющий получить оценки направленного от берега экмановского переноса вод в поверхностном слое. Теория Экмана была разработана для глубокого моря (глубина слоя трения значительно меньше глубины моря). В этом случае общий перенос воды под действием ветрового напряжения и вращения Земли направлен под углом 90° вправо от направления ветра (в северном полушарии). Впервые объяснение механизма формирования прибрежного апвеллинга было дано Свердрупом (Sverdrup et al., 1942). В этой работе апвеллинг рассматривался с позиций теории дрейфовых течений, поскольку модель Экмана позволяет объяснить этот физический процесс. Экмановский перенос в направлении, перпендикулярном береговой линии рассчитывается по уравнению (Smith, 1968):

$$M = \frac{\bar{\tau} \cdot \hat{i}}{\rho f},$$

где $\bar{\tau}$ – вектор касательного напряжения ветра, \hat{i} – единичный вектор, направленный по касательной к береговой линии, ρ – плотность морской воды, f – параметр Кориолиса.

На этой основе для изучения изменчивости прибрежного апвеллинга Э. Бакун (1973) предложил использовать так называемый индекс прибрежного апвеллинга. В настоящее время этот индекс продолжает использоваться NOAA (Национальное управление океанических и атмосферных исследований США) в океанографических и рыбопромысловых исследованиях в качестве показателя,

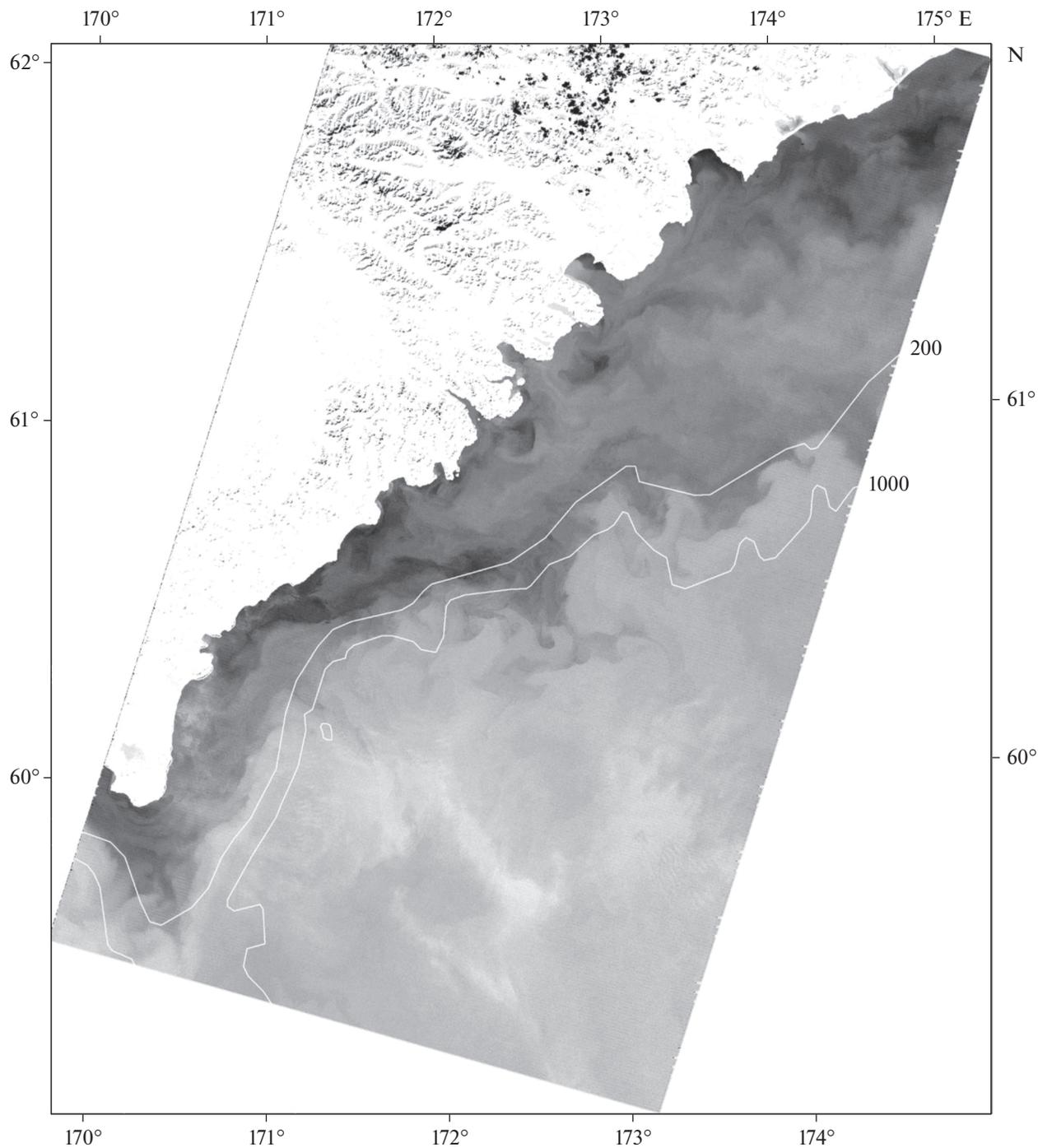


Рис. 1. Спутниковое изображение Корякского апвеллинга в термическом диапазоне, полученное 18 августа 2012 г со спутника Landsat-7. На снимке показано положение изобат 200 и 1000 м.

характеризующего относительную интенсивность этого процесса (<https://www.pfeg.noaa.gov/products/PFEL/modeled/indices/upwelling/upwelling.html>).

На первом этапе расчетов определялась величина зональной и меридиональной составляющих ветрового переноса:

$$Q_x = \tau_y / \rho f, \quad Q_y = -\tau_x / \rho f,$$

где τ_y и τ_x – значения зональной и меридиональной составляющих касательного напряжения ветра, ρ – плотность морской воды (1025 кг/м^3), f – параметр Кориолиса на средней широте Корякского шельфа ($1.278 \times 10^{-4} \text{ с}^{-1}$). Ветровой пе-

ренос вод, направленный перпендикулярно береговой линии (индекс апвеллинга) рассчитывался по уравнению:

$$UI = -Q_x \sin \Theta + Q_y \cos \Theta, \quad \Theta = \alpha,$$

где α – угол между прямой, аппроксимирующей береговую линию и соответствующей параллелью. Для Корякского побережья $\alpha = 45^\circ$. Для получения размерности, соответствующей скорости объемного переноса вод, индекс апвеллинга нормировался на единицу длины береговой линии ($\text{м}^3/\text{с}/10$ м береговой линии). Положительные значения индекса апвеллинга соответствуют направлению от берега ветровому переносу, который вызывает прибрежный апвеллинг. Отрицательные значения индекса апвеллинга соответствуют даунвеллингу (опусканию вод). В общем случае, использованный в работе индекс апвеллинга (или индекс Бакуна) позволяет выделить временные интервалы с благоприятными для развития апвеллинга ветровыми условиями и количественно оценить относительную интенсивность этого процесса. При различных интервалах временного осреднения исходных массивов данных о ветре результаты расчета индекса апвеллинга дают возможность рассмотреть синоптическую, сезонную и межгодовую изменчивость апвеллинга у Корякского побережья.

Для исследования пространственного распределения термических контрастов в поле ТПМ в зоне Корякского апвеллинга в работе использовались изображения в инфракрасном диапазоне спектра, полученные при помощи спектрометра MODIS спутника Aqua, полученные в 2012 г.

Для подтверждения и проверки результатов, полученных на основе анализа спутниковых данных, в работе использовались среднемесячные (климатические) карты распределения поверхностной температуры, которые были построены на основе массива океанографической информации, полученной в западной части Берингова моря. Основу часть массива составляют данные наблюдений Росгидромета, ТИПРО-Центра, Гидрографической службы ТОФ и Российской Академии Наук. В настоящее время общий массив включает в себя данные ~35 тыс. океанографических станций, полученные в период с 1929 по 2019 гг.

В качестве дополнительной информации в работе были использованы среднемесячные поля приземного атмосферного давления (реанализ NCEP, <https://psl.noaa.gov/cgi-bin/data/composites/printpage.pl>).

ВЛИЯНИЕ СИНОПТИЧЕСКОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ВЕТРОВЫХ УСЛОВИЙ НА АПВЕЛЛИНГ У КОРЯКСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ

Спутниковые инфракрасные изображения шельфовой зоны у Корякского побережья Берингова моря, полученные в 2012 г. при помощи спектрометра MODIS спутника Aqua показывают, что более холодные воды апвеллинга у побережья были зарегистрированы в районе м. Олюторский и в южной части Корякского шельфа 3 июля (рис. 2, а). Выход холодных вод на поверхность у побережья также наблюдался на отдельных участках северной части шельфовой зоны. В августе (рис. 2, б–в) зона апвеллинга была отчетливо выражена вдоль всего Корякского побережья. Поперечный масштаб зоны холодных вод изменялся от 15 до ~100 км.

В целом, циркуляция вод вблизи Корякского побережья определяется Берингоморским склоновым течением, которое при подходе к материку отклоняется в юго-западном направлении и следует над материковым склоном шельфа со скоростью 0.05–0.1 м/с. Это течение прямо не связано с зоной апвеллинга и определяется как составная часть общей циркуляции вод Берингова моря. Антициклонические мезомасштабные вихри Берингоморского склонового течения могут прямо взаимодействовать с водами Корякского апвеллинга (Андреев, 2019). Как показывают относительные оценки скорости и направления геострофических течений в Корякской шельфовой зоне в летний период наблюдается течение противоположного направления, которое следует вдоль побережья в северо-восточном направлении со скоростями < 0.05 м/с (Басюк и др., 2012). Это течение известно под именем “Наваринского” течения. Высокоскоростное ядро этого прибрежного течения (скорости >0.05 м/с) приблизительно совпадает с апвеллинговым фронтом, положение которого определялось по данным спутниковых наблюдений. Это фронтальное течение может быть прямо связано с системой летнего прибрежного апвеллинга у Корякского побережья.

Прибрежный апвеллинг вызывается благоприятными для развития апвеллинга ветровыми условиями, что приводит к подъему холодных придонных вод. Апвеллинг уменьшает уровень моря в прибрежной зоне. Разница в уровне моря между прибрежной и внешней частями шельфа создает поперечный градиент давления, с которым связано поверхностное вдольбереговое геострофическое течение, направление которого совпадает с направлением ветра. С апвеллингом могут быть связаны значительные горизонтальные градиенты плотности, что приводит к формированию апвеллингового фронта. Этот фронт обычно ограничивает зону апвеллинга и может

рассматриваться как граница между водами прибрежного апвеллинга и прилегающими поверхностными водами открытой части моря. За счет градиента плотности в направлении поперек фронта формируется бароклинное геострофическое фронтальное течение. Как следствие, водообмен между водами апвеллинга и открытой частью моря может происходить за счет бароклинной неустойчивости этого фронтального течения, которая приводит к образованию меандров, мезомасштабных вихрей и поперечных струйных течений.

Временная изменчивость индекса апвеллинга, характеризующая влияние ветровых условий на возможность развития и относительную интенсивность апвеллинга у Корякского побережья в 2012 г., представлена на рис. 3, а. В качестве исходных данных в этом случае использовались осредненные за трехдневный период значения касательного напряжения ветра (<https://coastwatch.pfeg.noaa.gov/erddap/griddap/erdQAstress3-day.graph>). Положение точек, по которым рассчитывалось значение этого индекса, показано на рис. 3, б. В точках, для которых проводится расчет индекса апвеллинга, глубина места (Н) должна превышать глубину экмановского слоя трения (D). В этом случае для оценки переноса вод в поверхностном слое можно использовать уравнения Экмана, полученные для глубокого моря. При глубине моря $H > D$ вдольбереговой ветер вызывает экмановский перенос, направленный перпендикулярно к береговой линии, что приводит к дивергенции течений у побережья и подъему придонных вод.

Оценки глубины залегания слоя трения на Корякском шельфе можно получить, используя статистические данные о ветре на метеостанции “Апука” (Олюторка), расположенной в южной части Корякского побережья. Средняя скорость ветра в летний период (сезон апвеллинга) на этой станции составляла 3.3–3.6 м/с, повторяемость слабых ветров (0–5 м/с) изменялась в диапазоне 80–85%. Повторяемость ветра со скоростями 10–15 м/с составляла 1–2%. (<http://www.esimo.ru/atlas/Beringovo>). Расчеты коэффициента турбулентной вязкости (A) и глубины трения (D) проводились по формулам, предложенным в работе (Боуден, 1988).

Результаты расчетов показали, что при скорости ветра 5 м/с значения этих параметров равны: $A = 3.425 \times 10^{-3} \text{ м}^2/\text{с}$; $D = 25 \text{ м}$. При скорости ветра 10 м/с соответствующие значения составляют $A = 1.37 \times 10^{-2} \text{ м}^2/\text{с}$ и $D = 45 \text{ м}$. Расчетные точки (рис. 3, а) были расположены в окрестностях изобаты 100 м, в глубоководной части шельфа и в области материкового склона. Таким образом, в точках, для которых проводился расчет индекса апвеллинга, глубина места превышает глубину

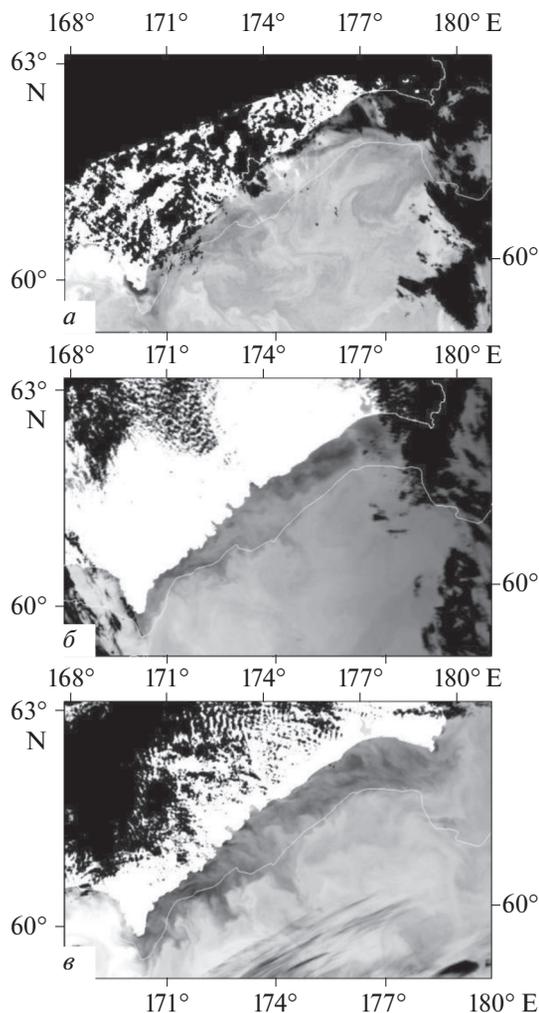


Рис. 2. Спутниковые инфракрасные изображения (MODIS Aqua) зоны прибрежного апвеллинга у Корякского побережья, полученные 3 июля (а), 19 августа (б) и 25 августа (в) 2012 г. Темные тона на спутниковых снимках соответствуют холодным водам апвеллинга, светлые — более теплым водам прилегающих районов северо-западной части Берингова моря. На снимках показано положение изобаты 200 м.

трения. В этом случае для оценки переноса вод в поверхностном слое можно использовать уравнения Экмана, полученные для глубокого моря.

Временной ход значений индекса апвеллинга показывает, что в период наблюдений ветровые условия этого района определялись последовательным чередованием более продолжительных по времени “событий” апвеллинга и короткопериодных случаев даунвеллинга. Продолжительные по времени события апвеллинга, связанные с ветром, имеющим хорошо выраженную вдольбереговую составляющую (ветра юго-западного направления) наблюдались в основном в период с 15 июня по 2 сентября. В это время апвеллинг

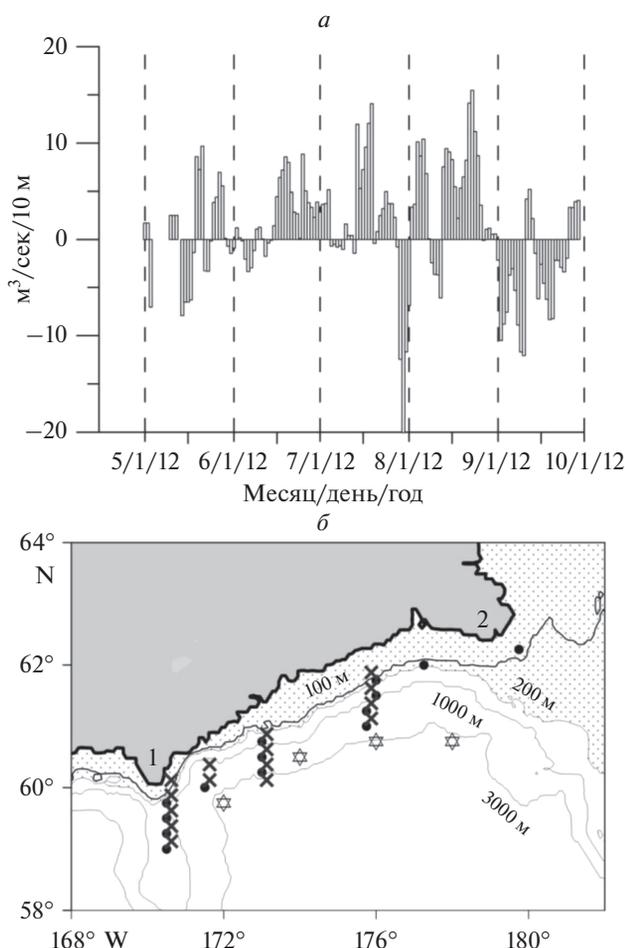


Рис. 3. Временная изменчивость ежедневных значений индекса апвеллинга в период с 5 мая по 1 октября 2012 г. (а) и положение узлов расчетной сетки (б). Условные обозначения: 1 – мыс Олюторский; 2 – мыс Наварин. Шестиугольными звездочками показано положение точек, по которым рассчитывались ежедневные значения индекса апвеллинга (скаттерометр ASCAT), крестиками и точками показано положение узлов расчетной сетки, для которых были получены среднемесячные значения индекса апвеллинга в 2000–2009 гг. (скаттерометр SeaWinds) и 2010–2020 гг. (скаттерометр ASCAT).

отчетливо проявлялся на спутниковых изображениях, полученных в инфракрасном диапазоне спектра (рис. 1 и 2). Достаточно продолжительное и интенсивное событие даунвеллинга было зарегистрировано в период с 1 по 4 августа. На синоптическом масштабе изменчивости при последовательной смене событий апвеллинга и даунвеллинга наблюдается усиление адвекции холодных вод в направлении от берега поперек шельфа (Send et al., 1987). Это существенно увеличивает площадь зоны, находящейся под прямым влиянием апвеллинга. В мае-первой половине июня в этом районе наблюдалось последовательное чередование малоинтенсивных и непродолжитель-

ных по времени эпизодов с благоприятными и неблагоприятными для развития апвеллинга ветровыми условиями. В сентябре над северо-западной частью Берингова моря преобладали ветра с хорошо выраженной северо-западной составляющей. За этот период было зарегистрировано только два случая относительно слабого апвеллинга.

В целом, результаты расчета индекса апвеллинга и спутниковые данные о распределении ТПМ хорошо соответствуют друг другу. По данным скаттерометра ASCAT сезон активного апвеллинга продолжался в середины июня по начало сентября. На инфракрасных изображениях, полученных при помощи спектрометра MODIS Aqua и термическом снимке со спутника Landsat-7 апвеллинг у Корякского побережья наблюдался с начала июля по начало сентября 2012 г. Таким образом, в этот период времени прибрежный апвеллинг можно рассматривать как постоянное и устойчивое явление, определяющее термическую структуру вод шельфовой зоны у Корякского побережья.

СЕЗОННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ВЕТРОВОГО АПВЕЛЛИНГА У КОРЯКСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ

В качестве количественного критерия, позволяющего исследовать сезонную изменчивость апвеллинга обычно используются среднемесячные значения индекса апвеллинга. Среднемесячное осреднение ежедневных спутниковых данных о приводном ветре позволяет определить периоды времени, в течении которых преобладали благоприятные для развития апвеллинга ветровые условия. Результаты расчета среднемесячных значений индекса апвеллинга (рис. 4), выполненных по данным о касательном напряжении ветра (скаттерометр SeaWinds – рис. 4, а, скаттерометр ASCAT – рис. 4, б, положение узлов расчетной сетки показано на рис. 3, б) показали, что наиболее благоприятные условия для развития апвеллинга у Корякского побережья существуют в летний период (июнь, июль и август).

В холодную половину года у Корякского побережья наблюдается лед. На сайте Национального центра по исследованию снега и льда США (<https://nsidc.org/>) представлена информация о среднем (медианном) положении кромки льда в Беринговом море, полученная на основе анализа спутниковой информации. Сведения о ледовых условиях и основных параметрах ледяного покрова приводятся в работе (Якунин, 2012). При средних условиях лед у Корякского побережья наблюдается в период с ноября по май. В мае ледовый покров сохраняется только в северной части корякского шельфа у м. Наварин. Летний ветровой апвеллинг у корякского побережья имеет сезонный характер и наблюдается в летний период

(июнь—август). В мае, сентябре и октябре при отсутствии ледового покрова у Корякского побережья ветровые условия благоприятны для развития даунвеллинга (отрицательные значения индекса апвеллинга, рис. 4). В холодную половину года у Корякского побережья наблюдается дрейфующий лед. Лед дрейфует вдоль побережья в направлении от м. Наварин к м. Олоторский. Данные судовых океанографических наблюдений и результаты численного моделирования показывают, что у кромки дрейфующего льда может наблюдаться как апвеллинг, так и даунвеллинг (Häkkinen, 1986; Tang, Ikeda, 1989). Апвеллинг в прикромочной зоне происходит при ветре, направленном таким образом, что кромка дрейфующего льда расположена справа (в северном полушарии) от направления действия ветра. Слабый (неустойчивый) даунвеллинг у кромки дрейфующего льда может развиваться при ветрах противоположного направления. Таким образом, присутствие дрейфующего льда существенно влияет на развитие апвеллинга — в свободный ото льда период (лето) апвеллинг у корякского побережья развивается при ветре, имеющем хорошо выраженную юго-восточную составляющую — берег расположен слева от направления ветра. В холодную половину года над северо-западной частью Берингова моря преобладают ветра северного направления, что может создавать благоприятные условия для развития апвеллинга у кромки льда, дрейфующего вдоль корякского побережья (прикромочная зона расположена справа от направления ветра). При моделировании физических процессов в прикромочной зоне льда необходимо рассматривать три основные поверхности раздела (атмосфера—лед, атмосфера—океан и лед—океан), поэтому не удастся получить аналитическое выражение, позволяющее определить тип процесса (подъем или опускание вод) и количественно оценить ожидаемую интенсивность апвеллинга или даунвеллинга по данным о ветровых условиях вблизи кромки дрейфующего льда.

По данным скаттерометра SeaWinds (2000—2009) в летний период (июнь—август) наибольшие значения индекса апвеллинга наблюдались в июле, наименьшие — в августе. Результаты расчета индекса апвеллинга по данным скаттерометра ASCAT (2010—2020) показали, что максимальные значения индекса апвеллинга наблюдались в июне. В августе значения индекса были отрицательными (даунвеллинг). По среднемноголетним значениям август относится к летним месяцам с наименее благоприятными для развития апвеллинга ветровым условиям. В то же время в отдельные годы в августе наблюдался хорошо выраженный апвеллинг (например, в 2012 г., см. предыдущий раздел). Некоторые различия в сезонной изменчивости интенсивности апвеллинга по данным двух скаттерометров свидетельствуют о зна-

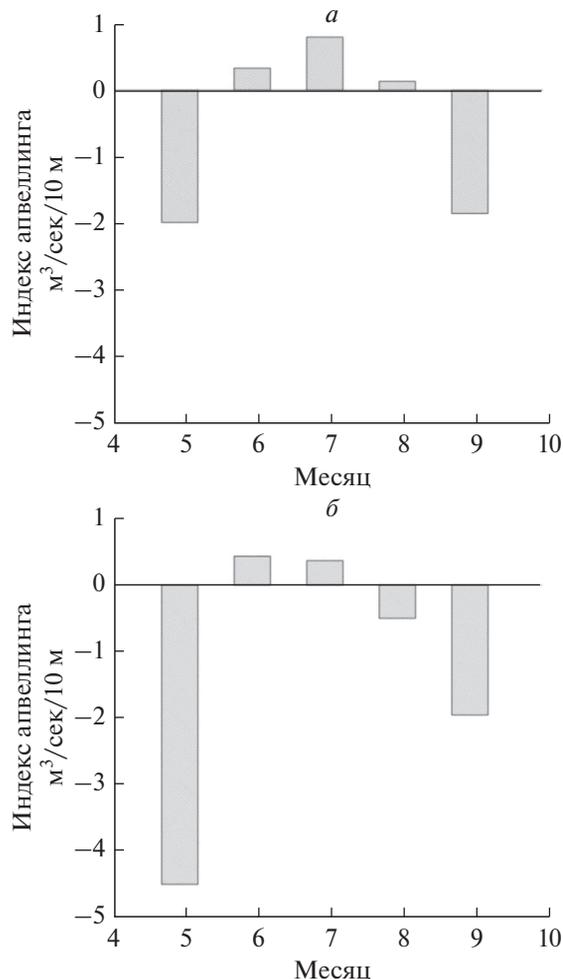


Рис. 4. Среднемесячные значения индекса апвеллинга у Корякского побережья по данным скаттерометров SeaWinds (а) и ASCAT (б).

чительной межгодовой изменчивости этого процесса на Корякском шельфе. Летний подъем вод у Корякского побережья в целом имеет сезонный характер. Однако наиболее интенсивные события апвеллинга и даунвеллинга часто связаны с синоптическим масштабом изменчивости ветровых условий. Поэтому наблюдаемые отличия могут зависеть от преобладающих траекторий движения, интенсивности и повторяемости атмосферных циклонов над северо-западной частью Берингова моря. В августе несколько интенсивных случаев даунвеллинга при меньшей интенсивности событий апвеллинга могут приводить к отрицательным среднемесячным значениям индекса апвеллинга.

Карты пространственного распределения среднемесячных значений индекса апвеллинга в шельфовой зоне, построенные по данным скаттерометра SeaWinds показывают (рис. 5, а–в), что интенсивность и характер процессов апвеллин-

га/даунвеллинга изменяются вдоль Корякского побережья. В летний период центральная часть Корякского шельфа (172° – 175° в.д.) в целом характеризуется благоприятными для развития апвеллинга ветровыми условиями. Отрицательные значения индекса апвеллинга наблюдались в северной части района и на отдельных участках центральной части шельфа. Это показывает, что при средних условиях в период наблюдений (2000–2009) апвеллинг у Корякского побережья определялся не только постоянными ветрами юго-восточного и южного направлений, связанными с летним типом атмосферной циркуляции. Формирование локальных зон даунвеллинга могло быть связано как с устойчивыми внутрисезонными изменениями барического поля, определяемыми положением и интенсивностью региональных центров действия атмосферы, так и следствием синоптической изменчивости ветровых условий в этой части Берингова моря. Более подробно этот вопрос будет рассмотрен в следующем разделе работы.

Для подтверждения выводов, полученных при анализе сезонной изменчивости ветрового апвеллинга у Корякского побережья по данным спутниковых скаттерометров были использованы среднемесячные карты распределения поверхностной температуры, построенные на основе массива данных многолетних океанографических наблюдений (рис. 6). В июне (рис. 6, а) холодные воды, связанные с апвеллингом ($T < 3.5^{\circ}\text{C}$), наблюдались в шельфовой зоне у Корякского побережья. Воды поверхностного слоя в глубоководной части моря имели температуру около 5°C . Более холодные воды также присутствовали в прибрежном районе, прилегающем к м. Наварин. В июле (рис. 6, б) холодные воды апвеллинга с температурой $< 6^{\circ}\text{C}$ занимали южную и северную части Корякского шельфа. Поверхностные воды с температурой 8 – 10°C наблюдались в глубоководной части моря. В августе (рис. 6, в) температура воды в зоне апвеллинга не превышала 8°C , это привело к уменьшению термических контрастов между прибрежными водами и водами открытой части Берингова моря (9 – 11°C). Результаты, полученные при анализе спутниковой информации в целом хорошо согласуются с среднемесячными океанографическими данными. Среднемесячные климатические поля распределения ТПМ показывают, что в июле апвеллинг оказывает наибольшее влияние на структуру вод корякской шельфовой зоны (рис. 6). Наблюдаемые отличия могут быть связаны с различными временными периодами осреднения данных и неравномерным распределением океанографических станций.

МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ВЕТРОВОГО АПВЕЛЛИНГА У КОРЯКСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ

Ветровой апвеллинг у Корякского побережья отличается значительной межгодовой изменчивостью. Ветровые условия над Беринговым морем в летний период определяются положением и взаимодействием основных региональных центров действия атмосферы и контрастами температуры между северо-восточной частью Азиатского материка и прилегающими районами океана. К основным барическим образованиям, которые влияют на циркуляцию атмосферы и характер переноса воздушных масс в этом районе относятся летний Азиатский минимум и Северо-тихоокеанский максимум атмосферного давления. При этом отсутствуют значимые корреляционные связи между ветровыми условиями над северо-западной частью Берингова моря и основными климатическими индексами, характеризующими атмосферную циркуляцию и термическое состояние вод северной части Тихого океана (Ростов и др., 2018). На ветровой режим Берингова моря непосредственное влияние оказывают периферийные участки основных летних центров действия атмосферы – Дальневосточная депрессия, связанная с Азиатским минимумом и северный сектор Северо-тихоокеанского максимума атмосферного давления. При этом Дальневосточная депрессия рассматривается как летний региональный центр действия атмосферы, оказывающий непосредственное влияние на северо-западную часть Берингова моря.

Межгодовая изменчивость индекса апвеллинга в летний период (2010–2020), рассчитанная по данным скаттерометра ASCAT, показана на рис. 7. Положение точек, по которым рассчитывалось среднее для каждого месяца значение индекса апвеллинга, представлено на рис. 3, б. Индексы апвеллинга, рассчитанные по среднемесячным спутниковым данным позволяют выделить месяцы, в течение которых преобладали благоприятные или неблагоприятные для развития апвеллинга ветровые условия. На рис. 7 видно, что у Корякского побережья в июне, июле и августе наблюдалось чередование относительно слабых и интенсивных периодов апвеллинга и даунвеллинга. В июне относительно высокие значения индекса (сильный апвеллинг) были получены для периода с 2012 по 2015 гг. В июле также преобладали годы с положительными значениями индекса апвеллинга. В августе при двух случаях интенсивного апвеллинга (2012 и 2017 гг.) ветровые условия у Корякского побережья были более благоприятными для развития даунвеллинга. Характер межгодовой изменчивости индекса апвеллинга в летние месяцы определяет сезонные изменения этого параметра. По данным скаттерометра

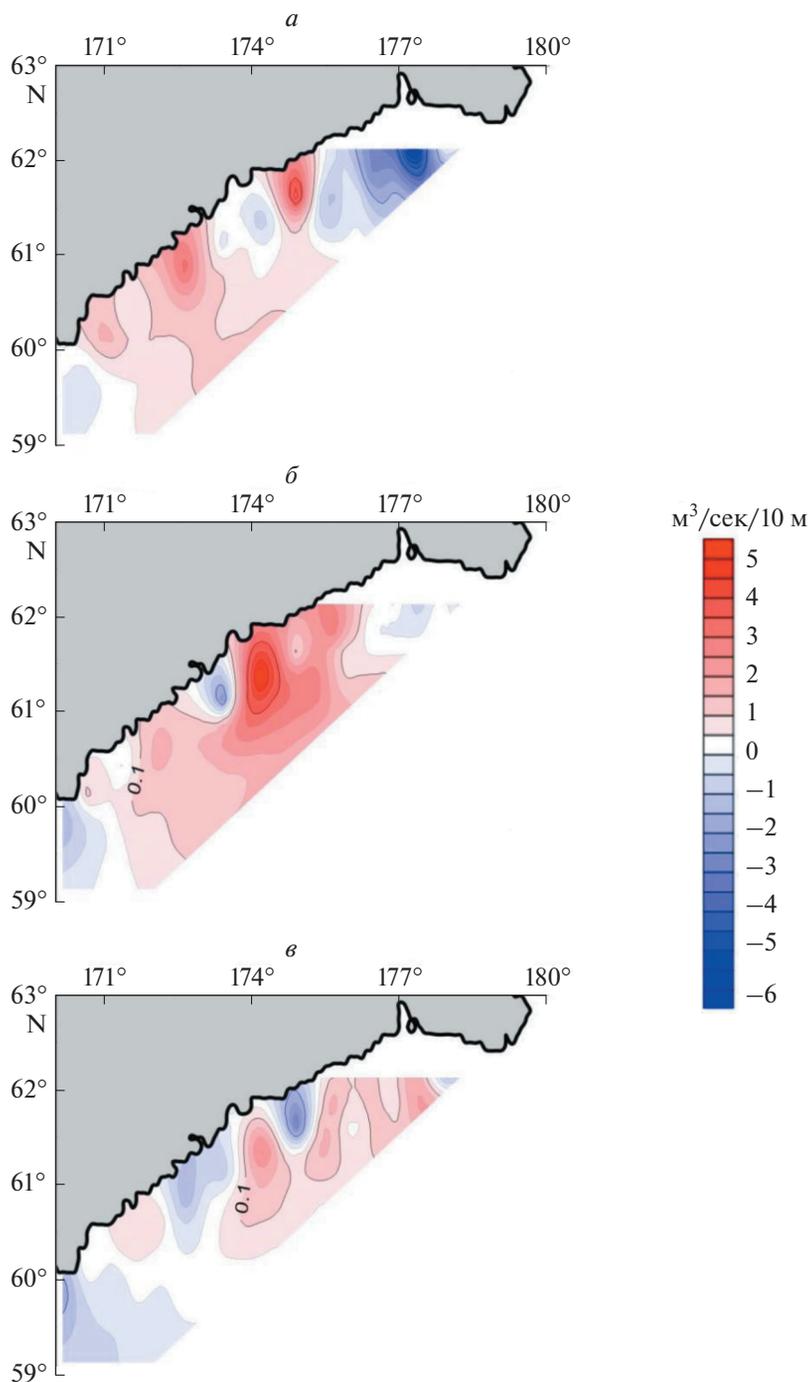


Рис. 5. Пространственное распределение средних значений индекса апвеллинга у Корякского побережья по данным скаттерометра SeaWinds в июне (*а*), июле (*б*) и августе 2000–2009 гг.

ASCAT (рис. 4, *б*) среднее значение индекса апвеллинга в августе за весь рассматриваемый период (2010–2020) было отрицательным. Наиболее благоприятные для развития апвеллинга ветровые условия у Корякского побережья наблюдались в июне 2015 г., июле 2014 г. и в августе 2012 г. Сильный даунвеллинг в этом районе отмечен в июне 2018 г., июле 2015 г. и в августе 2019 г. В це-

лом летний сезон в период с 2010 по 2020 гг. отличался ветровыми условиями, благоприятными для развития апвеллинга (рис. 7, *з*).

Один из основных типов летней атмосферной циркуляции над северо-западной частью Берингова моря формируется под воздействием Дальневосточной депрессии, которая располагается

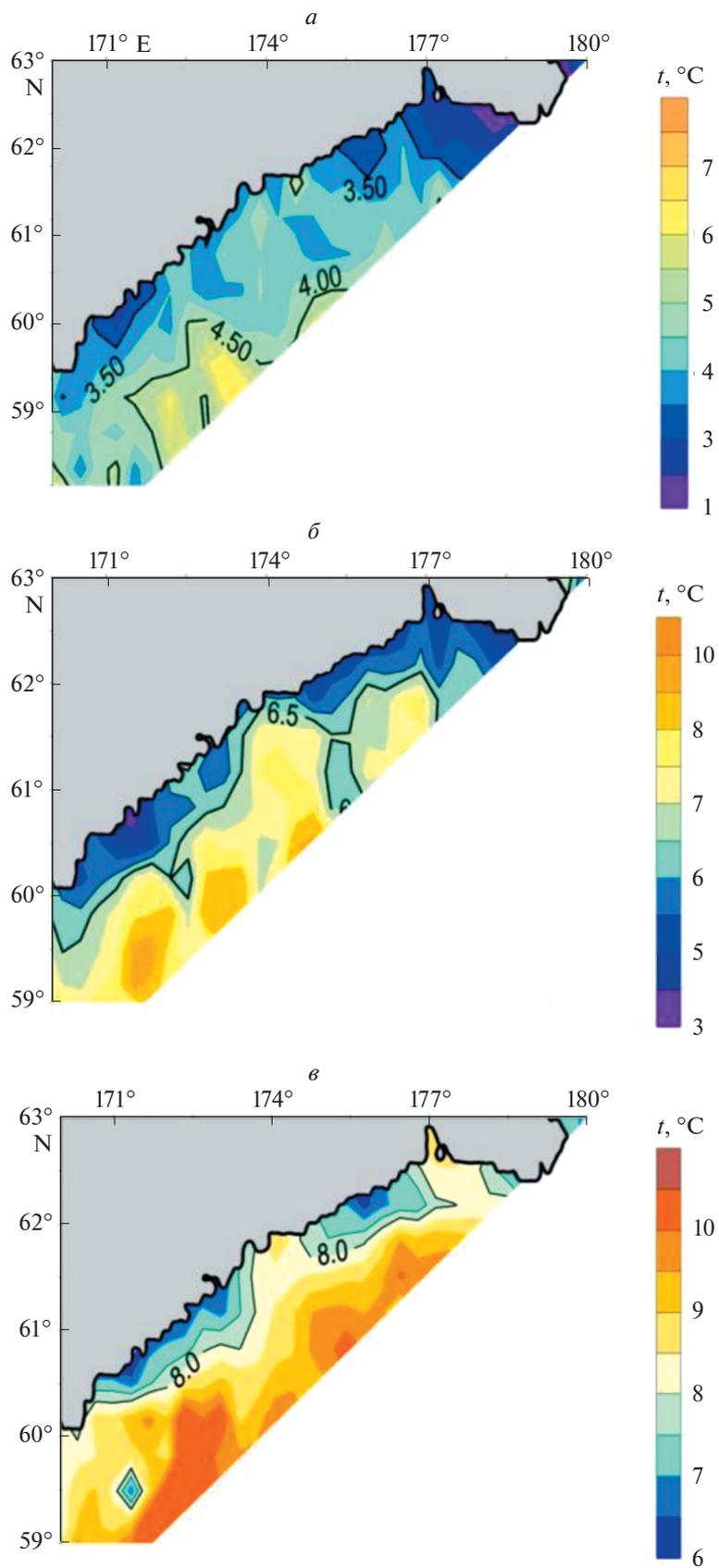


Рис. 6. Среднегодовое распределение температуры поверхности моря в северо-западной части Берингового моря в июне (*a*), июле (*б*) и августе (*в*).

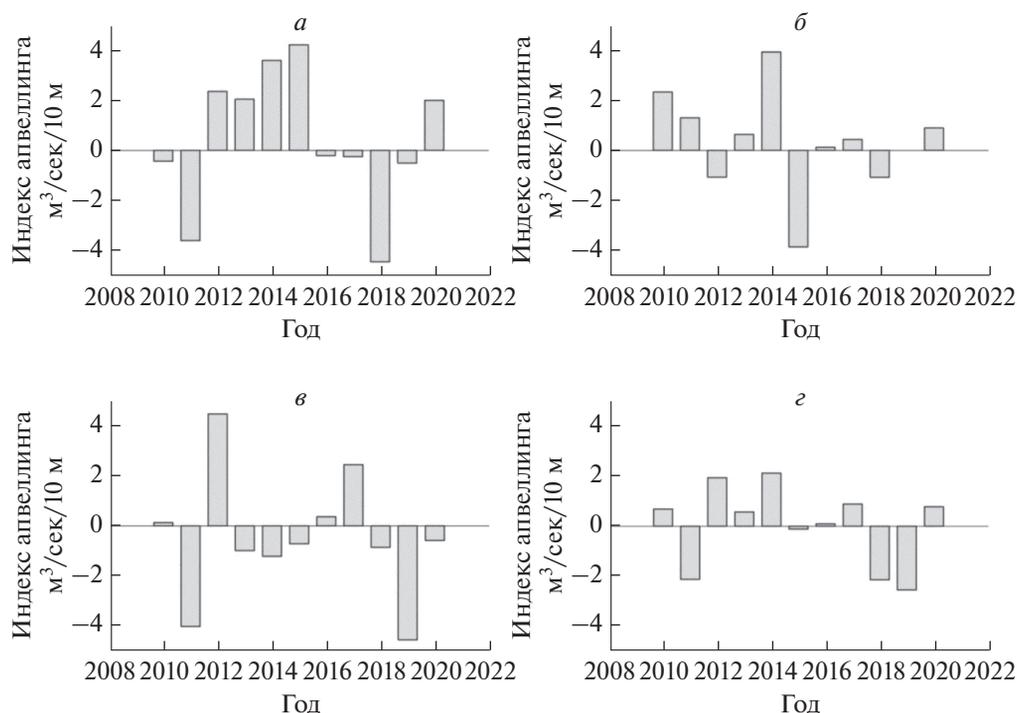


Рис. 7. Распределение среднемесячных значений индекса апвеллинга по данным скаттерометра ASCAT в период с 2010 по 2020 гг. в июне (а), июле (б), августе (в) и в летний период (июнь-август) (з).

над континентальными районами северо-восточной Азии и влияет на акваторию моря передним участком своей ложбины пониженного давления. В районе, расположенном между Корякским нагорьем и северо-западной частью Берингова моря, Дальневосточная депрессия взаимодействует с северным гребнем Северо-тихоокеанского максимума атмосферного давления. При усилении Дальневосточной депрессии над Беринговым морем преобладает ветровой перенос южного направления. Этот тип атмосферной циркуляции характеризуется как летний муссонный (Глебова, 2007). С основным летним типом атмосферной циркуляции связано преобладание ветров юго-западного, южного и юго-восточного направлений (повторяемость 30–60%, средняя скорость в западной части моря 4–6 м/с (Берингово море. Гидрометеорологические условия, 1999), которые создают благоприятные условия для развития апвеллинга у Корякского побережья.

На рис. 8, а, б показано среднемесячное поле приземного атмосферного давления (август 2012 г., реанализ NCEP) и пространственное распределение векторов приводного ветра (скаттерометр ASCAT) в районе, прилегающем к Корякскому побережью. В августе 2012 г. у Корякского побережья наблюдается интенсивный апвеллинг (близкие к экстремальным положительные значения индекса апвеллинга, рис. 7, в). На карте видно (рис. 8, а), что между хорошо развитой Дальневосточной де-

прессией (низкие значения атмосферного давления) и северо-восточным гребнем Северо-тихоокеанского антициклона (область высокого давления) сформировалась высокоградиентное барическое поле, с которым были связаны ветра юго-восточного направления, благоприятные для развития апвеллинга у Корякского побережья (рис. 6, б). Барические ситуации с высоким положительным значением индекса апвеллинга (июль 2014 г. и июнь 2016 г.) характеризовались подобным типом распределения поверхностного атмосферного давления, связанным с усилением Дальневосточной депрессии. Корякское побережье при этом находилось в градиентной зоне между двумя основными центрами действия атмосферы.

Среднемесячное поле приземного атмосферного давления в районе Берингова моря в августе 2019 г. (случай сильного даунвеллинга, экстремально низкие отрицательные значения индекса апвеллинга, рис. 7, в) представлено на рис. 8, в. На карте распределения приземного давления видно, что барическая ситуация, при которой наблюдался активный даунвеллинг, существенно отличается от случая с интенсивным апвеллингом (август 2012 г., рис. 8, а). Эти отличия проявляются в отсутствии развитой Дальневосточной депрессии и формировании другого локального минимума атмосферного давления, также связанного с Азиатской депрессией. Локальное ядро низкого давления было расположено в районе

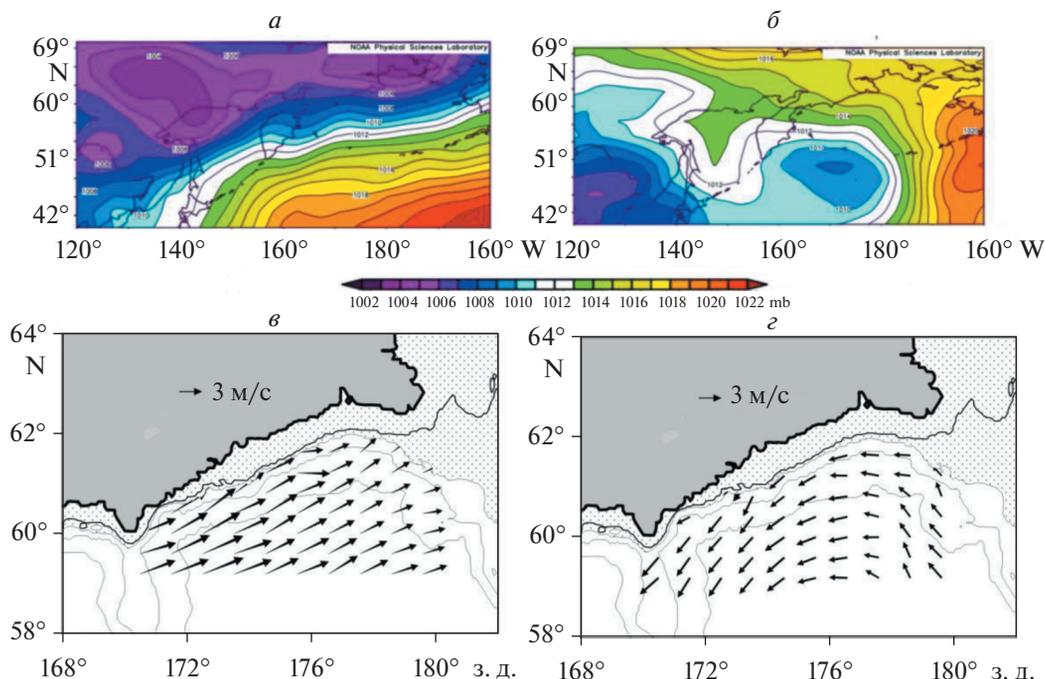


Рис. 8. Поля приземного атмосферного давления над района Берингова моря (*а* – август 2012 г, *в* – август 2019 г) и распределение векторов приводного ветра у Корякского побережья по данным скаттерометра ASCAT в августе 2012 г. (*б*) и в августе 2019 г. (*г*).

Алеутских островов. Формирование этого минимума привело к существенной перестройке барического поля над Беринговым морем. В этом случае высокоградиентная зона в барическом поле формировалась между локальным минимумом атмосферного давления, который оказывал влияние на Берингово море и зоной повышенного давления, расположенной в северо-западной части моря и связанной с гребнем Северо-тихоокеанского максимума. При такой барической ситуации над северной частью моря преобладали ветра западного направления, которые при подходе к Корякскому побережью меняли направление на северо-западное. Таким образом, над Корякским шельфом наблюдался северо-западный ветер, который создавал условия для развития даунвеллинга у побережья (рис. 8, *г*). Ситуации с отделившимся от континентальной ложбины Азиатского минимума изолированным ядром пониженного давления наблюдались в июле 2015 г. и июне 2018 г. при высоких отрицательных значениях индекса апвеллинга у Корякского побережья. При этом центр квазистационарного циклонического образования размещался непосредственно в пределах Берингова моря. Северо-западный ветровой перенос у Корякского побережья в этих двух случаях был связан с северо-восточной периферией этого локального центра пониженного давления.

Межгодовая изменчивость апвеллинга в основном определяется положением и интенсивно-

стью Дальневосточной депрессии как основного регионального центра действия атмосферы, влияющего на ветровой режим Берингова моря. В годы с хорошо развитой Дальневосточной депрессией наблюдалась тенденция к усилению апвеллинга у Корякского побережья, а в годы со слабо выраженной ложбиной пониженного атмосферного давления интенсивность апвеллинга заметно уменьшалась. Усиление даунвеллинга на Корякском шельфе связано с другим локальным ядром пониженного давления, которое может быть расположено как в районе Алеутских островов, так и в пределах Берингова моря.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Многолетние данные спутниковых наблюдений за ветром (скаттерометры SeaWinds/QuikSCAT и ASCAT/MetOp-A) и спутниковые изображения в инфракрасном диапазоне (MODIS Aqua и Landsat-7) показали, что в северо-западной части Берингова моря у Корякского побережья в летний период наблюдается ветровой апвеллинг. Результаты, полученные при анализе результатов дистанционного зондирования, хорошо согласуются со среднемноголетним (климатическим) распределением ТПМ, полученным по данными океанографических наблюдений. Это показывает, что апвеллинг на Корякском шельфе относится к региональным климатическим факторам,

определяющим формирование летней термической и динамической структуры вод в этом районе.

Ширина зоны прибрежного апвеллинга с пониженными значениями ТПМ составляет от 15 до ~100 км. На синоптическом масштабе изменчивости ветровых условий наблюдалась последовательная имена событий апвеллинга и даунвеллинга. Анализ сезонной изменчивости индекса апвеллинга показал, что ветровой апвеллинг у Корякского побережья развивается в период с июня по август. Наименее благоприятные ветровые условия для развития апвеллинга наблюдаются в августе. Различия в продолжительности сезона летнего апвеллинга связаны с региональными особенностями ветрового режима северо-западной части Берингова моря. Межгодовая изменчивость апвеллинга в основном определяется положением и интенсивностью Дальневосточной депрессии (региональный центр действия атмосферы). В годы с хорошо развитой Дальневосточной депрессией наблюдалась устойчивая тенденция к усилению апвеллинга у Корякского побережья. Даунвеллинг в прибрежной зоне был связан с барическими ситуациями, при которых над Беринговым морем формировалось локальное ядро пониженного атмосферного давления, связанное с периферией крупномасштабного летнего Азиатского минимума.

Таким образом, в шельфовой зоне, прилегающей к Корякскому побережью, в летний период наблюдается ветровой апвеллинг. Прибрежный апвеллинг определяет высокую биологическую продуктивность Корякского шельфа. С другой стороны, апвеллинг приводит к уменьшению температуры воды и возникновению туманов, что оказывает отрицательное влияние на региональные климатические условия.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнялись в рамках госзадания ТОИ ДВО РАН по теме № 6 рег. № 121021700346-7.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андреев А.Г.* Циркуляция вод в северо-западной части Берингова моря по спутниковым данным // Исслед. Земли из космоса. 2019. № 4. С. 40–47.
- Басюк Е.О., Кивва К.К., Чульчиков Д.Н.* Экстремально холодное термическое состояние вод Берингова моря в 2012 г. // Вопросы промысловой океанологии. Вып. 9. № 1. М.: Из-во ВНИРО. 2012. С. 13–24.
- Боуден К.* Физическая океанография прибрежных вод // М.: Мир. 1988. 324 с.
- Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. 10. Берингово море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. Под ред. Терзиева Ф.С. СПб.: Гидрометеоиздат, 1998. 298 с.
- Глебова С.Ю.* Особенности развития атмосферных процессов над Беринговым морем в 2000–2006 гг. // Изв. ТИНРО. 2007. Т. 151. С. 271–289.
- Ростов И.Д., Дмитриева Е.В., Воронцов А.А.* Тенденции климатических изменений термических условий в прибрежных акваториях западной части Берингова моря и прилегающих районах за последние десятилетия // Изв. ТИНРО. 2018. Т. 193. С. 167–182.
- Якунин Л.П.* Атлас основных параметров ледяного покрова Берингова моря // Владивосток: Издательский дом ДВФУ. 2012. 84 с.
- Alvarez I., Gomes-Gesteria M., deCastro M., Novoa E.M.* Ekman transport along the Galician Coast (NW, Spain) calculated from QuikSCAT Winds // J. Mar. Syst. 2008. V. 72. P. 101–115.
- Bakun A.* Coastal upwelling indices, west coast of North America // NOAA Technical Report NMF 671. 1973. 103 p.
- Bentamy A.* Characterization of ASCAT measurements based on buoy and QuikSCAT wind vector observations // Ocean Sci. Discuss. 2008. V. 5. P. 77–101.
- Bentamy A., Grodsky S.A., Carton J.A., Croizé-Fillon D., Chapron B.* Matching ASCAT and QuikSCAT winds // J. Geophys. Res. 2012. V. 117. C02011. <https://doi.org/10.1029/2011JC007479>
- Freilich M.N., Dunbar R.S.* The accuracy of the NSCAT 1 vector winds: Comparisons with National Data Buoy Center buoys // J. Geophys. Res. 1999. V. 104. P. 11.231–11.246.
- Häkkinen S.* Coupled ice-ocean dynamics in the marginal ice zones: Upwelling/downwelling and eddy generation // J. Geophys. Res. 1986. V. 91. (C1). P. 819–832.
- Kivva K., Chulchekov D.* Evidence of local upwellings in the north-western Bering Sea in 2012 // Book-of-abstracts PICES-2013. PICES 2013 Annual Meeting October 11–20, 2013. Nanaimo, BC, Canada. P. 163. (PICES 2013 Annual Meeting presentations: <https://meetings.pices.int/publications/presentations/PICES-2013/2013-POC/POC-0925-Kivva.pdf>).
- Ramanantsoa J.D., Kruga M., Penvend P., Rouault M., Gulad J.* Coastal upwelling south of Madagascar: Temporal and spatial variability // J. Mar. Syst. 2018. V. 178. P. 29–37.
- Send U., Beardsley R.C., Winant C.D.* Relaxation from upwelling in the Coastal Ocean Dynamic Experiment // J. Geophys. Res. 1987. V. 92. № C2. P. 1683–1698.
- Smith R. L.* Upwelling // Oceanogr. Mar. Biol. Annu. Rev. 1968. V. 6. P. 11–46.
- Sverdrup H.U., Johnson M.W., Fleming R.H.* The Oceans. their physics, chemistry, and general biology. New York : Prentice-Hall, Inc. 1942. 1087 p.
- Tang C.L., Ikeda M.* Ice-edge upwelling off the Newfoundland coast during LIMEX // Atmosphere-ocean. 1989. V. 27. № 4. P. 658–681.
- Wang J., Hu H., Mizobata K., Saitoh S.* Seasonal variations of sea ice and ocean circulation in the Bering Sea: A model-data fusion study // J. Geophys. Res. 2009. V. 114. № C02011. 24 p. <https://doi.org/10.1029/2008JC004727>

Variability of Wind-Driven Upwelling along Koryak Coast in the North-Western Bering Sea Based on the Satellite Data

I. A. Zhabin¹, E. V. Dmitrieva¹, V. A. Dubina¹, and V. A. Luchin¹

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

The variability of upwelling along the Koryak coast in the north-western Bering Sea has been investigated using wind data from QuikSCAT/SeaWinds (2000–2009) and ASCAT/MetOp-A (2010–2020) scatterometers. The strength of upwelling can be estimated based on the wind speed and the wind induced offshore Ekman mass transport (upwelling index). The results indicate that the upwelling that occurred along the Koryak coast was primarily driven by the southerly summer winds over the Bering Sea. The Koryak coastal upwelling occurs mainly during June–August with significant interannual variability. The variability of the upwelling is primarily driven by regional wind forcing. Seasonal variability of southerly winds favorable for upwelling development largely depends on the state of the summer Far Eastern depression (a regional atmospheric center of low pressure associated with a large-scale summer Asia Low). Changes in the pressure field correlate well with the successive alternation of upwelling and downwelling processes near the Koryak coast. Intense upwelling is associated with a well-developed Far Eastern depression. Upwelling can be replaced by downwelling when this regional center of atmospheric action is weakened.

Keywords: wind-driven upwelling, synoptical, seasonal and interannual variability, QuikSCAT/SeaWinds and ASCAT/ MetOp-A scatterometer wind data, upwelling index, summer type of atmospheric circulation, Far Eastern Depression, North-Western Bering Sea, Koryak shelf

REFERENCES

- Alvarez I., Gomes-Gesteria M., deCastro M., Novoa E.M. Ekman transport along the Galician Coast (NW, Spain) calculated from QuikSCAT Winds // *J. Mar. Syst.* 2008. V. 72. P. 101–115.
- Andreev A.G. Tsirkulyatsiya vod v severo-zapadnoy chasti Beringova morya po sputnikovym dannym [Water circulation in the north-western Bering sea studied by satellite data] // *Issledovanie Zemli iz kosmosa*. 2019. № 4. P. 40–47. (In Russian).
- Bakun A. Coastal upwelling indices, west coast of North America // NOAA Technical Report NMF 671. 1973. 103 p.
- Basyuk Ye. O., Kivva K.K., Chul'chekov D.N. Ekstremal'no kholodnoye termicheskoye sostoyaniye vod Beringova morya v 2012 g. [Extremely cold thermal state of the waters of the Bering Sea in 2012] // *Voprosy promyslovy okeanologii*. Issue 9. № 1. M.: Iz-vo VNIRO. 2012. P. 13–24. (In Russian).
- Bentamy A. Characterization of ASCAT measurements based on buoy and QuikSCAT wind vector observations // *Ocean Sci. Discuss.* 2008. V. 5. P. 77–101.
- Bentamy A., Grodsky S.A., Carton J.A., Croizé-Fillon D., Chapron B. Matching ASCAT and QuikSCAT winds // *J. Geophys. Res.* 2012. V. 117. C02011. <https://doi.org/10.1029/2011JC007479>
- Beringovo more. Gidrometeorologicheskie usloviya [The Bering Sea. Hydrometeorological conditions]. V. 10. Iss. 1. Ed.: Terziev F.S. Gidrometeoizdat. Sankt-Peterburg. 1999. 298 p. (In Russian).
- Bowden K.F. Physical oceanography of coastal waters // E. Horwood. New York: Halsted Press. 1983. 302 p.
- Freilich M.N., Dunbar R.S. The accuracy of the NSCAT 1 vector winds: Comparisons with National Data Buoy Center buoys // *J. Geophys. Res.* 1999. V. 104. P. 11.231–11.246.
- Glebova S.Yu. Osobennosti razvitiya atmosferykh protsessov nad Beringovym morem v 2000–2006 gg. [Features of the of atmospheric processes development over the Bering Sea in 2000–2006] // *Izvestiya TINRO*. 2007. V. 151. P. 271–289. (In Russian).
- Häkkinen S. Coupled ice-ocean dynamics in the marginal ice zones: Upwelling/downwelling and eddy generation // *J. Geophys. Res.* 1986. V. 91. (C1). P. 819–832.
- Kivva K., Chulchekov D. Evidence of local upwellings in the north-western Bering Sea in 2012 // Book-of-abstracts PICES-2013. PICES 2013 Annual Meeting October 11–20, 2013. Nanaimo, BC, Canada. P. 163. (PICES 2013 Annual Meeting presentations: <https://meetings.pices.int/publications/presentations/PICES-2013/2013-POC/POC-0925-Kivva.pdf>).
- Ramanantsoa J.D., Kruga M., Penvend P., Rouault M., Gulad J. Coastal upwelling south of Madagascar: Temporal and spatial variability // *J. Mar. Syst.* 2018. V. 178. P. 29–37.
- Rostov I.D., Dmitrieva E.V., Vorontsov A.A. Tendentsii klimaticheskikh izmeneniy termicheskikh usloviy v pribrezhnykh akvatoriyakh zapadnoy chasti Beringova morya i prilgayushchikh rayonakh za poslednie desyatletiya [Tendencies of climate changes for thermal conditions in the coastal waters of the western Bering Sea and adjacent areas in the last decades] // *Izvestiya TINRO*. 2018. V. 193. P. 167–182. (In Russian).
- Send U., Beardsley R.C., Winant C.D. Relaxation from upwelling in the Coastal Ocean Dynamic Experiment // *J. Geophys. Res.* 1987. V. 92. № C2. P. 1683–1698.
- Smith R.L. Upwelling // *Oceanogr. Mar. Biol. Annu. Rev.* 1968. V. 6. P. 11–46.
- Sverdrup H.U., Johnson M.W., Fleming R.H. The Oceans. their physics, chemistry, and general biology. New York : Prentice-Hall, Inc. 1942. 1087 p.
- Tang C.L., Ikeda M. Ice-edge upwelling off the Newfoundland coast during LIMEX // *Atmosphere-ocean*. 1989. V. 27. № 4. P. 658–681.
- Wang J., Hu H., Mizobata K., Saitoh S. Seasonal variations of sea ice and ocean circulation in the Bering Sea: A model-data fusion study // *J. Geophys. Res.* 2009. V. 114. № C02011. 24 p. <https://doi.org/10.1029/2008JC004727>.
- Yakunin L.P. Atlas osnovnykh parametrov ledyanogo pokrova Beringova Morya [Atlas of the main parameters of the Bering Sea ice cover] // Vladivostok: Izdatel'skiy dom DVFU. 2012. 84 p. (In Russian).

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

ОЦЕНКА ФИТОСАНИТАРНОГО СОСТОЯНИЯ ПОЛЕЙ САМАРСКОГО ПОЛИГОНА ПО ДАННЫМ ЭШЕЛОНИРОВАННОГО МОНИТОРИНГА

© 2022 г. Е. Ф. Чичкова^а, *, Д. А. Грядунов^б, В. В. Зайцев^а, В. Г. Каплин^с, Д. А. Кочин^а

^аСанкт-Петербургский государственный университет аэрокосмического приборостроения,
Санкт-Петербург, Россия

^бОбщество с ограниченной ответственностью «ПТЕРО», Москва, Россия

^сВсероссийский научно-исследовательский институт защиты растений, Пушкин, Россия

*E-mail: efchichkova@yandex.ru

Поступила в редакцию 16.12.2021 г.

В данной работе проведена оценка состояния опытных полей (с посевами культуры тритикале и находящегося под паром) методом эшелонированного мониторинга. Исследованы возможности применения спектральных индексов, рассчитанных по данным многоспектральной съемки с космического аппарата (КА) WorldView-3, и индексов по данным аэросъемки беспилотного воздушного судна (БВС). Комплексный анализ данных, полученных одновременно по трем эшелонам мониторинга (наземные спектрорадиометрические измерения и описания, многоспектральная съемка БВС, космическая съемка) в период с 05 по 07 июня 2019 г., позволил получить характеристики засоренности полей. Результаты сравнения пороговых значений индексов вегетации по данным БВС в октябре 2018 г. и в июне 2019 г. дают возможность использовать динамический подход к созданию маски для выявления засоренности полей в зависимости от фазы вегетации культурных растений, а также мест их произрастания. Проведено сравнение различных вегетационных и почвенных индексов по выявлению степени засоренности посевов культуры на опытных полях. Наилучшие результаты по выявлению сорняков на поле под посевами показал нормализованный разностный ближний инфракрасный индекс (Normalized Difference Red Edge Index) по данным БВС. Для маскирования сорняков на поле под паром эффективным является почвенный индекс и индекс с поправкой на почву, полученные по космической съемке.

Ключевые слова: многоспектральная съемка, эшелонированный мониторинг, спутниковые данные, идентификация, сорные растения, индексы вегетации, почвенный индекс, аэросъемка, беспилотное воздушное судно

DOI: 10.31857/S0205961422050062

ВВЕДЕНИЕ

Пространственная неоднородность почв, неравномерность развития и состояния растений, засоренность посевов сорняками, распространение вредителей, возбудителей болезней послужило основой для широкого внедрения в практику возделывания сельскохозяйственных культур технологий точного земледелия. Однако существует проблема в идентификации неоднородностей участков полей при обработке сельскохозяйственных полей удобрениями и средствами защиты растений в рамках точного земледелия (Корнилов, Лысов, 2019).

В частном случае требуется определить участки с преобладанием сельскохозяйственных культур, либо с преобладанием сорняковых растений. Решение подобной задачи позволило бы сократить количество подкормки (удобрений) и средств защиты растений (гербицидов) и осуществить их диф-

ференцированное внесение на поля в различные периоды созревания культур. Такой подход способствовал бы выравниванию условий развития растений, повышению их урожайности, снижению затрат на возделывание культур и себестоимости их продукции (Шпанев, 2016).

Оценка фитосанитарного состояния полей и лесных массивов – актуальная задача аэрокосмического многоспектрального зондирования. Для мониторинга растительности помимо традиционно используемых красного и ближнего инфракрасного диапазонов спектра оказались особенно полезны данные в крайне красном диапазоне спектра для изучения стадии развития, сорта и густоты растений (Railyan, Korobov, 1993a, 1993b). Спутниковые системы WorldView-2,3 позволяют производить съемку в 8 каналах видимого и ближнего инфракрасного спектральных диапазонов, что позволяет расширить возможности распознавания и картирования растительного покрова

(Karlson et al., 2016), включая анализ текстур (Ozdemir, Karnieli, 2011). В последние годы в точном земледелии при борьбе с сорняками все большее распространение получает предварительное картирование засоренности полей на основании снимков, полученных с космических спутников и БВС, оснащенных мультиспектральными камерами (Письман и др., 2021). Аэроснимки БВС имеют высокое разрешение, репрезентативны для картирования небольших по размерам полей и использования полученных электронных карт для мониторинга состояния посевов, их засоренности, урожайности, обеспеченности питательными элементами (Зубарев и др., 2019). В Великобритании для защиты пшеницы и ячменя от злостного однолетнего преимущественно озимого злакового сорняка *Alopecurus myosuroides* широко используется картирование засоренности им посевов с помощью БВС на основе 18 спектральных индексов и применение против него гербицидов на основе технологий точного земледелия (Sua et al., 2022).

С целью разработки методики получения маски сорняков на опытно-демонстрационном стационаре Самарского государственного аграрного университета (далее – полигоне) в 2018 и 2019 гг. были проведены поисковые работы специалистами Санкт-Петербургского государственного университета аэрокосмического приборостроения, компании «ПТЕРО» и Всероссийского научно-исследовательского института защиты растений.

Методом эшелонированного мониторинга в данной работе получены данные нескольких уровней измерений и наблюдений характеристик растительного покрова на полигоне в период 02–04 октября 2018 г. и 05–07 июня 2019 г. Одновременно использовались данные высокого пространственного разрешения с КА WorldView-3 и БВС, оснащенного мультиспектральной камерой MicaSense RedEdge 3, наземные измерения и наблюдения.

ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТОВ И МЕТОД МОНИТОРИНГА

В качестве объектов мониторинга выбраны два опытных поля: поле, засаженное озимой культурой тритикале (*Triticum secale*) осенью 2018 г. (объект 1 на рис. 1), и паровое поле после сбора урожая кукурузы (объект 2 на рис. 1). Исходная площадь покрытия космической съемкой на местности (рис. 1) составляет 25 км². По данным КА WorldView-3, полученным 07 июня 2019 г., заметна разница полей по характеристикам нормализованного разностного вегетационного индекса NDVI. На поле с тритикале на отдельных участках присутствуют микрогруппировки сорных растений, подтвержденные наземным обследованием, но по значениям NDVI они не различимы. На па-

ровом поле нет культуры, группировки сорняков больше по размерам и выражены более четко в поле индекса вегетации NDVI значениями более 0.35 (рис. 1).

Предлагаемый для оценки фитосанитарного состояния полей метод эшелонированного мониторинга состоит из нескольких этапов обработки и анализа данных. На первом этапе производится сбор данных от различных систем дистанционно-го и наземного базирования.

Следующий этап – обработка данных. Для наземных наблюдений она заключается в камеральной обработке полученных полевых измерений и наблюдений.

Данные ДЗЗ подвергаются предварительной и тематической обработке. Предварительная обработка данных включает в себя радиометрическую и геометрическую коррекцию трансформирование и приведение к картографической проекции. Тематическая обработка изображений позволяет получить характеристики (в данном случае рассчитать набор вегетационных индексов) на основе которых возможно идентифицировать заданные типы поверхностей.

На следующем этапе мониторинга проводится анализ полученных результатов в соответствии с данными наземных наблюдений и выбор вегетационных индексов. С учетом произведенных на каждом эшелоне измерений и наблюдений, а также анализа индексов мультиспектральной съемки рассчитывается маска сорняков. При построении маски сорняков используется пороговая методика.

На заключительном этапе оцениваются результаты проведенного мониторинга с возможными рекомендациями по усовершенствованию метода идентификации сорняков участков полей.

Полевые обследования. Выездные работы на опытных полях проводились в периоды 02–04 октября 2018 г., 05–07 июня и 16–17 октября 2019 г. Обследования сорняковых участков поля проводились с описанием следующих параметров: размер пятна (м), вид растения, проективное покрытие (%), численность (экз./м²). В итоге на опытном поле тритикале были выявлены 14 микрогруппировок, включавших 11 видов сорных растений, представленных в табл. 1. Следует отметить, что на долю микрогруппировок с доминированием смолевки карликовой и мари белой приходилось 65% выявленных группировок.

Для проведения полевых измерений в рамках данной работы использовался полевой спектро-радиометр Spectral Evolution PSR-1100 производства США. PSR-1100 представляет собой дисперсионную систему персонального информационного устройства, работающего в диапазоне 320–1100 нм с матричным детектором в 512 элементов, с номинальным спектральным разрешением – 3.2 нм, с полем зрения объектива – 4°. Спектрорадио-

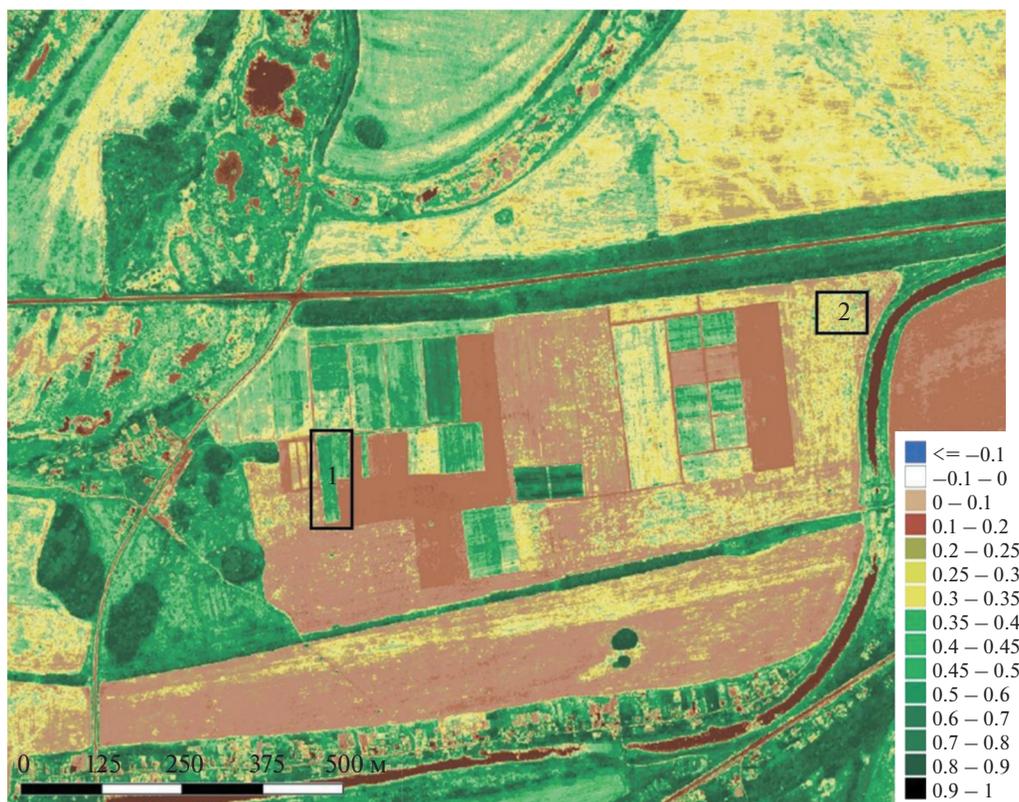


Рис. 1. Территория съемки КА WorldView-3 07.06.2019. Опытные поля полигона (NDVI): 1 – поле тритикале; 2 – паровое поле.

метрические измерения приведены к значениям спектральной энергетической яркости объектов в единицах $\mu\text{W}/\text{cm}^2/\text{sr}/\text{nm}$.

В работе (Каплин и др., 2020) подробно описаны полевые обследования опытного поля с озимой культурой в октябре 2019 г., а также представлены спектральные линии доминирующих сорняков и растения тритикале, полученные по данным измерений полевым спектрометрическим прибором PSR-1100 05–06 июня 2019 г. (наземный эше-

лон мониторинга). Пространственный захват точки измерения прибором PSR-1100 в зависимости от размеров листовой площади растений составлял от 0.015 до 0.03 м, при высоте съемки от 0, 20 до 0.50 м, соответственно. Измерения спектральной яркости культуры и доминирующих видов сорных растений проводились на обоих опытных полях с целью получить спектральные образы этих растений в качестве базовых образцов для распознавания растений по данным аэрокосмического зондирования. В итоге собрана

Таблица 1. Сорные растения по данным учета на опытном поле 05–07 июня 2019 г.

№	Наименование группы	Вид сорного растения
1	Корнеотпрысковые многолетние травы	Осот полевой (<i>Sonchus arvensis</i>), латук татарский (<i>Lactuca tatarica</i>), вьюнок полевой (<i>Convolvulus arvensis</i>)
2	Травянистые двулетники или многолетники	Смолевка карликовая (<i>Silene nana</i>)
3	Травянистые однолетники, реже двулетники	Незабудка полевая (<i>Myosotis arvensis</i>)
4	Поздние яровые однолетники	Марь белая (<i>Chenopodium album</i>), щирица жминдовидная (<i>Amaranthus blitoides</i>)
5	Ранние яровые однолетники	Горец вьюнковый (<i>Fallopia convolvulus</i>)
6	Ранние яровые, озимые или зимующие однолетники	Ромашка непахучая (<i>Tripleurospermum inodorum</i>), ярутка полевая (<i>Thlaspi arvense</i>), резюшка (<i>Arabidopsis</i> sp.)

Таблица 2. Характеристики каналов съемки мультиспектральной камеры MicaSense RedEdge 3

№	Наименование канала	Центральное значение	Полоса пропускания	Обозначение канала
1	Синий	475 нм	20 нм	Blue
2	Зеленый	560 нм	20 нм	Green
3	Красный	668 нм	10 нм	Red
4	Красный крайний	717 нм	10 нм	RE
5	Ближний инфракрасный	840 нм	40 нм	NIR

библиотека спектральных образов полей Самарского полигона для 18 видов растений за все периоды произведенных измерений спектрорадиометром PSR-1100 в том числе для 11 видов сорняков. В таблицах библиотеки, созданных на основе полевых описаний, содержится краткое описание растений, типов поверхностей, номер спектральных измерений, время и дата проведения съемок.

Дистанционное зондирование. Данные дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) для проведения исследований включали в себя результаты съемки заданных полей БВС и KA WorldView-3.

Для съемки с БВС (2-й эшелон мониторинга) использовалась профессиональная мультиспектральная камера MicaSense RedEdge 3. Данное устройство снимает в 5 независимых спектральных каналах в диапазоне 470–860 нм (табл. 2). Камера была установлена на гексакоптер, собранный на основе рамы DJI F550 с автопилотом SmartAP MAX. Съемка проводилась в октябре 2018 г. на высоте 25 и 100 м, в июне 2019 г. – 40 м.

Для корректировки результатов съемки использовались данные датчика падающего света и снимки калибровочной панели, идущих в комплекте с мультиспектральной камерой MicaSense RedEdge 3. Радиометрическая калибровка камеры MicaSense позволяет перейти от яркости пикселей изображения к абсолютным значениям спектральной яркости, выраженной единицами измерения Вт/(м² ср мкм).

Фотограмметрическая обработка данных мультиспектральной аэросъемки выполнялась в программном обеспечении Agisoft PhotoScan Professional Edition. Пространственное разрешение исходных снимков в центральной части кадра для съемки с высоты 25 м составило 0.017 м/пиксель, для 40 м – 0.027 м/пиксель, для 100 м – 0.068 м/пиксель. Пространственное разрешение ортофотопланов, построенных по данным мультиспектральной съемки и выгруженных для дальнейших расчетов индексов, для съемки с высоты 25 м составило 0.02 м/пиксель, для 40 м – 0.03 м/пиксель, для 100 м – 0.07 м/пиксель.

В настоящее время наилучшими возможностями из спутниковых систем для решения задач точного земледелия, проведения оценки засоренности полей, выявления вредителей и болезней

сельскохозяйственных культур, а значит, и прогнозирования урожайности, обладает KA WorldView-3, оснащенный сенсором VNIR. Параметры восьмиканальной съемки с пространственным разрешением 1.24 м в надире представлены в табл. 3. Панхроматическое изображение возможно получить с пространственным разрешением 0.31 м. Для проведения эшелонированного мониторинга была использована съемка KA WorldView-3, произведенная 07 июня 2019 г. при безоблачной погоде. Уровень обработки снимков – Standard Ortho-Ready, включающий радиометрическую и геометрическую коррекцию, коррекцию искажений датчика и трансформацию к картографической проекции. Спутниковые данные представляют собой значения спектральной яркости на верхней границе атмосферы для каждого пикселя изображения. Атмосферная коррекция снимков не проводилась. Формат данных – GeoTIFF (UTM WGS-84).

По полученным данным KA WorldView-3 были рассчитаны характеристики различных вегетационных и почвенных индексов в соответствии с обозначениями табл. 3 по следующим формулам:

– $NDVI = (b7 - b5)/(b7 + b5)$ – нормализованный разностный вегетационный индекс, показатель количества фотосинтетически активной биомассы (рис. 2, а). Оригинальная формула индекса (Rouse, 1973) была в дальнейшем трансформирована в различные варианты нормализованных разностных индексов;

– $FCI = (b7 - b6)/(b7 + b6)$ – индекс лесов и урожаев (Forest and Crop Index). FCI аналогичен индексу NDRE (Normalized Difference Red Edge Index), использующему информацию канала крайнего красного диапазона спектра (Gitelson and Merzlyak, 1997), который оптимально подходит для наблюдения и анализа состояния растительного покрова по оценке содержания хлорофилла, протеина и азота (Hunt et al., 2011) (рис. 2, б);

– $SIPi = (b7 - b2)/(b7 - b5)$ – структурный индекс интенсивности пигментов (Structure Insensitive Pigment Index) используется для мониторинга здоровья растительности, обнаружения их стрессового состояния, производства сельскохозяйственных культур и анализа доходности (Penuelas et al., 1995);

Таблица 3. Характеристики каналов съемки КА WorldView-3 в мультиспектральном видимом и ближнем инфракрасном диапазоне

№ п/п	Наименование канала	Спектральный диапазон (мкм)	Центральное значение	Обозначение
1	Фиолетовый	0.40–0.45	0.425	b1 – Coastal
2	Синий	0.45–0.51	0.480	b2 – Blue
3	Зеленый	0.51–0.58	0.545	b3 – Green
4	Желтый	0.585–0.625	0.605	b4 – Yellow
5	Красный	0.63–0.69	0.660	b5 – Red
6	Крайний красный	0.705–0.745	0.725	b6 – Red Edge
7	Ближний ИК-1	0.77–0.895	0.833	b7 – Nir-1
8	Ближний ИК-2	0.86–1.04	0.950	b8 – Nir-2

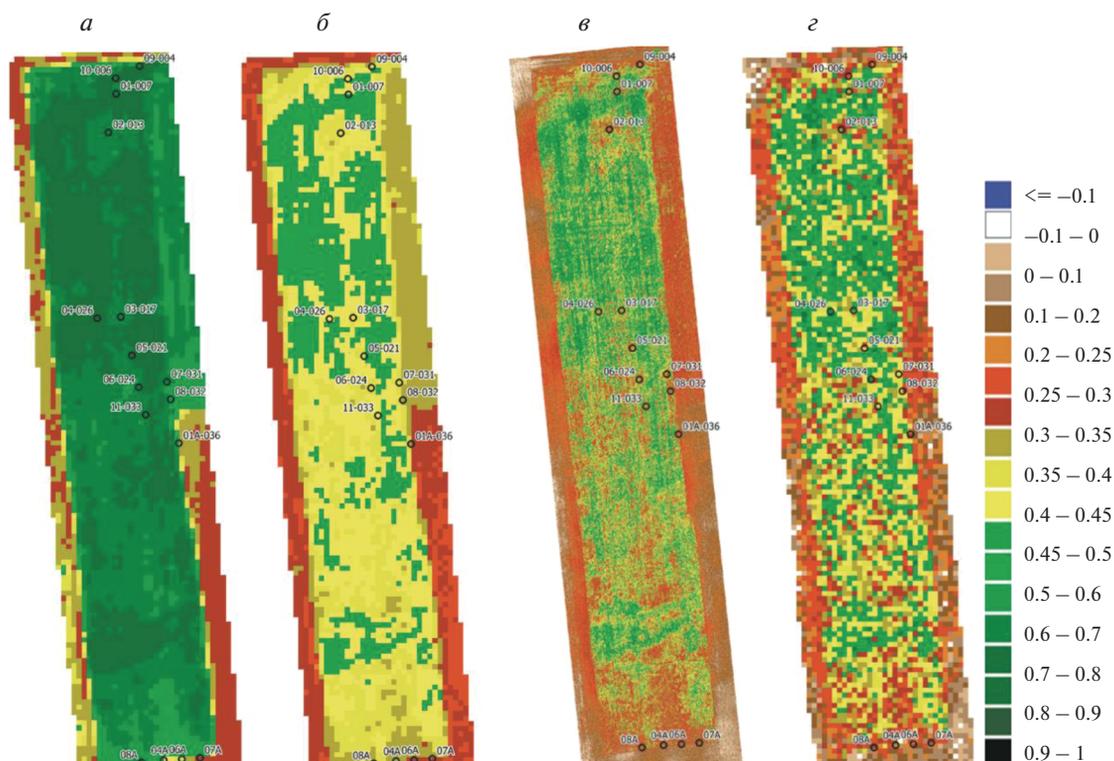
– $NDSI = (b3 - b4)/(b3 + b4)$ – нормализованный разностный почвенный индекс (Normalized Difference Soil Index). Наличие уникального желтого канала $b4$ в съемочной аппаратуре КА WorldView-2,3 позволяет идентифицировать области, в которых почва открыта, ничем не заслонена. Индекс не имеет широкого применения (рис. 7, б);

– $SAVI = (b7 - b5)/(b7 + b5 + L)(1 + L)$, где $L = [0; 1]$, $L = 0$ для наибольшего индекса облиственности, $L = 1$ для наименьшего, оптимальное значение $L = 0.5$ – вегетационный индекс с поправкой

на почву (Soil-Adjusted Vegetation Index), минимизирующий влияние почвы с помощью коэффициента коррекции (Huete, 1988);

– $OSAVI = (b7 - b5)/(b7 + b5 + L)$, где $L = 0.16$ – оптимизированный вегетационный индекс с поправкой на почву (Revised Optimized Soil-Adjusted Vegetation Index), учитывающий влияние почвы при не сомкнутости кроны растительности (Rondeaux et al., 1996).

В результате произведенной съемки с БВС камерой MicaSense RedEdge 3 были рассчитаны ха-

**Рис. 2.** Вегетационные индексы на опытном поле с тритикале по данным: а – NDVI КА WorldView-3, 07.06.2019; б – FCI КА WorldView-3, 07.06.2019; в – NDRE БВС, 05.06.2019; з – передискретизированный NDRE БВС, 05.06.2019.

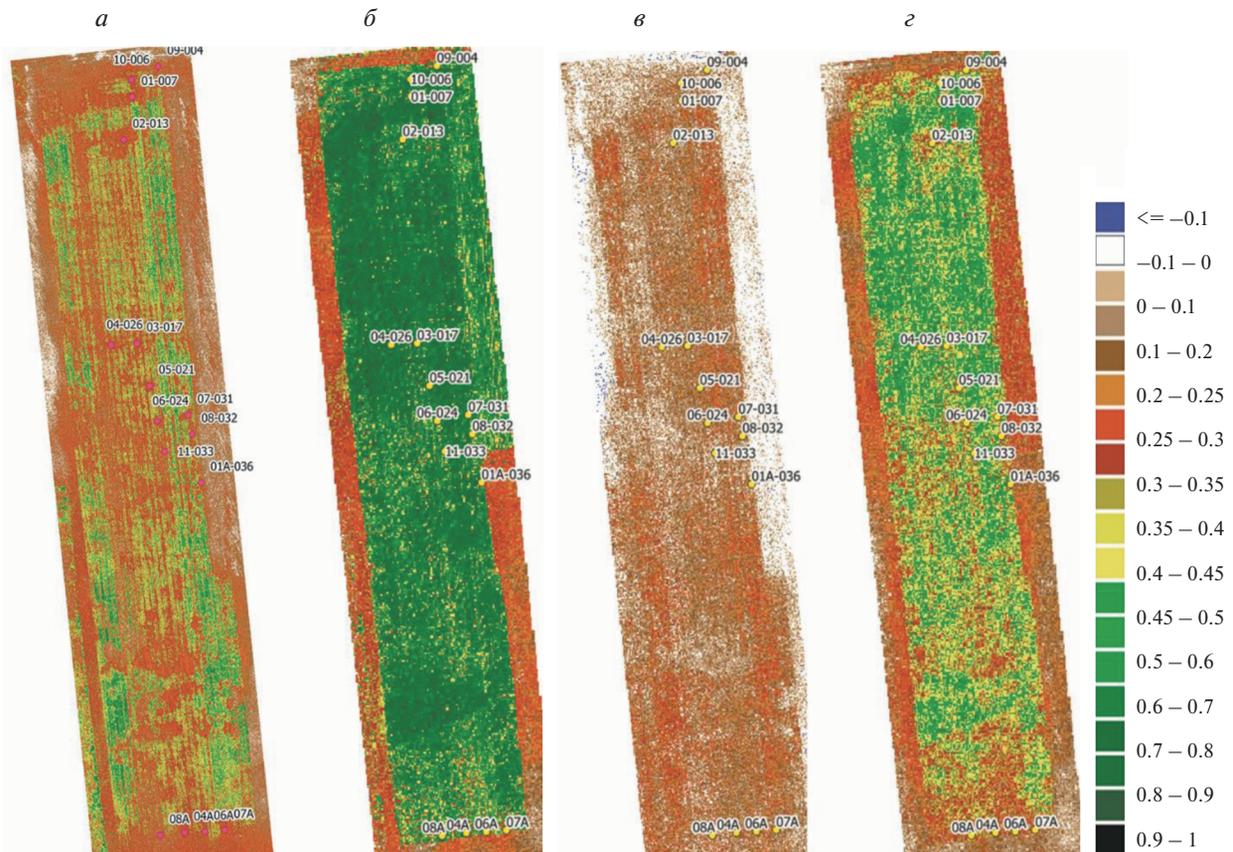


Рис. 3. Динамика роста культуры тритикале по характеристикам съемки БС: а – NDVI, 03.10. 2018; б – NDVI, 05.06. 2019; в – NDRE, 03.10. 2018; г – NDRE, 05.06.2019.

рактические в соответствии с обозначениями таблицы 2:

– $NDVI = (NIR - RED) / (NIR + RED)$ – нормализованный разностный вегетационный индекс (рис. 3, а, 3, б);

– $NDRE = (NIR - RE) / (NIR + RE)$ – нормализованный разностный Red Edge индекс, аналогичный индексу FCI по используемым каналам и функционалу. (рис. 3, в, 3, г).

Нормализация данных индексов производится с целью уменьшения влияния атмосферы и для облегчения сравнения наборов данных различных измерений.

АНАЛИЗ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ РАДИОМЕТРИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ И ОЦЕНКА СОСТОЯНИЯ ПОСЕВОВ, А ТАКЖЕ НАЛИЧИЯ СОРНЫХ РАСТЕНИЙ НА ЗАДАНЫХ ПОЛЯХ.

Поле с посевом тритикале. В табл. 4 представлены данные наблюдений и измерений, проведенных методом эшелонированного мониторинга на поле тритикале в период 2018–2019 годов. Точки измерений выбраны в местах густого произраста-

ния сорняков. Оценка проективного покрытия (отношение проекций побегов и листьев вида к общей площади участка) производилось в процентах для наблюдений только за период 05–07.06. 2019 г. Нанесенные разметки станций наземных наблюдений представлены на рис. 2, 3 для опытного поля с культурой тритикале.

Наиболее показательным по решению задач распознавания с/х культур и сорняковых растений по данным БС считается индекс вегетации NDRE (Boiarskii, Hasegawa, 2019), что и было подтверждено результатом визуального анализа пространственного распределения каждого индекса в оригинальном масштабе съемок.

Сравнение построенных изображений всего набора вегетационных индексов (FCI, NDVI, SAVI, SIPI), рассчитанных по данным КА WorldView-3 для поля тритикале за 07 июня 2019, показало, что для идентификации сорняков наиболее перспективным является индекс FCI. При анализе индексов учитывались уровень детализации сорняковых зон при сопоставлении с данными наземных описаний. Также FCI имеет схожие характеристики спектральных диапазонов, в которых производится расчет индекса NDRE БС. Индекс

Таблица 4. Значения индексов вегетации в точках экспедиционных наблюдений на поле с культурой тритикале

№ точки	БВС					КА WorldView-3, 2019 год				Проективное покрытие (%)
	NDVI 2018	NDRE 2018	NDVI 2019	NDRE 2019	NDRE 2019 П	FCI	NDVI	SAVI	SIPI	
01-007	0.15	0.08	0.32	0.07	0.24	0.40	0.68	1.00	0.59	95
10-006	0.06	0.00	0.44	0.26	0.12	0.33	0.60	0.90	0.51	45
03-017	0.13	0.04	0.42	0.18	0.44	0.27	0.50	0.76	0.40	38
02-013	0.19	0.03	0.37	0.07	0.21	0.29	0.57	0.85	0.48	97
06-024	0.17	0.11	0.50	0.26	0.35	0.26	0.54	0.80	0.44	70
05-021	0.15	0.04	0.50	0.23	0.26	0.29	0.60	0.91	0.52	79
07-031	0.16	-0.02	0.31	0.10	0.29	0.27	0.51	0.77	0.42	41
04-026	0.11	0.01	0.41	0.24	0.36	0.33	0.61	0.91	0.51	96
11-033	0.16	0.00	0.54	0.33	0.33	0.31	0.56	0.84	0.47	30–80
08-032	0.11	0.00	0.35	0.06	0.28	0.25	0.47	0.71	0.39	38
07A	0.13	0.01	0.28	0.16	0.19	0.15	0.20	0.29	0.10	58
01A-036	0.11	0.01	0.32	0.12	0.15	0.25	0.41	0.61	0.32	40
04A	0.14	0.07	0.29	0.18	0.08	0.21	0.42	0.63	0.33	32
06A	0.11	0.01	0.24	0.10	0.19	0.20	0.28	0.42	0.19	30–70
09-004	0.12	0.02	0.26	0.10	0.13	0.30	0.59	0.88	0.50	28
08A	0.10	0.03	0.27	0.17	0.15	0.21	0.33	0.49	0.24	25

SIPI по всем точкам обследования сорняков повторяет значения NDVI с диапазоном значений 0.1. Индексы NDVI, SAVI и SIPI имеют одинаковые тенденции изменений значений для точек табл. 4. Функционально для решения заданной задачи эти индексы не отличаются от NDVI, который, в свою очередь имеет слабоградиентное поле в диапазоне значений 0.4–0.6 для всей растительности (тритикале – сорняки) и не может использоваться для пороговой идентификации сорняковых зон. Следует отметить, что на поле № 1 существуют участки с сорняками (точки 10-006, 05-021, 04-026 и 09-004), которые для каждого индекса КА WorldView-3 имеют примерно одинаковые значения в разнице в диапазоне 0.04.

Для упрощения сравнения однотипных по используемым каналам многоспектральной съемки индексов была проведена процедура передискретизации. Для индекса NDRE БВС пространственное разрешение пикселей (0.03 м) было приведено к разрешению FCI КА WorldView-3 (2 м). Пример передискретизации для индекса NDRE 2019 приведен на рис. 2, в–г). В столбце “NDRE 2019 П” табл. 4 приведены значения индекса NDRE П для всех станций наземных наблюдений. Разница в значениях индексов FCI и NDRE П для девяти точек из 17 сократилась до диапазона 0.04. В 3 точках значения исходного NDRE превысили NDRE П., что подтверждает мозаичность внутри самого участка сорняков. Был проведен корреляционный анализ численных значений индексов FCI и NDRE. При общем количестве выборки из 4751 пар значений коэффициент

корреляции составил 0.85883. Доверительный интервал коэффициента корреляции определяется диапазоном значений 0.85879–0.85888 при вероятности 95%. Значения полученных статистических характеристик подтверждают значимую связь между рядами двух индексов. Таким образом, использование результатов передискретизации доказывает сходство индексов FCI, NDRE 2019, полученных по съемкам с разницей в два дня при одинаковых погодных условиях.

Анализ полей распределения индексов FCI и NDRE (рис. 2, б, 2, в) в оригинальных масштабах показал, что различия пространственного разрешения съемочной аппаратуры КА и БВС обуславливают генерализованное изображение по спутниковой съемке и детализированное по БВС. Индекс NDRE в точках наземных наблюдений сорняков имеет значения 0.07–0.35, в зонах культуры тритикале – 0.30–0.60. Для идентификации сорняков на поле № 1 в этот период вегетации не удастся обозначить порог. Выявленным признаком сорняковых точек является их расположение в зонах наиболее больших градиентов индекса NDRE в диапазоне измеренных значений 0.00–0.35. Этот признак указывает, в первую очередь на неоднородность типов поверхности вблизи очага сорняков при большом проективном покрытии растений, а также внутри самого очага с захватом оголенной почвы. Для индекса FCI в зоне сорняка отмечаются значения 0.20–0.40, в зонах культуры тритикале – 0.30–0.45. То есть FCI имеет более сглаженное поле значений с большим перекрытием диапазона произрастания

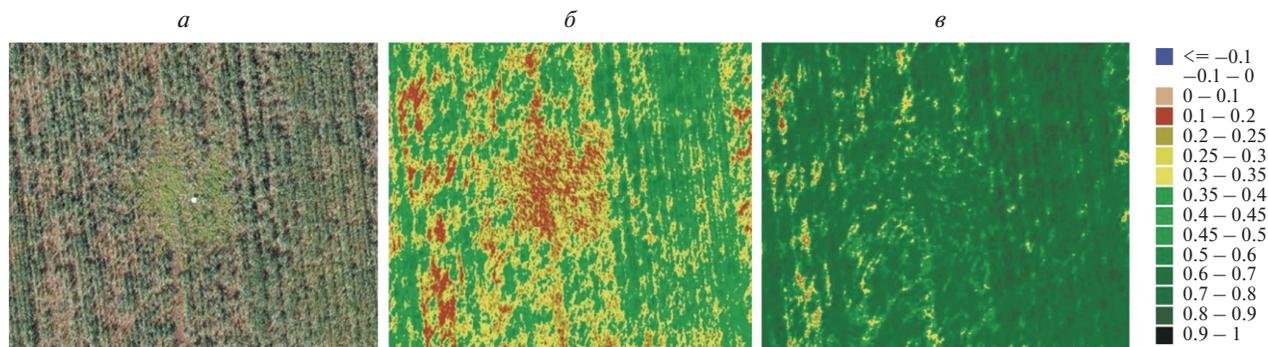


Рис. 4. Участок опытного поля с тритикале, точка № 05-021 по данным БВС: а – RGB-изображение, б – NDRE; в – NDVI БВС.

культуры и сорняков. Порог для идентификации сорняка по значениям FCI определить нельзя.

При сопоставлении восстановленных индексов вегетации по съемкам БВС 03 октября 2018 г. и 05–07 июня 2019 года удалось проследить некоторые базовые элементы построения методики распознавания сорняков. Всходы озимых полей тритикале (рис. 3, а, 3, в) весьма неравномерны и выражены четкими линиями посадок. В это время растение тритикале опережает сорные растения по всхожести, по высоте растений и ширине листа. Это показали наземные наблюдения опытного поля. Почвенный вспаханный слой обозначен значениями NDVI от 0.025 до 0.20 и значениями NDRE от -0.10 до 0.00 . Как показывают июньские индексы (рис. 3, б, 3, г, табл. 4), высокие значения индексов вегетации (NDVI – 0.60 ; NDRE – 0.45) присущи именно этим зонам оголенной почвы в октябре. То есть сорняки занимают свободные от посева пространства поля. Отслеживание изменений в значениях индексов NDRE и NDVI на различных стадиях созревания культур и развития сорняков (в данном случае, на стадиях всхода озимых и колошения культуры тритикале) повышает достоверность идентификации сорняковых растений на полях по данным ДЗЗ, а его результаты дают основание для использования динамического подхода к созданию маски засоренности полей. Важным аспектом при анализе типов растений является наличие спектральных образов этих растений, относящихся к определенным фазам развития сельскохозяйственных культур и сорняков.

На рис. 4 представлены восстановленные характеристики опытного поля тритикале вблизи точки № 05-021 по данным БВС в крупном масштабе. Как видно из рис. 4, а, вблизи данной точки с абсолютным преобладанием по численности (до 208 экз./ m^2) и по проективному покрытию территории (до 65%) сорняка смолевки карликовой визуально даже на синтезированном RGB изображении легко распознается сорняк. При

этом важную роль для идентификации сорняка играет текстура изображения, создаваемая именно индексом NDRE растения смолевки и просветами почвы (рис. 4, б). Поэтому в сорняковом очаге нет повышенных значений спектральной яркости, которые следовало ожидать по полученному на основе измерений спектрометра PSR-1100 спектральному образу смолевки карликовой. Количественные характеристики значений индексов NDRE (0.23) и FCI (0.29) NDRE П (0.26) близки (табл. 4), но не позволяют идентифицировать сорняк на поле тритикале по пороговой методике. Поэтому невозможно построение маски сорняков по вегетационным индексам на всем поле № 1. Индекс NDVI БВС (рис. 4, в), в этом случае, не позволяет распознать сорняковые зоны. По данным многоспектральной съемки БВС наилучшее распознавание сорняковых видов растительности на фоне культуры тритикале на поле происходит по индексу NDRE, в то время как индекс NDVI не дает значимых результатов.

На рис. 5 представлен участок опытного поля в районе точки наблюдений 06-А. На фотографии 5, а видно распределение сорняковых растений между рядами культуры тритикале в следующем порядке: на первом плане – ширица жминдовидная, преобладающее по высоте растение – латук татарский, на заднем плане – смолевка карликовая. На рис. 5, б показана векторная маска сорняка, рассчитанная по данным радиометра БВС на основе выбранного локального порога индекса вегетации NDRE, нанесенная на RGB-изображении.

Подобная маска, рассчитанная по оперативным данным БВС, может стать одним из показателей наличия сорняков на полях сельхозкультур в текущий момент времени и фазы развития растений. Таким образом, используя динамические пороги, возможно разработать маску сорняка для наиболее популярных типов культур и сорняков в зависимости от фазы вегетации растений, а также мест произрастания.

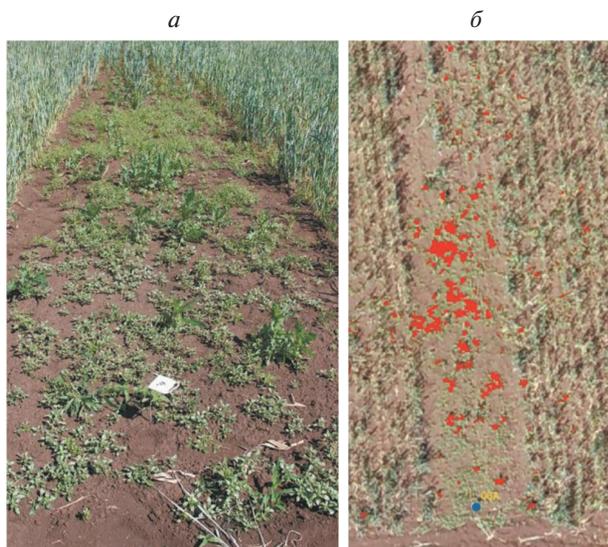


Рис. 5. Участок опытного поля тритикале, точка 06-А: *а* – фотосъемка участка, *б* – маска сорняка по данным БВС.

Паровое поле. Выделение сорняков на паровом поле зависит, в первую очередь, от надежной идентификации типа поверхности “Вспаханный почвенный покров поля” (почва). Обнаруженный растительный покров на паровом поле относится к типу сорняк. Для идентификации сорняков на паровом поле были проанализированы индексы, рассчитанные по космической съемке и съемке БВС, а именно, NDVI, FCI, NDRE, NDSI, SAVI и OSAVI.

Размещение точек наземных наблюдений на паровом поле представлено на изображении индекса NDRE БВС (6а). По данным БВС наблюдается большая зернистость на изображениях индекса

NDRE, связанная с неоднородностью почвы, большой увлажненностью и неравномерностью покрытия разреженной растительностью большого количества разных сорняков (рис. 6). Поэтому для решения задач точного земледелия важно учитывать масштаб участков обработки полей, чтобы избежать излишний уровень детализации и выбрать правильный индекс. С этой точки зрения, использование NDRE БВС для парового поля не всегда обосновано.

На рис. 7, *а* представлена маска сорняков парового поля, построенная по пороговым значениям индексов NDRE БВС. Растительный покров отделялся от открытых почвенных участков поля по пороговому значению NDRE равному 0.15. Значения NDRE ниже 0.15 соответствуют почвенному покрову с незначительными очагами разреженной растительности (светло-бежевый цвет), значения, лежащие в диапазоне от 0.15 до 1, соответствуют растениям, в данном случае – маске сорняка (красный цвет).

Были рассчитаны также численные значения индексов по спутниковой съемке KA WorldView-3 в каждой точке наблюдений (табл. 5). Оценка обилия для парового поля в табл. 5 произведена по шкале обилия Друде. При оценке обилия по шкале Друде приняты обозначения: сор. 3 (очень много) при среднем наименьшем расстоянии между растениями 0–0.2 м, сор. 2 (много) – 0.2–0.4 м, сор. 1 (довольно много) – 0.4–1 м, Sp. (спорадично, единично, редко) – 1–1.5 м. Точки наземных наблюдений 3, 5, 6, 7, 13 находятся в зонах типа “растительность” по значениям NDVI KA WorldView-3 больше 0.4 что подтверждается оценкой обилия “много” и “очень много”. Остальные точки наблюдений находятся в зонах разреженной растительности с преобладанием почвенного покрова. Следует отметить, что вегетационные

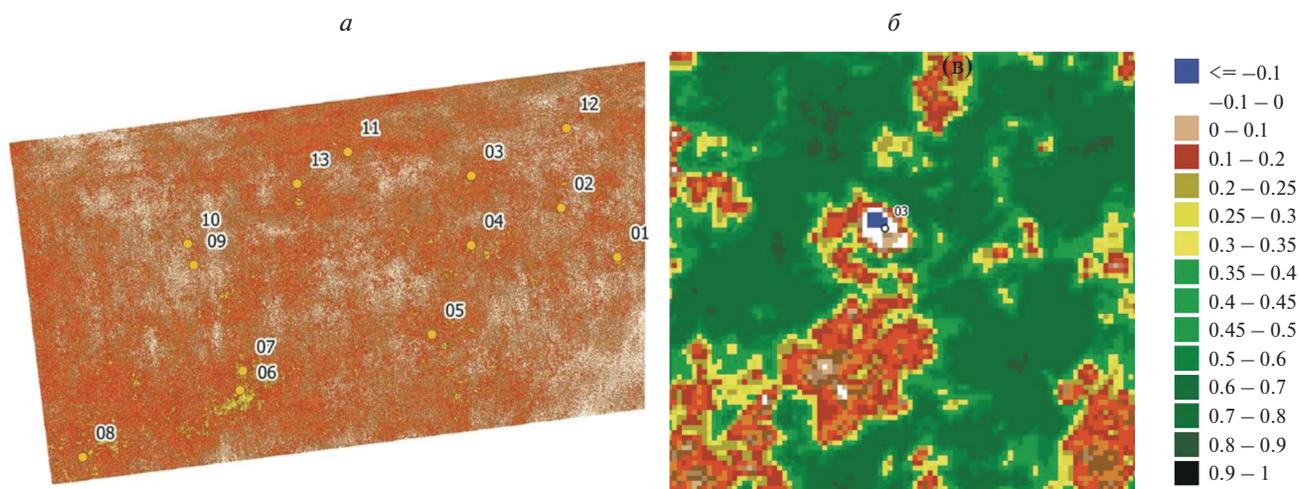


Рис. 6. Индекс NDRE (БВС) *а* – поле под паром, *б* – в окрестностях точки № 3.

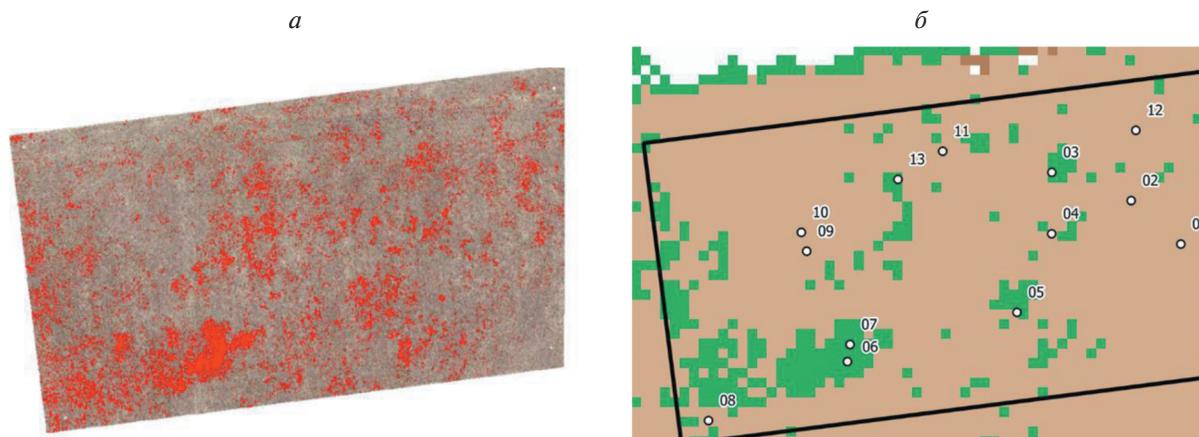


Рис. 7. Маска сорняка парового поля по пороговым значениям *a* – индекса NDRE БВС; *б* – индекса NDSI КА WorldView-3.

индексы, рассчитанные по космической съемке, работают для территорий с разреженным растительным покровом плохо из-за большего влияния в спектре отражения компонентов почвы.

Поэтому были выбраны индексы SAVI и OSAVI, корректирующие (минимизирующие влияние почвы). Анализ данных табл. 5 позволяет сделать вывод, что для борьбы с сорняками на поле, находящемся под паром, почвенный индекс NDSI является наиболее показательным и удобным благодаря пороговому значению близкому к нулю (в данном случае, 0.025). Основная задача построения маски по данным почвенного индекса NDSI – выделение наиболее густых зарослей сорняков на паровом поле. Маска сорняков, построенная по индексу NDSI, дана на рис. 7, *б* (зеленый цвет).

Ориентируясь на результаты идентификации сорняка по данным NDRE БВС, были получены также пороговые значения масок сорняка для индексов SAVI (0.64) и OSAVI (0.50).

В табл. 6 представлены рассчитанные значения площадей как характеристики фитосанитарного состояния полей № 1 и № 2 по данным БВС и КА WorldView-3 в разные периоды съемки. В этой таблице также приведены пороговые значения для идентификации растительного и почвенного покрова. В случае опытного поля № 2 приведенные пороговые значения индексов отделяют сорняки от почвы.

Качество идентификации сорняков по индексам КА WorldView-3 оценивается по численному

Таблица 5. Значения индексов по данным КА WorldView-3 в точках экспедиционных наблюдений на поле под паром, июнь 2019 г.

Номер точки	КА WorldView-3					Оценка обилия сорняков
	NDVI	FCI	SAVI	OSAVI	NDSI	
01	0.35	0.19	0.52	0.41	0.00	сор. 1–сор. 2
02	0.38	0.19	0.57	0.44	0.02	сор. 1
03	0.46	0.24	0.60	0.53	0.04	сор. 2–сор. 3
04	0.31	0.18	0.47	0.36	–0.00	сор. 1
05	0.40	0.22	0.59	0.46	0.02	сор. 3
06	0.69	0.29	1.03	0.80	0.09	сор. 3
07	0.66	0.28	0.98	0.76	0.08	сор. 3
08	0.36	0.20	0.53	0.41	–0.02	сор. 2
09	0.27	0.19	0.40	0.31	–0.00	сор. 1
10	0.31	0.20	0.46	0.35	0.00	сор. 1
11	0.32	0.19	0.47	0.36	0.01	сор. 1
12	0.32	0.20	0.47	0.37	–0.00	сор. 1
13	0.47	0.25	0.71	0.55	0.03	сор. 1–сор. 2

Таблица 6. Площади растительного и почвенного покрова на опытных полях в разные периоды съемки ДЗЗ

Дата съемки	Индекс	Пороговое значение	Наименование поля	Тип поверхности	Площадь	
					(м ²)	(%)
03.10.2018	NDRE БВС	0.15	Поле тритикале №1	Почва Растения	18551 397	97.90 2.10
05.06. 2019	NDRE БВС	0.15	Поле тритикале №1	Почва Растения	6802 12162	35.87 64.13
05.06. 2019	NDRE БВС	0.15	Паровое поле №2	Почва Растения	6163 857	87.79 12.21
07.10.2019	SAVI WorldView-3	0.64	Паровое поле №2	Почва Растения	6124 848	87.74 12.16
07.06. 2019	OSAVI WorldView-3	0.50	Паровое поле №2	Почва Растения	6172 800	88.53 11.47
07.06. 2019	NDSI WorldView-3	0.025	Паровое поле №2	Почва Растения	6028 944	86.46 13.54

показателю площадей типов поверхностей, определяемых по каждому набору данных, при сравнении с площадью маски NDRE БВС, построенной по данным сверхвысокого пространственного разрешения (0,03 м). Разница в площадях составляет 10.2% для NDSI, – 1.1% для SAVI, – 6.6% для OSAVI от 100% площади NDRE. С учетом точности съемки КА WorldView-3 (6.5 м) и большим по-пиксельным захватом территории (2 м) представленные индексы являются эффективными для идентификации сорняка на полях под паром.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе проведено сравнение различных вегетационных и почвенных индексов по выявлению степени засоренности посевов культуры на опытных полях методом эшелонированного мониторинга. По спектральным индексам ДЗЗ и полевым описаниям сорняков получены характеристики фитосанитарного состояния полей полигона Самарской области на период проведения съемок.

В итоге проведенного исследования и анализа полученных результатов также можно сделать следующие выводы:

- для распознавания сорняков на опытном поле, засеянном сельскохозяйственными культурами, наилучшие результаты показали данные многоспектральной съемки с БВС, а именно индекс NDRE;
- для распознавания сорняковых растений по данным многоспектрального спутникового зондирования при наличии диапазонов 0.705–0.745 и 0.77–0.895 (мкм) наиболее подходит индекс FCI;
- рассчитанные по спутниковой съемке почвенный индекс NDSI и корректирующие влияние

почвы индексы SAVI и OSAVI являются эффективными для маскирования сорняков на поле под паром;

– обнаруженные изменения в значениях индексов NDRE и NDVI по данным БВС на различных стадиях созревания культур и развития сорняков (в данном случае, на стадиях всхода озимых и колошения культуры тритикале) дают возможность разработать динамический подход к созданию маски для выявления засоренности полей методом эшелонированного мониторинга;

– при разработке метода построения маски засоренности опытного поля с культурой тритикале по данным спектрального индекса NDRE БВС рекомендуется учитывать выявленный признак, а именно, расположение сорняка в зонах наиболее больших градиентов индекса NDRE БВС, а также возможность применения пороговой методики совместно с проведением текстурного анализа.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают искреннюю благодарность Самарскому государственному аграрному университету за разрешение и активное содействие в проведении научных исследований на опытных полях полигона.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Зубарев Ю.Н., Фомин Д.С., Чащин А.Н., Заболотнова М.В.* Использование беспилотных летательных аппаратов в сельском хозяйстве // Вестник Пермского федерального исследовательского центра. 2019. № 2. С. 47–51. <https://doi.org/10.7242/2658-705X/2019.2.5>
- Каплин В.Г., Корнилов Т.В., Кочин Д.А., Федченко В.Г., Чичкова Е.Ф.* Эшелонированный мониторинг посевов сельскохозяйственных культур в лесостепи Самарской

- области // Труды Военно-космической академии имени А.Ф. Можайского. Вып. 674. 2020. С. 195–199.
- Корнилов Т.В., Лысов А.К. Цифровые технологии дистанционного мониторинга для дискретного внесения средств защиты растений // Технологии и технические средства механизированного производства продукции растениеводства и животноводства. 2019. № 98. С. 17–27.
- Крючков А.А., Шнедт А.А., Шевырногов А.П. Информативность спектральных вегетационных индексов для оценки засоренности посевов сельскохозяйственных культур по наземным и спутниковым данным // Исслед. Земли из космоса. 2021. № 3. С. 55–66. <https://doi.org/10.31857/S0205961421030076>
- Письман Т.И., Ерунова М.Г., Ботвич И.Ю., Емельянов Д.В., Кононова Н.А., Бобровский А.В., Шпанев А.М. Отечественный и зарубежный опыт применения гербицидов в системе точного земледелия // Агрофизика. 2016. № 2. С. 24–34.
- Boiarskii B., Hasegawa H. Comparison of NDVI and NDRE Indices to Detect Differences in Vegetation and Chlorophyll // Content. International Conference on Applied Science, Technology and Engineering / J. Mech Continua Math. Sci. Special Issue. 2019. V. 4. P. 20–29. <https://doi.org/10.26782/jmcms.spl.4/2019.11.00003>.
- Gitelson A.A., Merzlyak M.N. Remote estimation of chlorophyll content in higher plant leaves // Int. J. Remote Sens. 1997. V. 18. P. 2691–2697.
- Huete A.R. A soil-adjusted vegetation index (SAVI) // Remote Sens. Environ. 1988. V. 25. P. 295–309.
- Hunt J., Raymond E., Daughtry C., Eitel J., Long D. Remote Sensing Leaf Chlorophyll Content Using a Visible Band Index // J. Agronomy. 2011. V. 103. 1090–1099.
- Karlson M., Ostwald M., Reese, H., Bazié H.R., Tankoano B. Assessing the potential of multi-seasonal Worldview-2 imagery for mapping west african agroforestry tree species // Int. J. Appl. Earth Obs. Geoinf. 2016. V. 50. P. 80–88.
- Ozdemir I., Karnieli A. Predicting forest structural parameters using the image texture derived from Worldview-2 multispectral imagery in a dryland forest // Int. J. Appl. Earth Obs. Geoinf. 2011. V. 13. P. 701–710.
- Penuelas J., Baret F., Filella I. Semi-Empirical Indices to Assess Carotenoids/Chlorophyll-a Ratio from Leaf Spectral Reflectance // Photosynthetica. 1995. V. 31. P. 221–230.
- Railyan V.Y., Korobov R.M. Canonical correlation relationships among spectral and phytometric variables for twenty winter wheat fields // Remote Sens. Environ. 1993. V. 43. P. 1–10. [https://doi.org/10.1016/0034-4257\(93\)90059-7](https://doi.org/10.1016/0034-4257(93)90059-7)
- Railyan V.Y., Korobov R.M. Red edge structure of canopy reflectance spectra of triticale // Remote Sens. Environ. 1993. V. 46. P. 173–182. [https://doi.org/10.1016/0034-4257\(93\)90093-D](https://doi.org/10.1016/0034-4257(93)90093-D)
- Rondeaux G., Steven M., Baret F. Optimization of soil-adjusted vegetation indices // Remote Sens. Environ. 1996. V. 55. P. 95–107.
- Rouse J.W., Haas R.H., Schell J.A., Deering D.W. Monitoring vegetation systems in the great plains with ERTS /Third ERTS Symposium. NASA SP-351. 1973. V. 1. P. 309–317.
- Sua J., Yib D., Coombesc M., Liuc C., Zhaia X., McDonald-Maiera K., Chenc W. Spectral analysis and mapping of blackgrass weed by leveraging machine learning and UAV multispectral imagery // Comput. Electron. Agri. 2022. V. 192. <https://doi.org/10.20392/045cd572-ec8-4dfd-b003-c0d0c621510e>

Assessment of the Phytosanitary Condition of the Fields of the Samara Test Site According to Tiered Monitoring Data

E. F. Chichkova¹, D. A. Gryadunov², V. V. Zaitsev¹, V. G. Kaplin³, and D. A. Kochin¹

¹Saint Petersburg State University of Aerospace Instrumentation, Saint Petersburg, Russia

²Limited Liability Company PTERO, Moscow, Russia

³All-Russian Research Institute of Plant Protection, Pushkin, Russia

The assessment of the phytosanitary condition of experimental fields with triticale (*Triticum secale*) and fallow field was carried out by the method of tiered monitoring. The possibilities of using spectral indices calculated from the multispectral survey data from the WorldView-3 satellite and indices from the survey of an unmanned aerial vehicle (UAV) have been investigated. A comprehensive analysis of the data obtained simultaneously for three level of monitoring (ground-based spectroradiometric measurements and descriptions, multispectral survey of UAVs, space survey) in the period from 05 to 07 June 2019, allowed us to obtain spatial characteristics of the density and distribution of weeds. The results of comparing the threshold values of vegetation indices according to UAV data in October 2018 and in June 2019 make it possible to use a dynamic approach to creating a mask to identify weed infestation of fields depending on the phase of vegetation of cultivated plants, as well as their places of growth. A comparison of various vegetation and soil indices was carried out to identify the degree of weed infestation of crops in experimental fields. The Normalized Difference Red Edge Index of the UAV showed the best results in detecting weeds in the field under crops. To mask weeds in a fallow field, the soil index and soil-adjusted index obtained from satellite imagery are effective.

Keywords: multispectral survey, tiered monitoring, satellite data, identification, weeds, vegetation indices, soil index, aerial survey, unmanned aerial vehicle

REFERENCES

- Boiarskii B., Hasegawa H.* Comparison of NDVI and NDRE Indices to Detect Differences in Vegetation and Chlorophyll // Content. International Conference on Applied Science, Technology and Engineering / J. Mech Continua Math. Sci. Special Issue. 2019. V. 4. P. 20–29. <https://doi.org/10.26782/jmcms.spl.4/2019.11.00003>
- Gitelson A.A., Merzlyak M.N.* Remote estimation of chlorophyll content in higher plant leaves // Int. J. Remote Sens. 1997. V. 18. P. 2691–2697.
- Huete A.R.* A soil-adjusted vegetation index (SAVI) // Remote Sens. Environ. 1988. V. 25. P. 295–309.
- Hunt J., Raymond E., Daughtry C., Eitel J., Long D.* Remote Sensing Leaf Chlorophyll Content Using a Visible Band Index // J. Agronomy. 2011. V. 103. 1090–1099.
- Kaplin V.G., Kornilov T.V., Kochin D.A., Fedchenko V.G., Chichkova E.F.* Eshelonirovannyj monitoring posevov sel'sko-hozyajstvennykh kul'tur v lesostepi Samarskoj oblasti [Tiered monitoring of agricultural crops in the forest-steppe of Samara region] // Proceedings of the A.F. Mozhaysky Military-Space Academy. V. 674. 2020. P. 195–199. (In Russian)
- Karlson M., Ostwald M., Reese, H., Bazié H.R., Tankoano B.* Assessing the potential of multi-seasonal Worldview-2 imagery for mapping west african agroforestry tree species // Int. J. Appl. Earth Obs. Geoinf. 2016. V. 50. P. 80–88.
- Kornilov T.V., Lysov A.K.* Cifrovye tekhnologii distantsionnogo monitoringa dlya diskretnogo vneseniya sredstv zashchity rastenij [Digital technologies of remote monitoring for discrete application of plant protection agents] // Technologies and technical means of mechanized production of crop and livestock production. 2019. № 98. P. 17–27. (In Russian).
- Kryuchkov A.A., Shpedt A.A., Shevyrnogov A.P.* Informativnost' spektral'nykh vegetatsionnykh indeksov dlya otsenki zasorennosti posevov sel'skokhozyaystvennykh kul'tur po nazemnym i sputnikovym dannym [Informativ of Spectral Vegetation Indices for Assessing Weed Infestation of Agricultural Crops Based on Ground and Satellite Data] // Izvestiya, atmospheric and oceanic physics. 2021. № 3. P. 55–66. (In Russian). <https://doi.org/10.31857/S0205961421030076>
- Ozdemir I., Karnieli A.* Predicting forest structural parameters using the image texture derived from Worldview-2 multispectral imagery in a dryland forest // Int. J. Appl. Earth Obs. Geoinf. 2011. V. 13. P. 701–710.
- Penuelas J., Baret F., Filella I.* Semi-Empirical Indices to Assess Carotenoids/Chlorophyll-a Ratio from Leaf Spectral Reflectance // Photosynthetica. 1995. V. 31. P. 221–230.
- Pis'man T.I., Erunova M.G., Botvich I.Yu., Emel'yanov D.V., Kononova N.A., Bobrovskiy A.V., Shpanev A.M.* Otechestvennyy i zarubezhnyy opyt primeneniya gerbitsidov v sisteme tochnogo zemledeliya [Russian and foreign experience application of herbicides in the system of precision farming] // Agrophysics. 2016. № 2. P. 24–34. (In Russian)
- Railyan V.Y., Korobov R.M.* Canonical correlation relationships among spectral and phytometric variables for twenty winter wheat fields // Remote Sens. Environ. 1993. V. 43. P. 1–10. [https://doi.org/10.1016/0034-4257\(93\)90059-7](https://doi.org/10.1016/0034-4257(93)90059-7)
- Railyan V.Y., Korobov R.M.* Red edge structure of canopy reflectance spectra of triticale // Remote Sens. Environ. 1993. V. 46. P. 173–182. [https://doi.org/10.1016/0034-4257\(93\)90093-D](https://doi.org/10.1016/0034-4257(93)90093-D)
- Rondeaux G., Steven M., Baret F.* Optimization of soil-adjusted vegetation indices // Remote Sens. Environ. 1996. V. 55. P. 95–107.
- Rouse J.W., Haas R.H., Schell J.A., Deering D.W.* Monitoring vegetation systems in the great plains with ERTS /Third ERTS Symposium. NASA SP-351. 1973. V. 1. P. 309–317.
- Sua J., Yib D., Coombes M., Liuc C., Zhaia X., McDonald-Maiera K., Chenc W.* Spectral analysis and mapping of blackgrass weed by leveraging machine learning and UAV multispectral imagery // Comput. Electron. Agri. 2022. V. 192. <https://doi.org/10.20392/045cd572-ecc8-4dfd-b003-c0d0c621510e>.
- Zubarev Yu.N., Fomin D.S., Chashchin A.N., Zabolotnova M.V.* Ispol'zovanie bespilotnykh letatel'nykh apparatov v sel'skom khozyaystve [The use of unmanned aerial vehicles in agriculture] // Vestnik Permskogo federal'nogo issledovatel'skogo tsentra. 2019. № 2. P. 47–51. (In Russian). <https://doi.org/10.7242/2658-705X/2019.2.5>

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

**СПУТНИКОВОЕ КАРТОГРАФИРОВАНИЕ ДИНАМИКИ ПЛОЩАДИ
ЕСТЕСТВЕННЫХ ФИТОЦЕНОЗОВ ПРИБРЕЖНОЙ ПОЛОСЫ
РЕКИ ЯСЕЛЬДА**

© 2022 г. А. А. Яновский*

ГНУ “Институт природопользования НАН Беларуси”, Минск, Республика Беларусь

*E-mail: yanouski@ya.ru

Поступила в редакцию 23.05.2022 г.

Описаны методические основы и результаты картографирования динамики площади естественных фитоценозов пойменных болот реки Ясельда на территории биологического заказника “Споровский”. Показано ежегодное существенное сокращение их площади вследствие изменения водного режима и трофности реки. Установлено, что точность радиометрической нормализации путем коррекции смещения значений пикселей относительно ноля для атмосферно скорректированных снимков Sentinel-2 пойменного торфяника можно оценить по разности между базовым и нормализуемым снимками значений стока реки за месяцы вегетации.

Ключевые слова: спутниковое картографирование, фитоценозы пойменных болот, радиометрическая нормализация спутниковых снимков, Sentinel-2

DOI: 10.31857/S0205961422050098

ВВЕДЕНИЕ

На всей территории Беларуси в результате существенного сокращения сенокоса и выпаса скота на участках лугов, особенно мелкоконтурных и нарушения водного режима пойменных болот происходит их зарастание древесно-кустарниковой растительностью и крупнотравьем (НСМОС, 2021). С точки зрения сельского хозяйства данный процесс является негативным, поскольку, несмотря на существенный рост продуктивности сообществ, в большинстве случаев их кормовая ценность снижается, поскольку даже при отсутствии древесно-кустарниковой растительности росту низовых бобовых и злаковых трав препятствует постепенно увеличивающийся слой травяного опада. В результате резко снижается обилие ценных кормовых видов, вплоть до их полного исчезновения. Однако с точки зрения экологии зарастание лугов является естественной сукцессией, приводящей к появлению более устойчивых экосистем. Для участков особо охраняемых природных территорий (ООПТ), на которых запрещен выпас скота и сенокосение, данная сукцессия на первый взгляд является положительным явлением, а ее необратимость стабилизирует дальнейшее существование ООПТ. Вместе с тем, луга Полесья образовались в результате нарушения водного режима, а в некоторых случаях также эвтрофикации болотных экосистем, которые для водно-болотных ООПТ и явля-

ются целевыми для сохранения климаксными биогеоценозами. Таким образом, для территорий ООПТ необходимо восстановление и/или сохранение естественных фитоценозов пойменных болот, прежде всего осоковых фитоценозов, и одинаково неприемлемо как возобновление сенокосения и выпаса скота, так и зарастание лугов.

В данной работе выполнено картографирование пятилетней динамики сокращения площади естественных фитоценозов пойменных болот реки Ясельда на территории биологического заказника “Споровский” для ширины прибрежной полосы 50 и 100 м, от пересечения поймы Ясельды границей Дрогичинского и Березовского районов Брестской области (рядом с деревней Высокое) до озера Споровское. Выбор указанного начала участка поймы обусловлен проведением в пойме реки Ясельда в 2015–2017 гг. вверх по течению от рассматриваемой территории исследования промышленной заготовки фитомассы (Груммо и др., 2019) и ежегодно проводимым Споровским заказником спортивным сенокосением возле деревни Высокое. Выбор ширины исследуемой прибрежной полосы связан с минимальной шириной водоохранной зоны реки Ясельда. Согласно Водному кодексу Республики Беларусь, река Ясельда относится к средним рекам (Водный кодекс, 2014, статья 5). Для средних рек, согласно Водному кодексу, минимальная ширина прибрежной полосы равна 100 м (Водный кодекс,

2014, статья 52). В пределах данной полосы запрещена сельскохозяйственная деятельность за исключением заготовки фитомассы.

ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕРРИТОРИИ ИССЛЕДОВАНИЯ

Споровский заказник занимает площадь 19384 га и является первой территорией в Республике Беларусь, получившей международный статус охраны Рамсарского угодья. Основу заказника составляет комплекс низинных пойменных болот — Споровские болота, расположенные в пойме реки Ясельда по обе стороны русла. Споровские болота являются одним из крупнейших в Полесье массивом низинных болот, которые на многих участках сохранились в малонарушенном виде.

Река Ясельда берет начало из болота Дикое (Пружанский район Брестской области Беларуси) и впадает в реку Припять. Общая длина реки после ее спрямлений на отдельных участках составляет около 226 км, площадь водосбора — 7790 км². В пойме реки создано водохранилище Селец. В пределах заказника долина реки неясно выраженная с преобладающей шириной 6–8 км. Склоны пологие, правый умеренно крутой с наличием террас. Высота склонов 2–8 м. Пойма двухсторонняя, реже чередующаяся по берегам, преобладающая ширина 0.8–1.2 км, наименьшая 100 м. На территории исследования русло реки Ясельда меандрирующее, сильно заросшее водной растительностью, ширина составляет 10–80 м. Места оно разделяется на отдельные протоки и образует небольшие затопляемые острова. Берега низкие, заболоченные, вдоль русла располагаются преимущественно заросли тростника. В средней части заказника река протекает через зарастающее мелководное озеро Споровское (площадь 11.5 км², средняя глубина 1.4 м) (Природа Беларуси, 2010).

До 1960-х годов водный режим реки Ясельда характеризовался длительным и высоким весенним половодьем, летней меженью и редкими дождевыми паводками в течение лета. Последующая мелиорация более 30% водосбора реки Ясельда, спрямление ее практически на всем протяжении от истока до границы заказника, строительство водохранилища и рыбхоза “Селец” привели к существенному уменьшению максимальных расходов воды, увеличению летнего меженного стока и длительным наводнениям за счет сброса воды из прудов рыбхоза в период облова в июле-августе, а также интенсивному зарастанию русла реки на территории заказника вследствие эвтрофикации. В годы с недостатком воды на заполнение прудов и водохранилища из реки Ясельда забирается ее большее количество, в результате чего в расположенном ниже по течению заказнике уро-

вень воды понижается еще в большей степени. Во влажные годы наоборот водохранилище и рыбхоз сбрасывают дополнительное количество воды, богатой биогенными элементами, что приводит к затоплению поймы на длительный период. В результате, пойма Ясельды на территории заказника зарастает устойчивым (при условии достаточного минерального питания (Haslam, 1970)) к колебанию уровня грунтовых вод тростником, а на участках с устойчивым снижением уровня грунтовых вод — ивняками. В прибрежной полосе реки происходит утрата естественных осоковых фитоценозов пойменных Споровских болот, для охраны которых и создан Споровский биологический заказник.

ПОДБОР СПУТНИКОВЫХ СНИМКОВ, ИХ РАДИОМЕТРИЧЕСКАЯ КОРРЕКЦИЯ И КОРЕГИСТРАЦИЯ

Работа выполнена по снимкам спутников серии Sentinel-2.

Серия спутников Sentinel-2 представлена двумя околополярными находящимися на одной орбите спутниками-близнецами (2A и 2B), расположенными на угловом расстоянии 180° друг от друга. Каждый спутник серии Sentinel-2 содержит единственный мультиспектральный прибор — Multi-spectral Instrument (MSI), который регистрирует излучение в 13 спектральных каналах видимого диапазона и ближнего и коротковолнового ИК-диапазонов спектра (табл. 1).

Снимки Sentinel-2 уровня обработки 1C (идентификатор тайла — T35ULU), безоблачные для территории исследования с датами съемки в диапазоне 01.08–25.08 2015–2019 гг., подобрали с помощью web-интерфейса Copernicus Open Access Hub (Copernicus Open Access Hub, 2021). Итоговые отобранные снимки попадают в интервал 17 дней августа с датами съемки: 08.08.2015, 08.18.2015, 25.08.2016, 12.08.2017, 10.08.2018 и 25.08.2019.

Снимки Sentinel-2 уровня обработки 1C являются орторектифицированными изображениями, представленными значениями коэффициента отражения на уровне апертуры радиометра с субпиксельной точностью совмещения спектральных каналов. Атмосферную коррекцию выполнили с помощью программы обработки Sen2Cor версии 2.9 (Sen2Cor, 2021). Атмосферная коррекция процессора Sen2Cor основана на алгоритме “Атмосферная/топографическая коррекция спутниковых снимков” (ATCOR) (Richter, Schläpfer, 2016) и использует модель переноса излучения LIBRADTRAN (Mayer, Kylling, 2005). Все параметры атмосферных газов и аэрозолей либо определяются непосредственно алгоритмом, ли-

Таблица 1. Спектральные каналы спутников серии Sentinel-2 (S2A и S2B)

Номер канала	S2A		S2B		Пространственное разрешение, м
	центральная длина волны, нм	ширина канала 0.5 max, нм	центральная длина волны, нм	ширина канала 0.5 max, нм	
1	442.7	21	442.2	21	60
2	492.4	66	492.1	66	10
3	559.8	36	559.0	36	10
4	664.6	31	664.9	31	10
5	704.1	15	703.8	16	20
6	740.5	15	739.1	15	20
7	782.8	20	779.7	20	20
8	832.8	106	832.9	106	10
8a	864.7	21	864.0	22	20
9	945.1	20	943.2	21	60
10	1373.5	31	1376.9	30	60
11	1613.7	91	1610.4	94	20
12	2202.4	175	2185.7	185	20

Таблица 2. Результаты последовательной корегистрации снимков Sentinel-2 на снимок с датой съемки 08.08.2015

Дата съемки	Смещение по долготе, м	Смещение по широте, м	Общее смещение, м	Оценка надежности значений смещения, %
25.08.2016	-3.09	-3.57	4.72	96.8
10.08.2018	2.62	1.37	2.96	96.2

бо фиксируются при некотором значении до запуска модели.

В работе использовали каналы с пространственным разрешением 10 и 20 м, последние привели к разрешению 10 м согласно (Brodu, 2017). Из дальнейших расчетов исключили пиксели с искаженными или вышедшими на насыщение значениями, а также облака и их тени.

Согласно текущей оценке качества продукта Sentinel-2 Level-1C (Jackson, 2022), круговая ошибка геопривязки без использования наземных контрольных точек полученных до августа 2021 снимков S2A составляет 1.2 пикселя, S2B – 1.5 пикселя при уровне доверительной вероятности 95%. Для коррекции субпиксельного смещения геопривязки снимков выполнили последовательную корегистрацию каждого снимка Sentinel-2 на снимок предыдущего года съемки, т.е. снимок за 2016 г. корегистрировали на снимок за 2015 г., за 2017 г. – на снимок за 2016 г. и т.д. Коррекцию смещения выполняли только в тех случаях, когда это приводило к увеличению сходства снимков в пределах окна их сравнения. Расчеты выполняли в командной строке языка программирования Python с использованием библиотеки arosics (Scheffler et al., 2017). Результаты расчетов приведены в табл. 2 и 3.

мог за 2016 г. корегистрировали на снимок за 2015 г., за 2017 г. – на снимок за 2016 г. и т.д. Коррекцию смещения выполняли только в тех случаях, когда это приводило к увеличению сходства снимков в пределах окна их сравнения. Расчеты выполняли в командной строке языка программирования Python с использованием библиотеки arosics (Scheffler et al., 2017). Результаты расчетов приведены в табл. 2 и 3.

ПОДСПУТНИКОВЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ И СОЗДАНИЕ ОБУЧАЮЩЕЙ ВЫБОРКИ

Подспутниковые исследования провели 29.07.2015 на участке торфяного месторождения Песчанка – открытом не облесенном низинном месторождении в естественном состоянии, расположенном в пойме реки Ясельда. Раститель-

Таблица 3. Результаты последовательной корегистрации снимков Sentinel-2 на снимок с датой съемки 18.08.2015

Дата съемки	Смещение по долготе, м	Смещение по широте, м	Общее смещение, м	Оценка надежности значений смещения, %
25.08.2016	-3.31	-2.44	4.11	96.5
10.08.2018	2.62	1.37	2.96	96.2

ность исследуемого участка месторождения представлена осоковыми, осоково-гипновыми и тростниковыми фитоценозами. Площадь участка составила 68 га.

Картографирование растительности территории исследования выполнили путем наземного обследования с последующим уточнением и экстраполяцией границ по спутниковым снимкам сверхвысокого пространственного разрешения. Для этого с GPS-навигатором прошли по границе тростниковых фитоценозов со стороны болота с записью треков, которые далее загрузили в Google Earth. Сопоставление в Google Earth расположения GPS-треков и границы расположенной на берегу реки Ясельда однородной по спектральным характеристикам растительности показало соответствие их локализации. Границу тростниковых фитоценозов со стороны реки Ясельда обвели непосредственно в программе Google Earth. Также прошли по границе оставшейся части участка подспутниковых исследований с осоковыми и осоково-гипновыми фитоценозами, при этом треки GPS-навигатором не записывали, поскольку данные фитоценозы с внешних сторон участка ограничены каналом, лесной растительностью и дорогой, границы которых хорошо видны на спутниковых снимках. Для исключения смешанных пикселей в переходной зоне между тростниковыми и прочими травянистыми фитоценозами при применении обучающей выборки к снимкам Sentinel-2 (поскольку снимки Sentinel-2 характеризуются существенно меньшим пространственным разрешением по сравнению со снимками Google Earth территории исследования), по обе стороны полученной по GPS-трекам границы тростниковых фитоценозов создали буферную зону.

Для экстраполяции результатов подспутниковых исследований на всю картографируемую пойму реки Ясельда рассчитали по каждому из снимков Sentinel-2 за 2015 г. трансформированный разностный индекс растительности – Transformed difference vegetation index (TDVI) (Bannari et al., 2002). TDVI разработан для преодоления недостатков нормализованного разностного индекса растительности – Normalized difference vegetation index (NDVI) (Tucker, 1979) как при частичном покрытии пикселя растительностью, когда его значение в значительной степени зависит от спектральных свойств почвы, так и при густом растительном пологе, когда NDVI выходит на насыщение (Bannari et al., 2002, Bannari et al., 2007). По ширине охватываемого диапазона проективного покрытия растительности TDVI существенно превосходит NDVI, при этом он характеризуется близкой к линейной зависимостью от величины проективного покрытия растительности (Bannari et al., 2007).

По снимкам Sentinel-2 индекс TDVI рассчитывается по формуле (1):

$$TDVI = 1.5 \times (ИК - К) / \left(\sqrt{ИК^2 + К + 0.5} \right), \quad (1)$$

где К, ИК – значения спектральных каналов 4 и 8А мультиспектрального прибора MSI спутников серии Sentinel-2.

Расчет индексов выполнили с помощью программы QGIS (QGIS, 2021).

Используя TDVI визуально сравнили эффективность разделения тростниковых и осоковых фитоценозов на диаграммах рассеяния, построенных по десяти возможным комбинациям TDVI и каждого канала MSI. Анализ показал, что наиболее эффективное разделение и компактная локализация данных фитоценозов на диаграмме рассеяния обеспечиваются комбинацией TDVI – канал 5 MSI, которую далее использовали при создании обучающей выборки для указанных тематических классов.

Полученную обучающую выборку дополнили участками с открытыми почвами и антропогенными объектами, открытой водной поверхностью, сомкнутой древесной растительностью, полигоны с которыми создали непосредственно по спутниковым снимкам разного пространственного разрешения. Также к тростниковым фитоценозам добавили древесно-кустарниковую форму ивняков. Таким образом, обучающая выборка для каждого из двух снимков Sentinel-2 за 2015 г., выбранных в качестве базовых, представила 5 тематических классов. Различия между обучающими выборками базовых снимков сосредоточились в классах “открытые почвы и антропогенные объекты” и “открытая водная поверхность”. В свою очередь каждая обучающая выборка содержала пиксели, центры которых попали внутрь полигонов выборки, а каждый пиксель содержал 10 значений используемых в работе спектральных каналов. В табл. 4 приведены характеристики обучающих выборок.

ТЕМАТИЧЕСКОЕ КАРТОГРАФИРОВАНИЕ

Для тематического картографирования прибрежной полосы реки Ясельда выбрали метод опорных векторов (support vector machines (SVM)), поскольку он более устойчив, чем большинство других методов классификации с обучением к уменьшению объема обучающей выборки, а также всегда находит не локальный, а именно глобальный минимум. Использована реализация SVM в библиотеке libSVM (Chang, Lin, 2011).

В качестве базисной функции (ядра) выбрали радиальную функцию, поскольку она в большинстве случаев обеспечивает лучшую точность модели и меньшую трудоемкость оптимизации значений ее параметров (Hsu et al., 2003). Приведе-

Таблица 4. Характеристики обучающих выборок

Базовый снимок	Число пикселей	Число полигонов	Площадь тематического класса, га				
			Класс 1	Класс 2	Класс 3	Класс 4	Класс 5
08.08.2015	46 318	42	19.1	96.2	139.2	76.1	126.6
18.08.2015	44905	33	19.1	96.2	137.7	64.0	132.0

Примечание: Класс 1 – тростник и древесно-кустарниковая форма ивняков;
 Класс 2 – осоковые фитоценозы;
 Класс 3 – сомкнутая древесная растительность;
 Класс 4 – открытые почвы и антропогенные объекты;
 Класс 5 – открытая водная поверхность.

ние исходных данных к одинаковым диапазонам значений не требовалось, поскольку значения коэффициента отражения уже находятся в диапазоне (0, 1). Определение спектральных каналов Sentinel-2, наиболее информативных в отношении тематического картографирования поверхности месторождения, не требовалось по причине относительно небольшого количества каналов и достаточно большого объема обучающей выборки.

Коррекцию несбалансированности численностей классов обучающей выборки выполнили путем умножения на веса, обратно пропорциональные численностям соответствующих классов и последующего приведения суммы весов к их сумме для сбалансированной выборки.

Для определения оптимальных значений параметров C и γ радиальной базисной функции при оценке точности классификации использовали коэффициент каппа (κ) (Cohen, 1960). Процедура оптимизации включала поиск по сетке с использованием мультипликативного шага, т.е. последующее значение рассчитывалось путем умножения значения шага на предыдущее значение. На первом этапе определения значений параметров C и γ использовали относительно большие (“грубые”) значения мультипликативного шага, равного для обоих параметров 10, для получения ориентировочных значений искомых параметров в диапазонах, соответственно, (0.01, 100) и (0.1, 1000). Далее использовали последовательное уточнение значений параметров C и γ , при этом на каждом последующем этапе уменьшали значение мультипликативного шага, а диапазон поиска значений параметров C и γ ограничивали окрестностями их значений, полученных на предыдущем этапе.

Оценка точности основывалась на перекрестной проверке на достоверность результатов классификации обучающей выборки. Использована 10-кратная перекрестная проверка, т.е. обучающая выборка разделялась на 10 равных частей, и модель обучалась на каждом из 10 сочетаний из 9 частей, используя оставшуюся часть выборки для оценки точности классификации. Итоговый показатель качества классификации рассчитыва-

ли как среднее арифметическое всех оценок точности классификации.

РАДИОМЕТРИЧЕСКАЯ НОРМАЛИЗАЦИЯ НА БАЗОВЫЕ СНИМКИ

Для применения результатов обучения SVM по снимку Sentinel-2 за 2015 г. к снимкам Sentinel-2 за остальные года выполнили их радиометрическую нормализацию к снимку за 2015 г. на основе псевдоинвариантных пикселей. Для оценки воспроизводимости результатов мониторинга нормализацию снимков за 2016–2019 гг. выполнили отдельно (независимо) к двум базовым снимкам за 2015 год. Для определения способа нормализации для каждой пары соответствующих каналов всех пар базового и нормализуемого снимков построили диаграммы рассеяния (рис. 1, а). Анализируя диаграммы рассеяния, можно заключить, что атмосферная коррекция с помощью программы обработки Sen2Cor 2.9 существенно устраняет различия масштабирования диапазонов их значений, поэтому для радиометрической нормализации атмосферно скорректированных снимков Sentinel-2 необходимо в основном скорректировать общее смещение значений пикселей относительно нуля. На рис. 1 нормализация показана на примере одного канала.

Выделение псевдоинвариантных пикселей провели на парах соответствующих каналов пар снимков для территории полигонов обучающей выборки. Псевдоинвариантными считали пиксели, попавшие в буферную зону вдоль прямой с углом наклона в 45° , проходящей через центроид данных пикселей. Оптимальная ширина буферной зоны определялась путем итерационного ее изменения с расчетом значения коэффициента линейной корреляции для попавших в буферную зону пикселей. Определялась такая ширина зоны, для которой значение коэффициента линейной корреляции и число псевдоинвариантных пикселей, находящиеся в обратной зависимости, превышают заданные пороговые значения. Пороговые значения коэффициента линейной корреляции и числа псевдоинвариантных пикселей приняты равными, соответственно, 0.95 и 1000. Результаты

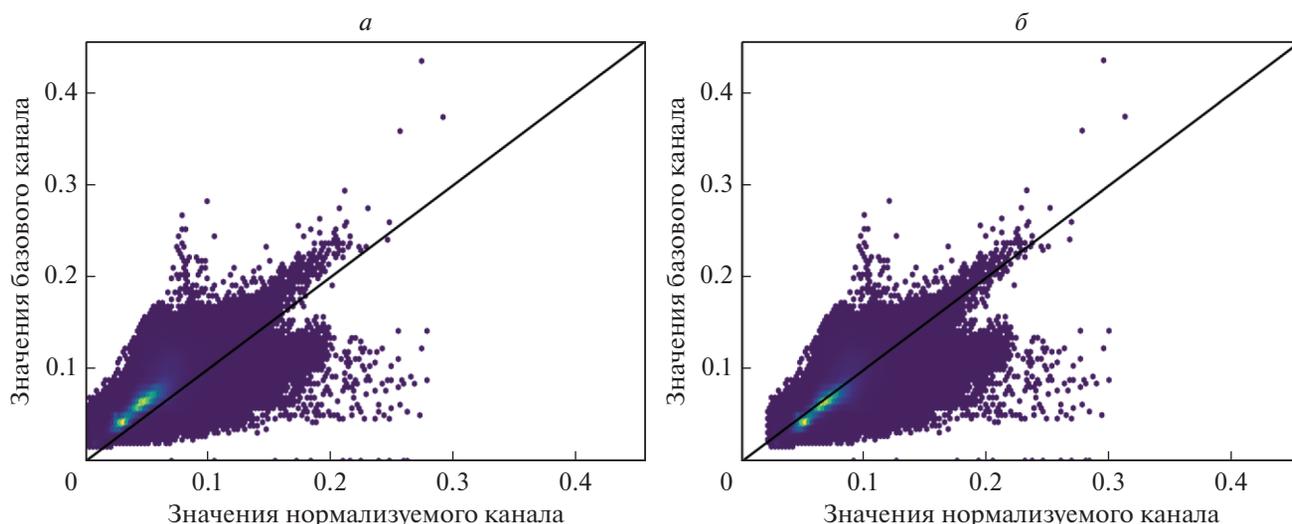


Рис. 1. Нормализация канала 2 снимка с датой съемки 25.08.2016 на снимок с датой съемки 08.08.2015 путем коррекции общего смещения значений пикселей: *а* – до нормализации, *б* – после нормализации.

расчетов для территории полигонов обучающей выборки количества псевдоинвариантных пикселей и их доли от общего числа пикселей территории исследования приведены в табл. 5.

Дальнейшая нормализация путем коррекции различия масштабирования диапазонов значений пар снимков потребует получения обучающей выборки, репрезентативной по диапазону значений в пределах каждого спектрального канала обоих снимков пары.

СОЗДАНИЕ ЕДИНОЙ ДЛЯ ВСЕХ СНИМКОВ МАСКИ ТЕРРИТОРИИ ИССЛЕДОВАНИЯ

Межгодовое изменение ширины реки Ясельда на территории исследования в зависимости от величины стока, колебания расположения ее границы на снимках Sentinel-2 из-за смешанных пикселей на границе классов, а также постепенное зарастание русла реки приводят к разному расположению границ исследуемой прибрежной полосы на разных снимках. Для получения общего для всех снимков расположения границ прибрежной полосы, а, следовательно, и одинаковой

площади полосы создали единую для всех анализируемых снимков маску исследуемого участка реки Ясельда при максимальной ширине ее русла. Полученное русло включило объединенные в единую маску полигоны класса “открытая водная поверхность” результатов классификации снимков, буферизованную центральную линию реки Ясельда и все острова.

Центральную линию реки Ясельда и границу озера Споровское взяли из базы данных OpenStreetMap (OpenStreetMap contributors, 2021). Извлечение участка реки Ясельда, коррекцию расположения срединной линии реки в пределах границы реки на спутниковых снимках отдельно для каждого снимка Sentinel-2 и расчеты буфера выполнили с помощью программы QGIS (QGIS, 2021).

РЕЗУЛЬТАТЫ ТЕМАТИЧЕСКОГО КАРТОГРАФИРОВАНИЯ

Поскольку для всех снимков, нормализованных на один базовый снимок, используется одинаковая обучающая выборка, расчет общей точ-

Таблица 5. Результаты расчетов псевдоинвариантных пикселей для полигонов обучающей выборки

Базовый снимок	Нормализуемый снимок				
		25.08.2016	12.08.2017	10.08.2018	25.08.2019
08.08.2015	Число ПИП	1705	30895	19741	26209
	Доля ПИП, %	3.68	66.7	42.62	56.58
18.08.2015	Число ПИП	30523	28355	12935	29683
	Доля ПИП, %	67.97	63.14	28.81	66.1

Примечание: ПИП - псевдоинвариантные пиксели.

Таблица 6. Оценка репрезентативности обучающей выборки для ширины прибрежной зоны реки Ясельда 50 м

Снимок	Базовый снимок 08.08.2015		Базовый снимок 18.08.2015	
	число пикселей	охват значений, %	число пикселей	охват значений, %
08.08.2015	18826	52.04	–	–
18.08.2015	–	–	17783	49.16
25.08.2016	11324	31.31	13209	36.52
12.08.2017	15205	42.03	12585	34.79
10.08.2018	14885	41.15	16087	44.47
25.08.2019	20126	55.64	22801	63.03

Таблица 7. Оценка репрезентативности обучающей выборки для ширины прибрежной зоны реки Ясельда 100 м

Снимок	Базовый снимок 08.08.2015		Базовый снимок 18.08.2015	
	число пикселей	охват значений, %	число пикселей	охват значений, %
08.08.2015	28937	50.87	–	–
18.08.2015	–	–	28893	50.79
25.08.2016	20059	35.26	24547	43.15
12.08.2017	27013	47.48	23233	40.84
10.08.2018	24831	43.65	25989	45.68
25.08.2019	31219	54.88	36352	63.9

ности классификации и значения коэффициента каппа (Cohen, 1960) для разных снимков соответствуют только различному случайному разделению обучающей выборки на обучающую и проверочные части. В данном случае они оказались равными не только для снимков, нормализованных на один базовый снимок, но и для обоих базовых снимков: общая точность классификации составила 99.9978%, а значение коэффициента каппа оказалось равным 0.99997. Поскольку в обучающую выборку по всем тематическим классам отбирались преимущественно типичные их представители, полученные оценки точности классификации относятся преимущественно к разделению данных типичных представителей тематических классов. Несмещенная оценка точности классификации всей территории исследования требует наземного определения тематического класса в большом числе точек измерений, случайно расположенных по всей территории исследования. По данной причине ограничились оценкой репрезентативности обучающей выборки путем расчета доли пикселей территории исследования, значения которых находятся в пределах диапазонов значений (одновременно по всем 10 спектральным каналам) пикселей обучающей выборки. Поскольку в работе используются 2 ширины прибрежной зоны реки Ясельда, 50 и 100 м, оценка репрезентативности выполнена отдельно для каждой зоны. Общее число классифицируемых пикселей для ширины прибрежной зоны 50 и

100 м составило, соответственно, 36173 и 56888. Результаты расчетов приведены в табл. 6 и 7.

Значения средней квадратичной погрешности (СКП) картографирования в отдельные года приняли равными обратным значениям репрезентативности снимков (табл. 6 и 7). В то же время, поскольку отношение весов пар измерений обратно пропорционально отношению квадратов их СКП (Поклад и др., 2019, стр. 80), значения весов отдельных снимков каждой пары приняли равными квадратам полученных значений репрезентативности снимков.

Значения репрезентативности для каждого компонента пары (табл. 6 и 7) использовали также для оценки значений весов и СКП тематического картографирования для непосредственно пар снимков каждого года. Обратный вес функции независимых аргументов равен сумме произведений квадратов частных производных по каждому аргументу на обратные веса соответствующих аргументов (Поклад и др., 2019, стр. 83). Поэтому значения веса для пар снимков каждого года рассчитали как среднее гармоническое, $\frac{p_1 \times p_2}{p_1 + p_2}$, где p_1 и p_2 – значения весов обоих снимков пары. В то же время значения СКП картографирования для пар снимков каждого года рассчитали, как $\sqrt{m_1^2 + m_2^2}$, где m_1 и m_2 – значения СКП обоих снимков пары. Результаты расчетов приведены в табл. 8.

Таблица 8. Значения весов и среднеквадратичной погрешности для каждого года картографирования

Ширина зоны, м		2015 год	2016 год	2017 год	2018 год	2019 год
50	Вес	0.128	0.056	0.072	0.091	0.174
	СКП	2.798	4.208	3.731	3.311	2.397
100	Вес	0.129	0.075	0.096	0.1	0.173
	СКП	2.782	3.663	3.23	3.169	2.402

Поскольку территория исследования характеризуется высокой мозаичностью поверхностного покрова, для уменьшения влияния на результаты картографирования различного расположения сетки пикселей разных снимков выполнили генерализацию результатов картографирования. Для определения наиболее подходящих значений связности пикселей при картографировании (4 или 8) и степени генерализации результатов картографирования (минимальное число пикселей отдельного полигона) выполнили тематическое картографирование при всех комбинациях значений связности и генерализации от 2 до 4 (каждый полигон с меньшим числом пикселей присоединялся к соседнему полигону с наибольшей длиной общей границы). Разность в разные года картографированной площади тематического класса при нормализации снимка на разные базовые снимки будет зависеть как от абсолютного значения площади класса, так и от значения веса на данный год. Поэтому в расчете на единицу площади данные разности будут зависеть только от значений веса. Другими словами, исключив влияние площади можно считать, что мы измеряем в разные года одну и ту же величину, и применить к результатам измерений известные формулы (напр., Поклад и др., 2019) для расчета средней квадратичной погрешности взвешенного среднего арифметического значения двойных (парных) измерений, с коррекцией систематического смещения отдельных тематических классов) при неравноточных измерениях разных пар (неравноточного картографирования в разные года) (формула (2)). На основе полученных значений СКП рассчитали значение общей для каждой комбинации СКП, $\sqrt{\sum_i M_i^2}$, где M_i – СКП картографирования отдельных классов. Результаты расчетов представлены в табл. 9.

$$\text{СКП}_i = \sqrt{\frac{\sum_k \frac{p_k' \times p_k''}{p_k' + p_k''} (d_{ik} - \delta_i)^2}{2 \times (n-1) \times \sum_k \frac{p_k' \times p_k''}{p_k' + p_k''}}}, \quad (2)$$

где СКП_i – средняя квадратичная погрешность картографирования класса i ,

$\delta_i = \sum_k \frac{p_k' \times p_k''}{p_k' + p_k''} d_{ik} / \sum_k \frac{p_k' \times p_k''}{p_k' + p_k''}$ – значения систематического смещения результатов картографирования класса i ,

$d_{ik} = \left(s_{ik}' - s_{ik}'' \right) \left(p_k' + p_k'' \right) / \left(p_k' s_{ik}' + p_k'' s_{ik}'' \right)$ – приведенные к единице площади разности картографированных площадей классов при нормализации снимка на разные базовые снимки,

s_{ik}' и s_{ik}'' – значения площадей классов при нормализации снимка на разные базовые снимки,

p_k' и p_k'' – значения весов обоих снимков k -ой пары,

i – номер тематического класса, k – номер пары снимков (каждая из пар соответствует году), n – число пар снимков (число лет).

Для обоих значений ширины прибрежной полосы реки Ясельда общая СКП картографирования тематических классов оказалась минимальной для комбинации 8-связность и 2-генерализация, поэтому для дальнейшего анализа использовали тематические карты, рассчитанные с данной комбинацией.

Объединение классов тематического картографирования прибрежной полосы реки Ясельда выполнили при условии минимизации наибольшего значения СКП итоговых классов. Поскольку второй класс характеризуется наибольшим среди всех классов значением СКП картографирования и при этом СКП картографирования третьего и четвертого классов существенно меньше, чем у второго (табл. 9), минимизация наибольшего значения СКП итоговых классов будет достигнута при объединении первого, третьего и четвертого классов.

В результате, в первый класс объединили тростник и древесно-кустарниковую форму ивняков, сомкнутую древесную растительность и открытые почвы с антропогенными объектами. Естественные фитоценозы пойменных болот (преимущественно осоковые фитоценозы) представили второй класс. СКП картографирования (в расчете на 1 га) полученных итоговых классов

Таблица 9. Значения среднеквадратичной погрешности картографирования прибрежной зоны реки Ясельда при различных комбинациях значений связности и генерализации

Ширина зоны, м	Связность	Степень генерализации	Класс 1, СКП	Класс 2, СКП	Класс 3, СКП	Класс 4, СКП	Общая СКП на единицу площади
50	4	2	0.02837	0.13404	0.07168	0.04733	0.16171
		3	0.02821	0.13488	0.06996	0.05065	0.16263
		4	0.02809	0.13644	0.06827	0.05132	0.1634
	8	2	0.02832	0.13367	0.07085	0.04534	0.16045
		3	0.02828	0.13512	0.07009	0.04709	0.16182
		4	0.02833	0.13641	0.06882	0.04924	0.163
100	4	2	0.03455	0.10944	0.06348	0.0513	0.14083
		3	0.0346	0.10972	0.06319	0.0542	0.142
		4	0.03439	0.11071	0.06413	0.05527	0.14355
	8	2	0.03435	0.10925	0.06362	0.04889	0.13984
		3	0.03447	0.11002	0.06347	0.05055	0.14098
		4	0.0344	0.11088	0.06351	0.05185	0.14213

Примечание: Класс 1 – тростник и древесно-кустарниковая форма ивняков;
Класс 2 – осоковые фитоценозы;
Класс 3 – сомкнутая древесная растительность;
Класс 4 – открытые почвы и антропогенные объекты;
СКП – средняя квадратичная погрешность.

Таблица 10. Динамика площади естественных фитоценозов пойменных болот прибрежной зоны реки Ясельда по результатам картографирования

Ширина зоны, м		2015 год	2016 год	2017 год	2018 год	2019 год
50	Площадь, га	60.96	49.1	53.2	38.94	21.75
	Доля, %	27.22	21.92	23.76	17.39	9.71
100	Площадь, га	154.17	103.47	132.63	106.58	63.5
	Доля, %	27.51	18.46	23.67	19.02	11.33

для ширины прибрежной зоны 50 м составила 0.08876 га для первого класса и 0.13367 га – для второго; для ширины прибрежной зоны 100 м – 0.08728 га для первого класса и 0.10925 га – для второго. Результаты картографирования динамики площади естественных фитоценозов пойменных болот исследуемой территории приведены в табл. 10.

Поскольку происходит монотонное сокращение площади естественных фитоценозов пойменных болот прибрежной зоны реки Ясельда, полученные значения их площади аппроксимировали экспоненциальной кривой $y = ae^{bx} + c$ (рис. 2). Аппроксимацию выполнили нелинейным методом наименьших квадратов с использованием в качестве значений неопределенности соответствующих значений СКП (табл. 8), которые рассматривали как относительные. Итоговые значения площади и их доли представлены в табл. 11.

Результаты картографирования свидетельствуют о существенном сокращении за 5 лет наблюдений площади естественных фитоценозов пойменных болот прибрежной полосы реки

Ясельда шириной и 50, и 100 м. Единственным исключением является 2016 г., который характеризуется наибольшим из всех годов значением СКП и наименьшим значением веса (табл. 8), т.е. наименьшей репрезентативностью обучающей выборки. Это, в свою очередь, косвенно подтверждает корректность принятой оценки репрезентативности обучающей выборки по годам картографирования. Основной причиной низкой репрезентативности обучающей выборки за 2016 г. является высокая водность реки Ясельда, составившая за июнь-сентябрь 2016 г. 123% (базовый снимок – 26%) от средних многолетних значений стока реки Ясельда до гидропоста Сенин (табл. 12) (Государственный водный кадастр, 2016–2020). Значение коэффициента ранговой корреляции Спирмена между водностью и СКП оказалось одинаковым для ширины прибрежной полосы 50 и 100 м и составило 0.9 при уровне значимости $p = 0.037$. Таким образом, точность радиометрической нормализации атмосферно скорректированных снимков Sentinel-2 пойменного торфяника путем коррекции смещения значений пикселей относительно ноля можно оценить по

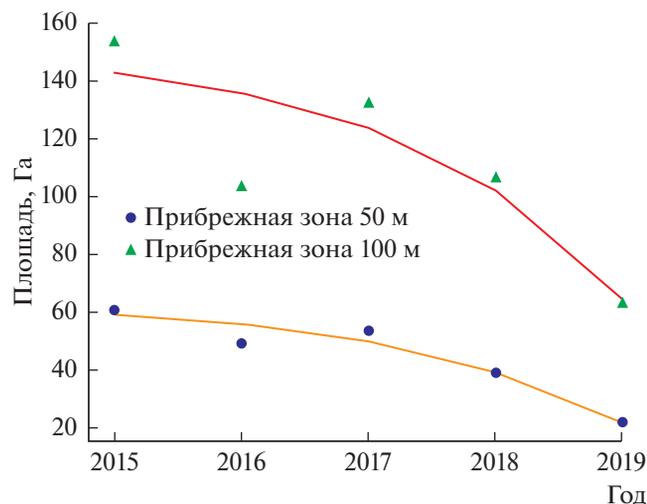


Рис. 2. Результаты картографирования и их аппроксимация.

разности значений стока реки за месяцы вегетации между базовым и нормализуемым снимками. Дополнительным источником погрешностей является высокая мозаичность картографируемых тематических классов, требующая увеличения пространственного разрешения спутниковых снимков. В данном случае это особенно актуально для участков поймы, которые зарастают одиночными кустами ивы, у которых размер проективного покрытия кроны меньше пространственного разрешения снимков Sentinel-2.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Нарушение водного режима и эвтрофикация рек приводит к деградации пойменных болот, которые зарастают тростником и древесно-кустарниковой растительностью. Данная проблема ак-

туальна для особо охраняемых водно-болотных природных территорий Беларуси, на которых происходит сокращение площади естественных фитоценозов пойменных болот, прежде всего осоковых фитоценозов.

В настоящей работе для прибрежной полосы реки Ясельда на территории Споровского биологического заказника показано ежегодное существенное сокращение площади естественных фитоценозов пойменных болот. Данное сокращение более выражено в прибрежной полосе шириной 50 м, чем шириной 100 м, что подтверждает его обусловленность изменением водного режима и трофности реки. В настоящее время уровень грунтовых вод и режим поступления биогенных элементов на Споровских болотах во многом зависят от использования воды расположенными выше по течению реки Ясельда водохранилищем “Селец” и рыбхозом. Для сохранения естественных фитоценозов пойменных болот Споровского биологического заказника необходимо стабилизировать уровень и трофность грунтовых вод на его территории путем стабилизации водного режима и трофности реки Ясельда.

В работе также установлено, что точность радиометрической нормализации путем коррекции смещения значений пикселей относительно ноля для атмосферно скорректированных снимков Sentinel-2 пойменного торфяника можно оценить по разности между базовым и нормализуемым снимками значений стока реки за месяцы вегетации. Года с более близкими значениями водности реки Ясельда к году базового снимка характеризуются меньшими значениями СКП картографирования тематических классов. Можно ожидать выполнение данной зависимости для других пойменных болот с существенным межгодовым колебанием летнего стока реки.

Таблица 11. Динамика аппроксимированных значений площади естественных фитоценозов пойменных болот прибрежной зоны реки Ясельда

Ширина зоны, м		2015 год	2016 год	2017 год	2018 год	2019 год
50	Площадь, га	59.52	55.9	49.77	39.38	21.78
	Доля, %	26.3	24.7	21.99	17.4	9.62
100	Площадь, га	143.15	136.28	124.12	102.62	64.58
	Доля, %	25.08	23.88	21.75	17.98	11.32

Таблица 12. Сток реки Ясельда до гидропоста Сенин за июнь-сентябрь

Сток	2015 год	2016 год	2017 год	2018 год	2019 год
км ³	0.032	0.142	0.122	0.063	0.062
% от многолетнего	26	123	102	52	52

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Водный кодекс Республики Беларусь. 30 апреля 2014 г. № 149-З: принят Палатой представителей 2 апреля 2014 г.; одобрен Советом Респ. 11 апреля 2014 г. (Электронный ресурс) // ЭТАЛОН. Законодательство Республики Беларусь / Нац. центр правовой информ. Респ. Беларусь. Режим доступа: <https://etalonline.by/document/?regnum=hk1400149> Дата доступа: 21.10.2021.
- Государственный водный кадастр. Водные ресурсы, их использование и качество вод (за 2015 год) / Минприроды Респ. Беларусь, Минздрав Респ. Беларусь, РУП “ЦНИИКИВР”. Мн., 2016. 172 с.
- Государственный водный кадастр. Водные ресурсы, их использование и качество вод (за 2016 год) / Минприроды Респ. Беларусь, Минздрав Респ. Беларусь, РУП “ЦНИИКИВР”. Мн., 2017. 223 с.
- Государственный водный кадастр. Водные ресурсы, их использование и качество вод (за 2017 год) / Минприроды Респ. Беларусь, Минздрав Респ. Беларусь, РУП “ЦНИИКИВР”. Мн., 2018. 222 с.
- Государственный водный кадастр. Водные ресурсы, их использование и качество вод (за 2018 год) / Минприроды Респ. Беларусь, Минздрав Респ. Беларусь, РУП “ЦНИИКИВР”. Мн., 2019. 221 с.
- Государственный водный кадастр. Водные ресурсы, их использование и качество вод (за 2019 год) / Минприроды Респ. Беларусь, Минздрав Респ. Беларусь, РУП “ЦНИИКИВР”. Мн., 2020. 223 с.
- Груммо Д.Г., Зеленкевич Н.А., Мойсейчик Е.В., Созинов О.В., Цвирко Р.В., Жилинский Д.Ю. Структура и динамика растительности пойменного болота под влиянием кошения // Современные концепции и практические методы сохранения фиторазнообразия: материалы Междунар. науч.-практ. семинара. 1–4 октября 2019. Минск–Гродно, Беларусь, 2019. С. 145–150.
- Национальная система мониторинга окружающей среды Республики Беларусь: результаты наблюдений, 2020 год / Под общ. ред. Е.П. Богодяж. Мн., Республиканский центр по гидрометеорологии, контролю радиоактивного загрязнения и мониторингу окружающей среды. 2021. 591 с.
- Поклад Г.Г., Груднев С.П., Попов Б.А. Инженерная геодезия: учебное пособие для вузов. Москва, Берлин: ДиректМедиа, 2020. 497 с.
- Природа Беларуси. Энциклопедия. В 3 т. / Редкол.: В.Ю. Александров [и др.]; Гл. ред. Т.В. Белова. Мн.: Белорусская энциклопедия, 2010. Т. 2. Климат и вода. 504 с.
- Bannari A., Asalhi H., Teillet P.M. Transformed difference vegetation index (TDVI) for vegetation cover mapping // IEEE International geoscience and remote sensing symposium. IEEE. 2002. V. 5. P. 3053–3055.
- Bannari A., Ozbaldr A., Langlois A. Spatial distribution mapping of vegetation cover in urban environment using TDVI for quality of life monitoring // 2007 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium, Barcelona, Spain, 23–28 July 2007. IEEE, 2007. P. 679–682.
- Brodu N. Super-Resolving Multiresolution Images With Band-Independent Geometry of Multispectral Pixels // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 2017. V. 55. № 8. P. 4610–4617.
- Chang C.C., Lin C.J. LIBSVM: a library for support vector machines // ACM Trans. Intell. Syst. Technol. 2011. V. 2. Iss. 3. art. 27. P. 1–27.
- Cohen J. A coefficient of agreement for nominal scales // Educ. Psychol. Meas. 1960. V. 20. № 1. P. 37–46.
- Copernicus Open Access Hub (Electronic resource). 2021. Mode of access: <https://scihub.copernicus.eu/> Date of access: 21.10.2021.
- Haslam S.M. The performance of Phragmites communis Trin. in relation to water-supply // Ann. Bot. 1970. V. 34. Iss. 4. P. 867–877.
- Hsu C.W., Chang C.C., Lin C.J. A practical guide to support vector classification. 2003. Last updated: May 19, 2016. 16 p.
- Jackson J. Sentinel-2 L1C Data Quality Report Issue 72 (January 2022) [Electronic resource]. 09.02.2022. Mode of access: <https://sentinels.copernicus.eu/documents/247904/4766914/OMPC.CS.DQR.001.01-2022+-+i72r0+-+MSI+L1C+DQR+January+2022.pdf>. Date of access: 21.04.2022.
- Mayer B., Kylling A. Technical note: The libRadtran software package for radiative transfer calculations – description and examples of use // Atmos. Chem. Phys. 2005. V. 5. P. 1855–1877.
- OpenStreetMap contributors. [Electronic resource]. 2021. Mode of access: <https://planet.openstreetmap.org> Date of access: 21.10.2021.
- QGIS Development Team. QGIS Geographic Information System. Open Source Geospatial Foundation. [Electronic resource]. 2021. Mode of access: <http://qgis.org> Date of access: 21.10.2021.
- Richter R., Schläpfer D. Atmospheric/Topographic Correction for Satellite Imagery: ATCOR-2/3 UserGuide. DLR IB 565-01/15. 2016. 263 p.
- Scheffler D., Hollstein A., Diedrich H., Segl K., Hostert P. AROSICS: An automated and robust open-source image co-registration software for multi-sensor satellite data // Remote Sens. 2017. V. 9. № 7. P. 676–701.
- Sen2Cor 2.9 [Electronic resource]. 2021. Mode of access: <http://step.esa.int/main/third-party-plugins-2/sen2cor/>. Date of access: 21.10.2021.
- Tucker C.J. Red and photographic infrared linear combinations for monitoring vegetation // Remote Sens. Environ. 1979. V. 8. Iss. 2. P. 127–150.

Satellite Mapping of the Area Dynamics of Native Phytocenosis in the Yaselda River Riparian Zone

A. A. Yanovskiy

Institute of Nature Management of the National Academy of Sciences of Belarus, Minsk, Republic of Belarus

The paper describes the methodological foundations and results of the area dynamics mapping of natural phytocenoses of floodplain marshes of the Yaselda River on the territory of the Sporovsky biological reserve. An annual significant reduction in their area is shown due to changes in the water regime and trophicity of the river. It has been established that the accuracy of radiometric normalization by correcting the offset of pix-

el values relative to zero for atmospherically corrected Sentinel-2 images of the floodplain marshes can be estimated from the difference between the base and normalized images in river runoff values for the growing season.

Keywords: satellite mapping, floodplain marshes plant communities, satellite images radiometric normalization, Sentinel-2

REFERENCES

- Vodnyj kodeks Respubliki Belarus' [Water Code of the Republic of Belarus]. 30 aprlja 2014 g. № 149-Z: prinjat Palatoj predstavitelej 2 aprlja 2014 g.: odobr. Sovetom Resp. 11 aprlja 2014 g. (Jelektronnyj resurs) // JeTALON. Zakonodatel'stvo Respubliki Belarus' / Nac. centr pravovoj inform. Resp. Belarus'. Rezhim dostupa: <https://etalonline.by/document/?regnum=hk1400149> Data dostupa: 21.10.2021. (In Russian).
- Gosudarstvennyj vodnyj kadastr. Vodnye resursy, ih ispol'zovanie i kachestvo vod (za 2015 god) [State water cadastre. Water resources, their use and water quality (for 2015 year)] / Minprirody Resp. Belarus', Minzdrav Resp. Belarus', RUP "CNIKIVR". Mn., 2016. 172 s. (In Russian).
- Gosudarstvennyj vodnyj kadastr. Vodnye resursy, ih ispol'zovanie i kachestvo vod (za 2016 god) [State water cadastre. Water resources, their use and water quality (for 2016 year)] / Minprirody Resp. Belarus', Minzdrav Resp. Belarus', RUP "CNIKIVR". Mn., 2017. 223 s. (In Russian).
- Gosudarstvennyj vodnyj kadastr. Vodnye resursy, ih ispol'zovanie i kachestvo vod (za 2017 god) [State water cadastre. Water resources, their use and water quality (for 2017 year)] / Minprirody Resp. Belarus', Minzdrav Resp. Belarus', RUP "CNIKIVR". Mn., 2018. 222 s. (In Russian).
- Gosudarstvennyj vodnyj kadastr. Vodnye resursy, ih ispol'zovanie i kachestvo vod (za 2018 god) [State water cadastre. Water resources, their use and water quality (for 2018 year)] / Minprirody Resp. Belarus', Minzdrav Resp. Belarus', RUP "CNIKIVR". Mn., 2019. 221 s. (In Russian).
- Gosudarstvennyj vodnyj kadastr. Vodnye resursy, ih ispol'zovanie i kachestvo vod (za 2019 god) [State water cadastre. Water resources, their use and water quality (for 2019 year)] / Minprirody Resp. Belarus', Minzdrav Resp. Belarus', RUP "CNIKIVR". Mn., 2020. 223 s. (In Russian).
- Grummo D.G., Zelenkevich N.A., Mojsejchik E.V., Sozinov O.V., Cvirko R.V., Zhilinskij D.Ju. Struktura i dinamika rastitel'nosti pojmenogo bolota pod vlijaniem koshenija [Structure and dynamics of floodplain fen vegetation under the influence of harvesting] // Sovremennye koncepcii i prakticheskie metody sohraneniya fitoraznoobrazija : materialy Mezhdunar. nauch.-prakt. seminar. 1-4 oktjabrja 2019. Minsk-Grodno, Belarus', 2019. S. 145–150. (In Russian).
- Nacional'naja sistema monitoringa okružhajushhej sredy Respubliki Belarus': rezul'taty nabljudenij, 2020 god [National environmental monitoring system of the Republic of Belarus: observation results, 2020] / Pod obshh. red. E.P. Bogodjazh. Mn., Respublikanskij centr po gidrometeorologii, kontrolju radioaktivnogo zagrjaznenija i monitoringu okružhajushhej sredy. 2021. 591 s. (In Russian).
- Poklad G.G., Gridnev S.P., Popov B.A. Inzhenernaja geodezija [The engineering geodesy] : uchebnoe posobie dlja vuzov. Moskva, Berlin : DirektMedia, 2020. 497 s. (In Russian).
- Priroda Belarusi. Jenciklopedija [Nature of Belarus. Encyclopedia]. V 3 t. / Redkol.: V.Ju. Aleksandrov [i dr.]; Gl. red. T.V. Belova. Mn.: Belorusskaja jenciklopedija, 2010. T. 2. Klimat i voda. 504 s. (In Russian).
- Bannari A., Asalhi H., Teillet P.M. Transformed difference vegetation index (TDVI) for vegetation cover mapping // IEEE International geoscience and remote sensing symposium. IEEE, 2002. V. 5. P. 3053–3055.
- Bannari A., Ozbaldur A., Langlois A. Spatial distribution mapping of vegetation cover in urban environment using TDVI for quality of life monitoring // 2007 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium, Barcelona, Spain, 23–28 July 2007. IEEE, 2007. P. 679–682.
- Brodu N. Super-Resolving Multiresolution Images With Band-Independent Geometry of Multispectral Pixels // IEEE Trans. Geosci. Remote Sens. 2017. V. 55. № 8. P. 4610–4617.
- Chang C.C., Lin C.J. LIBSVM : a library for support vector machines // ACM Trans. Intell. Syst. Technol. 2011. V. 2. Iss. 3. art. 27. P. 1–27.
- Cohen J. A coefficient of agreement for nominal scales // Educ. Psychol. Meas. 1960. V. 20. № 1. P. 37–46.
- Copernicus Open Access Hub (Electronic resource). 2021. Mode of access: <https://scihub.copernicus.eu/> Date of access: 21.10.2021.
- Haslam S.M. The performance of Phragmites communis Trin. in relation to water-supply // Ann. Bot. 1970. V. 34. Iss. 4. P. 867–877.
- Hsu C.W., Chang C.C., Lin C.J. A practical guide to support vector classification. 2003. Last updated: May 19, 2016. 16 p.
- Jackson J. Sentinel-2 L1C Data Quality Report Issue 72 (January 2022) [Electronic resource]. – 09.02.2022. – Mode of access: <https://sentinels.copernicus.eu/documents/247904/4766914/OMPC.CS.DQR.001.01-2022+-+i72r0+-+MSI+L1C+DQR+January+2022.pdf>. Date of access: 21.04.2022.
- Mayer B., Kylling A. Technical note: The libRadtran software package for radiative transfer calculations – description and examples of use // Atmos. Chem. Phys. 2005. V. 5. P. 1855–1877.
- OpenStreetMap contributors. [Electronic resource]. 2021. Mode of access: <https://planet.openstreetmap.org> Date of access: 21.10.2021.
- QGIS Development Team. QGIS Geographic Information System. Open Source Geospatial Foundation. [Electronic resource]. 2021. Mode of access: <http://qgis.org> Date of access: 21.10.2021.
- Richter R., Schläpfer D. Atmospheric/Topographic Correction for Satellite Imagery: ATCOR-2/3 UserGuide. DLR IB 565-01/15. 2016. 263 p.
- Scheffler D., Hollstein A., Diedrich H., Segl K., Hostert P. AROSICS: An automated and robust open-source image co-registration software for multi-sensor satellite data // Remote Sens. 2017. V. 9. № 7. P. 676–701.
- Sen2Cor 2.9 [Electronic resource]. 2021. Mode of access: <http://step.esa.int/main/third-party-plugins-2/sen2cor/>. Date of access: 21.10.2021.
- Tucker C.J. Red and photographic infrared linear combinations for monitoring vegetation // Remote Sens. Environ. 1979. V. 8. Iss. 2. P. 127–150.

**КОСМИЧЕСКИЕ АППАРАТЫ,
СИСТЕМЫ И ПРОГРАММЫ ИЗК**

**ПЕРВЫЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЕ ЭКСПЕРИМЕНТЫ
ПО КОСМИЧЕСКОМУ ЗЕМЛЕВЕДЕНИЮ (К 60-ЛЕТИЮ НАЧАЛА РАБОТ
ПО КОСМИЧЕСКОЙ СЪЕМКЕ ЗЕМЛИ С ПИЛОТИРУЕМЫХ
КОСМИЧЕСКИХ КОРАБЛЕЙ)**© 2022 г. Л. А. Ведешин^а, *, Д. А. Шаповалов^б^аФГБУН Институт космических исследований РАН, Москва, Россия^бФГБОУ Государственный университет по землеустройству, Москва, Россия

*E-mail: vedeshin40@mail.ru

Поступила в редакцию 25.02.2022 г.

DOI: 10.31857/S0205961422050086

Статья посвящается крупному российскому ученому в области космических методов землеведения академику РАН К.Я. Кондратьеву

Первые космические съемки Земли были выполнены в Советском Союзе в августе 1962 г. космонавтом Германом Степановичем Титовым с пилотируемого космического корабля (ПКК) “Восток-2”. Эти съемки были включены в научную программу всех ПКК и орбитальных космических станций (ОКС). Полученные материалы оперативно доставлялись на Землю и передавались ученым и специалистам для дальнейшего изучения и практического использования. В 80–90 гг. для решения научно-методических и практических задач дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ), в том числе для изучения состояния растительного покрова, одновременно с визуально-инструментальными методами (ВИМ) ручной съемки на ПКК “Салют-6”, “Салют-7” и “Мир” использовались стационарные фотокамеры МКФ-6М и КАТЭ-140. В настоящее время (ВИМ) наблюдения земной поверхности выполняются космонавтами стран-участниц международной космической станции (МКС). За прошедший период в СССР и Российской Федерации были разработаны новые типы автоматических космических аппаратов (КА) для ДЗЗ, которые успешно используются для получения космической информации для решения научных и отраслевых задач, в том числе в агропромышленном комплексе (АПК) страны. 14 мая 2021 г. вышло Постановление Правительства РФ “О Государственной программе эффективного вовлечения в оборот земель сельскохозяйственного назначения и развития мелиоративного комплекса РФ в 2022–2031 гг.”. В ходе выполнения работ по Госпрограмме планируется широкое использование космических снимков ДЗЗ с отечественных и зарубежных КА, а также с беспилотных летательных аппаратов (БЛА).

Космические снимки, полученные в 1946–1962 гг. с баллистических ракет (БР) и геофизических ракет (ГФР) сыграли важную роль в истории ДЗЗ. До запуска первого искусственного спутника Земли (ИСЗ) они предоставляли ученым возможность получения первых мелкомасштабных изображений Земли с космических высот, уточнения географических и тематических карт, а также впервые проследить сезонные изменения изображений природных объектов. В результате анализа информации, полученной в ходе космических съемок с БР и ГФР были разработаны рекомендации по выбору оптимальных высот орбит ИСЗ и периодов наблюдений различных земных ландшафтов, а также фенологического и динамического мониторинга земной поверхности. Учеными был накоплен опыт в обработке и дешифрировании первых космических изображений с учетом облачного покрова. Фотоснимки Земли с БР и ГФР не давали глобального покрытия земной поверхности, тем не менее, они стали важным этапом в разработке новых типов фотоаппаратов и методов съемки, выбора оптимальных параметров съемочных систем, их спектрального и пространственного разрешения в зависимости от высоты орбиты ИСЗ, ПКК и ОКС (Виноградов, 1975).

Первые съемки с ПКК, ОКС и ИСЗ осуществлялись с высот от 250 до 600 км и имели большую обзорность. Другим важным отличительным свойством космической съемки с ИСЗ была большая скорость получения и передачи информации, возможность многократного повторения съемки одних и тех же территорий, что позволяло наблюдать природные процессы в их динамике, лучше анализировать взаимосвязи между компонентами природной среды, что увеличивало возможность создания новых общегеографических и тематических карт. В результате появилась возможность использования космической информа-

ции в географии, землеведении, природопользовании и других науках о Земле. Особое место в практическом использовании спутниковых данных занимала сельскохозяйственная отрасль, для которой было необходимо наличие регулярного обзора с/х угодий страны, а также оперативное получение данных о состоянии земель и посевов для составления долгосрочных прогнозов урожая. После получения первых космических снимков ученые и специалисты уделяли первостепенное внимание инвентаризации и оперативному картографированию природных объектов, фенологическому и динамическому мониторингу, наблюдению за сезонными и многолетними изменениями природной среды, слежению за составом и состоянием антропогенного мониторинга, контроля за размерами, формой, глубиной и последствиями воздействия хозяйственной деятельности человека на природу. Для того, чтобы получить полное представление о дистанционной индикации экосистем необходимо было совместно использовать наземные, авиационные и космические методы изучения растительности и геосистем. Визуальная интерпретация и дешифрирование первых космических фотоснимков с ПКК и ИСЗ “Метеор” использовались для составления географических и тематических карт М 1 : 0000000 М 1 : 3000000, а также для мелкомасштабных карт растительности. Телевизионная съемка выполнялась с ИСЗ “Метеор” с разрешением 1–3 км в спектральном диапазоне 0.45–0.75 мкм и в ИК диапазоне 2.6–14 мкм с разрешением 10–15 км, в которых регистрация электромагнитного поля Земли производилась одновременно в разных спектральных каналах в видимой, инфракрасной и микроволновой областях спектра. Ручные методы обработки и интерпретации такой информации не обеспечивали оперативное получение комплексных и достоверных данных о природной среде. Необходимо было создание новых типов КА и многозональной съемочной аппаратуры. Космические снимки Земли, полученные в 60-е годы показали высокую информативность данных ДЗЗ, возможность и целесообразность их применения в научных и народнохозяйственных целях (Виноградов, 1971)

В 70-е годы советским правительством перед промышленными и научными организациями были поставлены задачи по разработке КА для ДЗЗ, фотографических и радиолокационных систем для съемки земной поверхности, технических средств и методов обработки и использования космической информации. Первым крупным фундаментальным достижением в области ДЗЗ с ПКК и ОКС явилось совместное создание специалистами ИКИ АН СССР и предприятия “Карл Цейс Йена” ГДР в рамках программы “Интеркосмос” стационарной многозональной космической фотокамеры с объективами (МКФ-6), в которой регистрация электромагнитного поля Земли производилась одновременно

разных спектральных каналах в видимой, инфракрасной и микроволновой областях спектра. Для обработки космической информации была также создана специальная установка для синтеза 4 снимков в разных зонах спектра (КТС-4). Успешные испытания аппаратуры МКФ-6 были выполнены космонавтами В.В. Аксеновым и В.Ф. Быковским на ПКК “Союз-22” (16–18.09.1976). В результате полета были получены многозональные снимки в 6 спектральных диапазонах (0.46–0.50, 0.52–0.56, 0.58–0.62, 0.64–0.68, 0.68–0.78, 0.78–0.88) с разрешением в видимой зоне спектра 20–40 м и в ближней инфракрасной области 80–100 м. Например, на космических снимках Ферганской долины и Заилийского Алатау хорошо различались вегетирующая мезоморфная растительность оазисов и посевов сельскохозяйственных культур с покрытием более 60–70 процентов. Полученная в ходе эксперимента информация о почвах и растительности, как и их изменчивости в различных ландшафтах использовалась для оптимизации процесса принятия решений в различных сферах деятельности, таких как сельскохозяйственное производство, мелиорация, градостроительство, исследования проблем изменения климата и деградации окружающей среды (Коваль, 1982). В настоящее время визуально-инструментальные наблюдения космонавты различных стран продолжают на международной космической станции (МКС) с помощью ручных фотокамер, спектрометров и др. научных приборов (программа “Ураган”). Полученные материалы оперативно доставляются на Землю и передаются ученым и специалистам для дальнейшего изучения и практического использования (Десинов, 2003).

Следующим крупным достижением в ДЗЗ стало создание солнечно-синхронных ИСЗ “Метеор-Природа” (1974–1984) и многоспектральной сканирующей системы, работающей в 8 спектральных каналах в видимой, инфракрасной и микроволновой областях спектра (0.4–2.4 мкм), с полосой захвата 85 км при высоте полета 650 км и мгновенном поле зрения 80 м, разрешением 70–100 м и периодичностью съемки 15 сут. Данные многоспектральной космической съемки с ИСЗ “Метеор-Природа” оказались наиболее перспективными для изучения природных ресурсов Земли, в том числе для решения задач мониторинга сельскохозяйственных угодий и посевов. Обработка и интерпретация такой информации обеспечивала получение комплексных и достоверных данных о природной среде. Успешное освоение космической информации для ДЗЗ было связано с разработкой новых методов дешифрирования, базирующихся не только на пассивном визуальном анализе космических снимков, но в большей мере на физических и математических методах распознавания спектральных образов. Для этого была разработана теория распознавания образов и переход к математической обработке все увеличивающегося объема кос-

мической информации. Принимаемая спутниковая информация дешифрировалась и проходила целевую обработку в специально созданных в СССР центрах обработки космической информации Минсельхоза, Мингеологии, Минлесхоза, Гидрометеорологии, Госкомитета по охране природных ресурсов, Главного управления геодезии и картографии и АН СССР. В конце 70-х—начале 80-х годов была создана серия природно-ресурсных спутников: “Метеор”, “Метеор–Природа”, “Ресурс-0”, “Ресурс-Ф”, “Океан” и др. для оперативного обеспечения космической информацией отраслевых и научных организаций сельского и лесного хозяйства, картографии, гидрометеорологии, геологии, рыболовства, охраны окружающей среды, градостроительства и др. (5).

Большой вклад в разработку КА ДЗЗ, внесли специалисты и ученые промышленности профессор А.Г. Иосифьян, д. т. н. Ю.В. Трифонов, д. т. н. В.И. Адасько (ВНИИЭМ), чл.-корр. РАН В.М. Ковтуненко (“ОКБ Южное”), академик Д.И. Козлов (ЦСКБ “Прогресс”) и др. Созданием и совершенствованием методов обработки, интерпретации и практического использования космической информации ДЗЗ занимались крупные ученые: академики Г.И. Марчук (Вычислительный центр АН СССР), К.Я. Кондратьев (ЛГУ), А.С. Исаев, д. б. н. В.И. Сухих (Институт леса и древесины АН СССР), академики Ю.А. Израэль (Институт прикладной геофизики Гидрометеорологии), И.П. Герасимов и профессор С.В. Зонн (Институт географии АН СССР), чл.-корр. АН СССР Н.Г. Келль и профессор Б.В. Виноградов (Лаборатория аэрометодов АН СССР), профессор А.А. Григорьев (Лаборатория аэрокосмического земледения ЛГУ) и другие советские ученые.

В связи с большой заинтересованностью ученых и отраслевых организаций в использовании космической информации ДЗЗ в 1977 г. вышло постановление Правительства СССР о создании космической системы “Ресурс” с более совершенными информационными приборами. На базе спутников “Метеор–Природа” во ВНИИЭМ были разработаны ИСЗ “Ресурс-01” № 1–4 (1980–2004) и “Ресурс-ОЭ” (1980–1984) с цифровой сканирующей аппаратурой “Фрагмент”, созданной совместно специалистами ИКИ АН СССР, ВНИИЭМ и предприятием “Карл-Цейс Йена” по программе “Интеркосмос” для изучения различных природных образований в 8 спектральных диапазонах спектра. Космической системой “Фрагмент” было получено большое количество многозональных изображений различных районов СССР в разные сезоны, которые использовались отраслевыми специалистами для создания программно-алгоритмического обеспечения цифровой обработки изображений, обработки методики ДЗЗ и решения многих научных и хозяйственных задач. Информация со спутников “Ресурс-01” поступала на малые приемные станции в Ханты-Ман-

сийске, Тюмени, Якутске, Иркутске, Южно-Сахалинске и др., где не было крупных приемных центров. Съемка территории этих районов осуществлялась с периодичностью 3–4 раза в сутки. Был организован также прием космической информации с ИСЗ “Ресурс-01” в Европейском центре приема и обработки данных в Кируне (Швеция), который осуществлялся 1–2 раза в сутки с охватом почти всей территории Европы (Ведешин, 2021).

Для совершенствование методов обработки и интерпретации больших потоков спутниковых данных о естественной и сельскохозяйственной растительности на базе Курской биосферной станции Института географии АН СССР и научного полигона в штате Канзас (США) в 1985–1991 гг. в рамках секции “Наук о Земле” Межправительственного соглашения СССР и США по космосу были организованы совместные аэрокосмические и наземные эксперименты по изучению сельскохозяйственной растительности с участием ученых СССР, США и ряда др. стран (проекты “КУРЭКС-85 и 91”, “КАНЗАС-87 и 89”). Аналогичные аэрокосмические и наземные исследования проводились в рамках программы “Интеркосмос” учеными социалистических на тестовых полигонах СССР, Болгарии, Венгрии, Польши, ГДР, Монголии, Кубы, Вьетнама, Чехословакии и др. с использованием данных ДЗЗ ОКС “Салют-6”, “Салют-7”, “Мир”, ИСЗ “Метеор” и “Метеор–Природа”. В этих исследованиях принимали активное участие ученые Почвенного института им. В.В. Докучаева АН СССР, ВАСХНИЛ, МГУ, Института географии АН СССР, ВНИЦ “АИУС АГРОРЕСУРСЫ”, Института вычислительной математики АН СССР, Института космических исследований АН СССР, Научно-исследовательского центра “Каспий” АН Азербайджана и др. (Kondratev, 1993).

В 2000-е годы для ДЗЗ в Российской Федерации были созданы спутники нового поколения “Метеор-3М” № 1 (2001–2006), “Монитор-Э” (2005), “Ресурс-ДК” (2006–2016), “Ресурс-П” (2019), “Канопус-В” № 1 (2012) и др. Для практического использования космической информации в различных хозяйственных отраслях были разработаны новые методы обработки и дешифрирования, базирующиеся не только на пассивном визуальном анализе космических снимков, но в большей мере на физических и математических методах распознавания спектральных образов. Эти исследования позволили осуществить переход к машинной обработке все увеличивающегося объема космической информации. Среди современных отечественных систем ДЗЗ необходимо отметить комплекс приборов КМСС (комплекс многозональной спутниковой съемки), установленный на спутниках “Метеор-М-2” (2014) и “Метеор-М-2.2” (2019), который обеспечивает повторяемость наблюдений в течение 3–5 дней. Аппаратура КМСС, разработанная в ИКИ РАН позволяет получать данные в шести спектральных каналах диапазона $X = 0.37–$

0.90 мкм с разрешением 60/120 м (в зависимости от режима работы). В настоящее время в оперативном режиме работают два спутника серии – “Метеор-М” № 2 и “Метеор-М” № 2-2, обеспечивая повторяемость наблюдений в 3–5 дней по отдельности. Особый интерес для осуществления государственного мониторинга земель сельскохозяйственного назначения, наряду с данными КМСС, представляет информация со спутников со съемочной аппаратурой высокого и сверхвысокого пространственного разрешения. Она обеспечивает получение пространственной информации с высокой детальностью отображения местности. К ним относятся российские спутники “Ресурс-П” и “Канопус-В” (с разрешением 5–10 м). На основе, получаемой с них информации были проведены работы по архивированию и каталогизации данных ДЗЗ. Для комплексной оценки сельскохозяйственных угодий также используются данные среднего и высокого пространственного разрешения – зарубежные КА “Landsat-8” и “Sentinel-2”. Использование материалов космической съемки с отечественных и зарубежных спутников позволяет масштабировать и оперативно решать ряд сельскохозяйственных задач, таких как инвентаризация земель сельскохозяйственного назначения, контроль севооборота, а также определять негативные процессы, приводящие к непригодности земель (зарастание угодий древесно-кустарниковой растительностью и др.). Кроме того, сочетание данных ДЗЗ оптического диапазона с другой социально-экономической информацией обеспечивают важнейшее звено в общем процессе планирования и принятия эффективных решений в области управления земельными ресурсами (Ведешин, 2011; Шаповалов, 2021).

Основной задачей системы космического мониторинга является обеспечение возможности работы со спутниковыми данными различных исследовательских групп, выполняющих различные проекты по мониторингу сельскохозяйственных земель и культур в разных странах и регионах. Специалистами ИКИ РАН разработана программа для реализации системы глобального мониторинга сельского хозяйства GEO Global Agricultural Monitoring (GEOGLAM), в рамках которой создан ряд инструментов, позволяющих проводить совместный анализ данных ДЗЗ и контактных наземных измерений на тестовых участках в различных регионах мира для реализации конкретных проектов. Система ориентирована на разработку инновационных методов, основанных на интеграции наземных наблюдений и спутниковых данных, позволяющих прогнозировать влияние производства сельскохозяйственной продукции на экосистемы и природные ресурсы. При проведении таких разработок наземные наблюдения являются основным источником информации для оценки, полученных результатов (Лупян, 2019).

Наряду с космическими методами ДЗЗ в АПК в настоящее время находят применение беспилотные летательные аппараты (БПЛА). В отличие от доро-

гостоящей авиации они повышают эффективность мониторинга состояния земельных участков и посевов в любой период времени, исключая необходимость обычного обхода полей агрономами и специалистами с измерительными приборами. Благодаря БПЛА в районном масштабе можно гораздо быстрее собирать и обрабатывать большое количество информации для оперативного принятия решений, что способствует улучшению урожайности, снижению расходов. Источниками наземных наблюдений в системе могут выступать различные организации и проекты, такие как исследовательские институты, группы и коммерческие компании, заинтересованные в создании новых технологий для сельского хозяйства. Главная задача цифровой трансформации сельского хозяйства – обеспечить переход к “умному сельскому хозяйству” и активному использованию и развитию цифровых технологий ДЗЗ для преобразования главной отрасли народного хозяйства страны (Шаповалов, 2021).

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке Министерства науки и высшего образования РФ (тема “Мониторинг”, госрегистрация № 122042500031-8).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Виноградов Б.В., Ведешин Л.А.* Применение высотных ракет для локальных исследований природной среды // В сборнике: “Исследование природной среды космическими средствами. География, методы космической фотосъемки”. ВИНТИ. 1975. С. 114–117.
- Виноградов Б.А., Кондратьев К.Я.* Космические методы земледелия. Гидрометеорологическое издательство Л. 1971. С. 190.
- Коваль А.Д., Ведешин Л.А.* Подготовка и проведение комплекса экспериментальных исследований природной среды с участием космонавтов социалистических стран // ИЗК. 1982. № 2. С. 11–19.
- Десинов Л.В., Ведешин Л.А.* Программа “Ураган” // ArcReview № 4. М. 2003. С. 13–14.
- Ведешин Л.А.* Первый советский метеорологический спутник (К 60-летию начала разработки спутников серии “Метеор”) ИЗК. 2021. № 2. С. 94–95.
- Kondratev K.Y., Kozoderov V.V., Vedeshin L.A.* Remote-Sensing of the Environment (Results OF Soviet-Aerican Collaboration 1988-1991) // Soviet J. Remote Sensing. 1993. V. 10. Iss. 3. P. 560–571.
- Ведешин Л.А., Шаповалов Д.А., Белорусцева Е.В.* Космические информационные технологии для решения сельскохозяйственных задач // Экологические системы и приборы. 2011. № 9. С. 3–10.
- Шаповалов Д.А., Ключин П.В., Савинова С.В., Лепехин П.П., Ведешин Л.А. и др.* Теория и практика дистанционного зондирования Земли для агропромышленного комплекса России. Монография / М. 2021, с. 360.
- Лупян Е.А., Прошин А.А., Бурцев М.А. и др.* Опыт эксплуатации и развития центра коллективного пользования системами архивации, обработки и анализа спутниковых данных. (ЦКП “ИКИ Мониторинг”). Современные проблемы ДЗЗ из космоса. М. 2019. Т. 16. № 3. С. 151–171.

ПРИМЕНЕНИЕ СОВРЕМЕННЫХ МУЛЬТИ- И ГИПЕРСПЕКТРАЛЬНЫХ КОСМИЧЕСКИХ СНИМКОВ С ЦЕЛЬЮ КАРТИРОВАНИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ И ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ЕДИНИЦ НА ТЕРРИТОРИИ АРКТИКИ

© 2022 г. Ю. Н. Иванова^{a, b, *}

^aИнститут геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук, Москва, Россия

^bРоссийский университет дружбы народов, Москва, Россия

*E-mail: jnivanova@yandex.ru

Поступила в редакцию 28.02.2022 г.

Статья посвящена обзору и анализу отечественной и зарубежной литературы по применению современных мульти- и гиперспектральных космических снимков космических аппаратов дистанционного зондирования Земли с целью картирования гидротермальных изменений и литологических единиц на арктической территории России и других стран. Показано, что в зарубежных странах (в основном США и Канада) и нашей стране на сегодняшний день существует множество публикаций по картированию полей развития гидротермальных минералов с использованием спектральных каналов аппаратов дистанционного зондирования, при этом подобные статьи практически отсутствуют для северных территорий. Возможно, это связано с трудоемким процессом сбора и анализа данных, коротким летним периодом, густой растительностью, заболоченностью и др. Полученные с помощью дистанционных технологий карты выигрышно отличаются от геологических. Их можно использовать с целью выделения перспективных участков для оптимизации дальнейших прогнозно-поисковых работ, построения геолого-генетических моделей месторождений, а также в качестве вспомогательного инструмента к “традиционным” методам разведки полезных ископаемых.

Ключевые слова: космические снимки, дистанционное зондирование Земли, метасоматические изменения, литологические единицы, спектроскопия изображений, Арктика

DOI: 10.31857/S0205961422050074

ВВЕДЕНИЕ

Современные материалы мульти- и гиперспектральных космических снимков (КС), полученных с космических аппаратов дистанционного зондирования Земли (КА ДЗЗ), обладают рядом преимуществ, таких как обзорность, детальность, повышенная глубинность, высокая информативность, экспрессность и относительно низкая стоимость, высокая эффективность и простота в применении (Бортников и др., 2014; Бондур, 2016; Ананьев и др., 2019 и др.). Совместно с “традиционными” (геологические, геофизические, геохимические) методами анализ подобных изображений позволяет выявить такие фундаментальные особенности строения изучаемой территории как глубинное строение, скрытые разрывные нарушения (Zhang et al., 2007; Pour et al., 2018, 2019), пространственное распределение метасоматических изменений (Di Tommaso et al., 2007; Amer et al., 2012; Graham et al., 2018; Kumar et al., 2020), указывающие на развитие рудной минерализации. При этом могут появиться новые характери-

стики, которые ранее не выявлялись при геологических и геофизических исследованиях.

На сегодняшний день существует множество публикаций по картированию полей развития гидротермальных минералов с использованием спектральных каналов КА ДЗЗ как для зарубежных, так и для российских, при этом практически отсутствуют подобные статьи для северных территорий.

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ ДИСТАНЦИОННЫХ МАТЕРИАЛОВ ДЛЯ КАРТИРОВАНИЯ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ И ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ЕДИНИЦ В ЗАРУБЕЖНЫХ СТРАНАХ

Проведенный анализ зарубежной литературы показал, что подобные работы встречаются в основном для территорий Аляски и севера Канады: Harris et al., 2005, Hubbard et al., 2007, Harraden, et al., 2013 и др.

Например, в статье (Harris et al., 2005) показано применение гиперспектральных данных (спектроскопия изображений) ДЗЗ для литологического картирования на юге острова Баффинова Земля (Канада). Эта площадь была выбрана, так как она имеет хорошо обнаженные коренные породы и минимальный растительный покров. Эти условия являются идеальными для реализации поставленной цели.

Спектроскопия изображений – это технология, применяющаяся для картирования растительности и минералов на участках поверхности Земли (см. например, Clark et al., 2003), а также для идентификации определенных минералов на основе их электронно-колебательного поглощения в отраженном солнечном диапазоне (400–2500 нм).

Гиперспектральные данные бортового зонда PROBE были собраны над участком исследования летом 2000 г. Обработка КС включала следующие методы: использование преобразований минимальной доли шума (MNF) к данным, визуальную интерпретацию трехцветного изображения MNF, выбор конечных элементов из изображения MNF с последующей фильтрацией для создания литолого-композиционной карты. В итоге была создана литологическая карта, дополняющая существующую геологическую карту. Это исследование показало, что примененные спектральные каналы позволили различить одну основную литологическую группу (метатоналиты), три составные единицы (псаммиты, кварциты и мондограниты) и растительность, являющуюся в этом районе индикатором для картирования метагабброидов. Таким образом, полученные результаты показывают, что гиперспектральные КС ДЗЗ являются перспективным и полезным вспомогательным инструментом для литологического картирования севера Канады.

Для района Боннифилд, террейн Юкон-Тана-на (ЮТ) (Аляска) были получены четыре КС КА ДЗЗ ASTER от 8 июля 2003 г. шириной 60 км масштаба 1 : 250000 с минимальной облачностью и снежным покровом (Hubbard et al., 2007). Эта территория является перспективной для выявления колчеданных и Cu-Мо-порфировых месторождений. Ученые собрали репрезентативные образцы горных пород из 13 различных литологических единиц этой площади. Были проанализированы гидротермально измененные пробы с колчеданного участка Ред Маунтин для создания спектральной библиотеки. Данные TIR по излучательной способности и декорреляционному растяжению сравнивались с имеющимися геологическими картами. Для картирования нескольких литологических комплексов, характеризующих отдельные минералы, которые демонстрируют диагностические спектральные признаки (например,

хлорит, эпидот, амфибол и другие железосодержащие минералы) были использованы данные отражательной способности, полученные с сенсоров VNIR-SWIR, и согласованная фильтрация; другие были выветрены и связаны с минералами гидроксила и трехвалентного железа.

В результате проделанной работы ученые выделили перспективные участки, которые могут представлять собой потенциальные месторождения.

В статье (Harraden et al., 2013) было изучено Cu–Au–Mo-порфировое месторождение Пейбл, расположенное в 320 км к юго-западу от Анкориджи, Аляска. Цель исследований – картирование гидротермальных изменений, характеризующихся тонкими вариациями в филлосиликатных минералах, которые не диагностируются только по визуальным критериям. Коротковолновая инфракрасная (SWIR) спектроскопия ядра из объекта была использована для достижения поставленной цели. Картирование этих комплексов имеет большое значение для создания геолого-генетической модели месторождения. Особенности спектрального поглощения между 1300 и 2500 нм (в частности, небольшие сдвиги в положении длины волны поглощения, связанные с Al–OH-связями около 2200 нм) позволяют различать иллит-, серицит-, каолинит- и пиррофиллитсодержащие комплексы метасоматических изменений. Электронно-зондовый и рентгеноструктурный анализы применялись для подтверждения химического состава и кристалличности филлосиликатных минералов, идентифицированных с использованием спектральных данных. Данные SWIR-спектроскопии использовались для надежной идентификации и пространственного определения комплексов филлосиликатных изменений на месторождении, включающие калиевые, иллит-каолинитовые, кварц-иллит-пиритовые, серицитовые, пиррофиллитовые, кварц-серицит-пиритовые и натриево-калиевые комплексы. Самые высокие концентрации золота и меди локализованы на восточном плутоне и совпадают с низкими значениями Al–OH. Они связаны с изменением пиррофиллита и серицита. Зона с низкими значениями Al–OH расположена на СВ месторождения и совпадает с кварц-серицит-пиритовыми изменениями.

Описанный в работе подход улучшил трехмерное картирование метасоматических изменений и показал, что коротковолновая инфракрасная спектроскопия может успешно различать вариации филлосиликатных видов. Полученные результаты имеют практическое и фундаментальное значение. Первое – распределение металлов на месторождении генетически связано с составом глинистых минералов, что играет важную роль для геологоразведочных работ. Второе – создание трехмерной модели метасоматических из-

менений для оптимизации планирования горных работ и проектирования процессов добычи полезных ископаемых (ПИ).

Картирование гидротермальных изменений также успешно проводится с помощью разнообразных датчиков, установленных на самолеты. Как и в случае с КС КА ДЗЗ наблюдается географическая тенденция преобладания подобных научных исследований на территориях США (Аляска), севера Канады и Гренландии. Эти труднодоступные площади до сих пор остаются слабо изученными, и существует высокая вероятность для обнаружения новых рудных объектов (Бортников и др., 2014; Волков и др., 2019).

Например, в работах (Bedini, 2011, 2012) изучались гидротермальные изменения молибденового месторождения Мальмбьерга (Гренландия) с использованием данных спектрометра аэрофото съемки, записанной системой визуализации Ну-Мар. Данные НуМар были проанализированы с применением неконтролируемой классификации на базе самоорганизующихся карт Кохонена и частичного спектрального разделения на основе алгоритма согласованного фильтра. В результате были закартированы пространственные распределения ярозита, гетита, фенгита, эпидота/хлорита, смектита, топаза и неизмененных пород. Кроме того, данные исследований привнесли новую информацию о комплексах гидротермальных изменений на месторождении (пространственное распределение зон фенгита). Эти работы показывают потенциал спектрометрии изображений как вспомогательного инструмента для геологического картирования и разведки в арктических регионах Восточной Гренландии.

В статье (Rogge et al., 2014) проводится исследование с использованием гиперспектральных изображений, полученных с самолета AISA (пространственное разрешение 2 м) для создания подробных литологических карт в субарктическом регионе (Нунавик, Канада), где ультраосновные (УО) породы связаны с Ni–Cu-(PGE) минерализацией. Двадцать линий полета AISA были радиометрически выровнены и объединены в мозаику 10×20 км, которая затем была применена для создания сцены КС EnMAP (пространственное разрешение 30 м) с использованием инструмента сквозного моделирования для оценки возможностей картирования датчиков. Конечные элементы изображения сравнивались со спектральными измерениями полевых образцов, чтобы оценить, насколько хорошо представлены основные типы горных пород. Результаты показывают, что изображения AISA обеспечивают лучшее представление типов основных и УО пород по сравнению с моделированием EnMAP. Затем производилось картирование распределения геологических материалов с применением итеративного спек-

трального анализа смесей. Результаты показывают, что с помощью бортовых данных получаются более подробные карты по сравнению с моделированными данными EnMAP. Тем не менее последние по-прежнему могут различать и картировать широкомасштабные литологические единицы, особенно основные и УО породы. Это исследование демонстрирует применение EnMAP в сочетании с автоматизированными методами спектрального анализа с целью картирования больших территории в субарктических и арктических регионах (потенциально 30×5000 км изображений в день) с использованием экспертных знаний.

В работе (Laakso et al., 2015) ученые применили наземные, лабораторные и воздушные методы оптического дистанционного зондирования для обнаружения метасоматических зон на полиметаллическом месторождении Изок Лейк (Нунавут, Канада). Этот объект расположен в субарктической зоне, где лишайники являются доминирующим видом, покрывающим скалы. Вмещающие риолитовые породы подверглись гидротермальным изменениям и содержат в основном биотит, хлорит и белые слюды. Эти минералы имеют спектральные характеристики поглощения Al–OH и Fe–OH в коротковолновой инфракрасной области, которые демонстрируют сдвиги длин волн из-за изменений химического состава. Наземные спектрометрические измерения показывают, что существует систематическая тенденция в положении длины волны характеристики поглощения Fe–OH в биотите/хлорите с увеличением расстояния от месторождения: среднее положение длины волны характеристики поглощения Fe–OH в проксимальных областях (398–3146 м от минерализации) наблюдается при 2254 нм, а отдаленных участков (5782–6812 м) – при 2251 нм. Кроме того, в проксимальных областях средняя длина волны поглощения Al–OH находится на уровне 2203 нм в отличие от средней длины волны на уровне 2201 нм в дистальных областях, что подразумевает спектральный сдвиг на 2 нм. Полученные результаты показывают, что зоны гидротермальных изменений могут быть обнаружены с помощью гиперспектрального дистанционного зондирования, несмотря на наличие обильного растительного покрова.

Ученые из Федерального центра Геологической службы Колорадо (Денвер) и Геологической службы США, (Рестон, Вирджиния) также используют визуальную спектроскопию в целях разведки полезных ПИ в отдаленных частях Аляски (Graham et al., 2018).

Данная территория была выбрана, так как большая ее часть имеет обнаженные коренные породы и является перспективной для обнаружения медно-порфировых месторождений.

Исследование объединило данные авиационной, полевой и лабораторной спектроскопии с полевыми и лабораторными геологическими исследованиями. Полевая спектроскопия была ориентирована на сбор данных калибровочной площади для атмосферной коррекции и проверки данных аэрофотосъемки, а также подтверждения результатов, полученных с воздуха. Геологические образцы были отобраны из минерализованных зон и использованы для лабораторной спектроскопии изображений и геохимического анализа.

Было собрано около 1000 линейных км изображений с помощью датчика НуМар, установленного на модифицированном самолете Piper Navajo. Самолет находился на высоте около 5050 м (среднее пространственное разрешение 6 м). Датчик измерял отраженный солнечный свет в 126 узких каналах, покрывающий длины волн от 455 до 2483 нм. Наземные спектральные сборы были выполнены с использованием полевого спектрометра со стандартным разрешением Analytical Spectral Devices FieldSpec 4 (ASD FS4). ASD FS4 измерял 2151 канал, охватывающий диапазон отраженного солнечного света от 350 до 2500 нм, при помощи трех детекторов. Данные отражения были собраны с четырех калибровочных площадок (с охватом 86–210 пикселей НуМар) в широких аллювиально-речных гравийных полосах, которые были минимально покрыты растительностью. Спектрометр для визуализации Hyperspectral Core Imager Mark III™ от Corescan был использован для сканирования около 30 образцов из месторождений Оранж Хилл и Бонд с целью картирования спектрально преобладающих минералов. Пространственное разрешение составляло примерно 0.5 мм. Спектрометр изображений Corescan измеряет 514 каналов, которые охватывают диапазон длин волн от 450 до 2500 нм. Длина волны и характеристики полосы пропускания каждого спектрометра, использованного в этом исследовании, были оценены с применением набора справочных материалов для проверки и перекрестной калибровки данных с разных инструментов.

Образцы горных пород и почвы были проанализированы следующими методами: рентгено-спектральным микроанализом (РСМА), атомно-эмиссионной спектроскопией с индуктивно связанной плазмой (ICP-AES) и масс-спектрометрией с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) после плавления пероксида натрия, пробирным методом (золото), дифракцией рентгеновских лучей (XRD), чтобы подтвердить наличие спектрально идентифицируемых минералов при картировании на основе анализа МІСА.

В результате были составлены карты распределения слюды, хлорита/эпидота, карбонатов и глин. Полученные данные смогут помочь распо-

знать области потенциальных магматических/гидротермальных изменений. Понимание минералогических и спектральных вариаций внутри и между типами месторождений важно для интерпретации данных аэрофотоснимков. Исследование показывает, что визуальная спектроскопия может применяться для региональной разведки различных типов минерализации, например, открытых горных районов Аляски.

В работе (Kokaly et al., 2017, 2018) для территории Набесна (Аляска) также применялись данные визуального спектрометра и датчика НуМар, которые были установлены на самолет Piper Navajo. Спектрометр НуМар измерял отраженный солнечный свет в 126 узких каналах, охватывающих диапазон длин волн от 0.4 до 2.5 мкм электромагнитного спектра. Данные были получены при номинальном 6-метровом мгновенном поле зрения (GIFOV). Всего было собрано 1900 км² изображений. Самолет летал на высоте примерно 5050 м со средним пространственным разрешением 6.7 м. Данные об отражении из датчика НуМар обрабатывались с использованием алгоритма идентификации и характеристики материалов (MICA) модуля программного обеспечения USGS PRISM (Processing Routines in IDL for Spectroscopic Measurements), запрограммированного на интерактивном языке данных (IDL; Harris Geospatial Solutions). MICA идентифицирует спектрально преобладающий минерал(ы) в каждом пикселе данных спектрометра изображения путем сравнения спектральных характеристик с удаленным континуумом в спектре отражения пикселя с особенностями поглощения с удаленным континуумом в эталонных спектрах минералов, растительности, воды и других материалов. Для каждого пикселя эталонный спектр с наибольшим значением соответствия определяет преобладающий класс минералов.

В итоге ученые составили карту положения длин волн поглощения Al–OH белой слюды с длиной волны 2200 нм.

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ СОВРЕМЕННЫХ КС ДЛЯ КАРТИРОВАНИЯ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ЗОН И ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ГРАНИЦ В ОТЕЧЕСТВЕННОЙ НАУКЕ

В России картирование зон гидротермальных изменений по данным КА ДЗЗ еще не очень широко распространено. Подобные единичные работы можно встретить, например, у исследователей из Национального исследовательского Томского политехнического университета (Ananyev et al., 2015; Ананьев и др., 2015, 2019) для Уряхского (Иркутская область), Федоровско-Кедровского (республика Хакасия), Светлого (Хабаровский край) золоторудных полей и Санкт-Петербур-

ского научно-исследовательского центра экологической безопасности РАН (Горный и др., 2014) для территории пояса Бормо-Горен (Буркина-Фасо, Африка). При этом аналогичные работы для арктической территории отсутствуют.

В этих статьях ученые используют материалы КС КА Aster, Landsat, Spot, Ikonos и применяют различные методы и подходы к дешифрированию, картированию метасоматических изменений и литологических единиц, например, метод главных компонент (МГК) для корреляционного анализа многоканальных изображений (Ananyev et al., 2015; Ананьев и др., 2019), спутниковую спектрометрию с целью картирования зональности окolorудных изменений, методы соответствия спектральным образцам (Spectral feature fitting) и условной минимизации энергии (Constrained energy minimization) для распознавания минералов по их эталонным спектрам (Горный и др., 2014) и др.

Сопоставление данных, полученных при картировании метасоматитов и результатов наземных съемок, показало весьма высокую сходимость.

Данные комплексного анализа материалов космических съемок различного пространственного разрешения могут быть положены в основу многоуровневой прогнозно-поисковой модели (например, для эпитермального Au–Ag оруденения кислотно-сульфатного типа (Ананьев и др., 2019)), определения потенциальных золоторудных районов в пределах идентичных месторождений, составления прогнозно-поисковых критериев при анализе КС с целью прогнозирования перспективной рудной минерализации и др.

Например, в работе (Ананьев и др., 2015) ученые разработали методику обработки и дешифрирования КС Landsat, Aster, Spot, Ikonos и цифровых моделей рельефов радарных систем SRTM и Aster GDEM, апробировав ее на площади Урехского рудного поля.

Сюльбанская зона глубинных разломов имеет ССЗ направление с серией субпараллельных швов общей мощностью 5–7 км. Вмещающие породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фаций, а в зоне Сюльбанского глубинного разлома преобразованы в разнообразные по составу динамосланцы и подвержены метасоматическим изменениям лиственит-березитового типа с сопряженным золотым оруденением.

Методика исследования включала дешифрирование в различных масштабах – от регионального до детального. На первом этапе по материалам регионального уровня генерализации Landsat, Aster, Spot установлены закономерности размещения Урехского рудного поля в региональных структурах, а на втором этапе по данным деталь-

ных съемок Ikonos выявлены элементы его строения.

Проявления потенциально рудной минерализации отчетливо фиксируется в разномасштабных материалах дистанционных съемок. Так по линейно-штриховым зонам выделены участки с предполагаемым развитием кварцево-жильной минерализацией, а по спектральным характеристикам КС КА Aster – предполагаемые тела метасоматитов березитового профиля.

Таким образом, особенности распределения различных морфологических типов потенциального оруденения позволяет констатировать следующее: вся рудная минерализация располагается в зоне влияния Сюльбанского разлома не далее 850 м от его швов; различные морфологические типы располагаются зонально – на северном фланге развиты преимущественно прожилково-вкрапленные тела в березитах, а на южном, в области основного шва, жильное. Кроме того, проведенные учеными исследования позволили показать высокую эффективность использования материалов Ikonos на стадии поисково-оценочных работ в Сюльбанской зоне разломов и информативность спектральных каналов; закартировать различные типы рудной минерализации и установить закономерности ее пространственного распределения. Представляется, что оруденение в пределах рудного поля можно ожидать вдоль всей зоны Сюльбанского разлома, причем в северной части поля будет преобладать преимущественно прожилково-вкрапленный тип в березитах, а в южной части – жильный кварц-золото-сульфидный тип.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДИСТАНЦИОННЫХ МАТЕРИАЛОВ КА LANDSAT 8 ДЛЯ ВЫЯВЛЕНИЯ СТРУКТУРНОЙ ПОЗИЦИИ И ТИПИЗАЦИИ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ЗОН НА ТЕРРИТОРИИ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

Впервые в работе (Викентьев и др., 2021) для территории Урала на основе МГК был разработан подход к статистическому анализу дистанционных материалов КА Landsat 8. Он основан в оценке спектрального вклада минералогического индекса в главную компоненту с целью выделения закономерностей и особенностей глубинного строения Тоупугол-Ханмейшорского золоторудного района Полярного Урала.

Геологическое строение данной площади можно найти в работах (Soloviev et al., 2013, Зылева и др., 2014, Викентьев и др., 2017 и др.)

Для этой территории было получено дневное безоблачное изображение КА Д33 Landsat-8 уровня обработки 1Т (с поправкой на рельеф), LC08_L1TP_165013_20161001_20170320_01_T1 (path/row 165/13) от 1 октября 2016 г. из Информа-

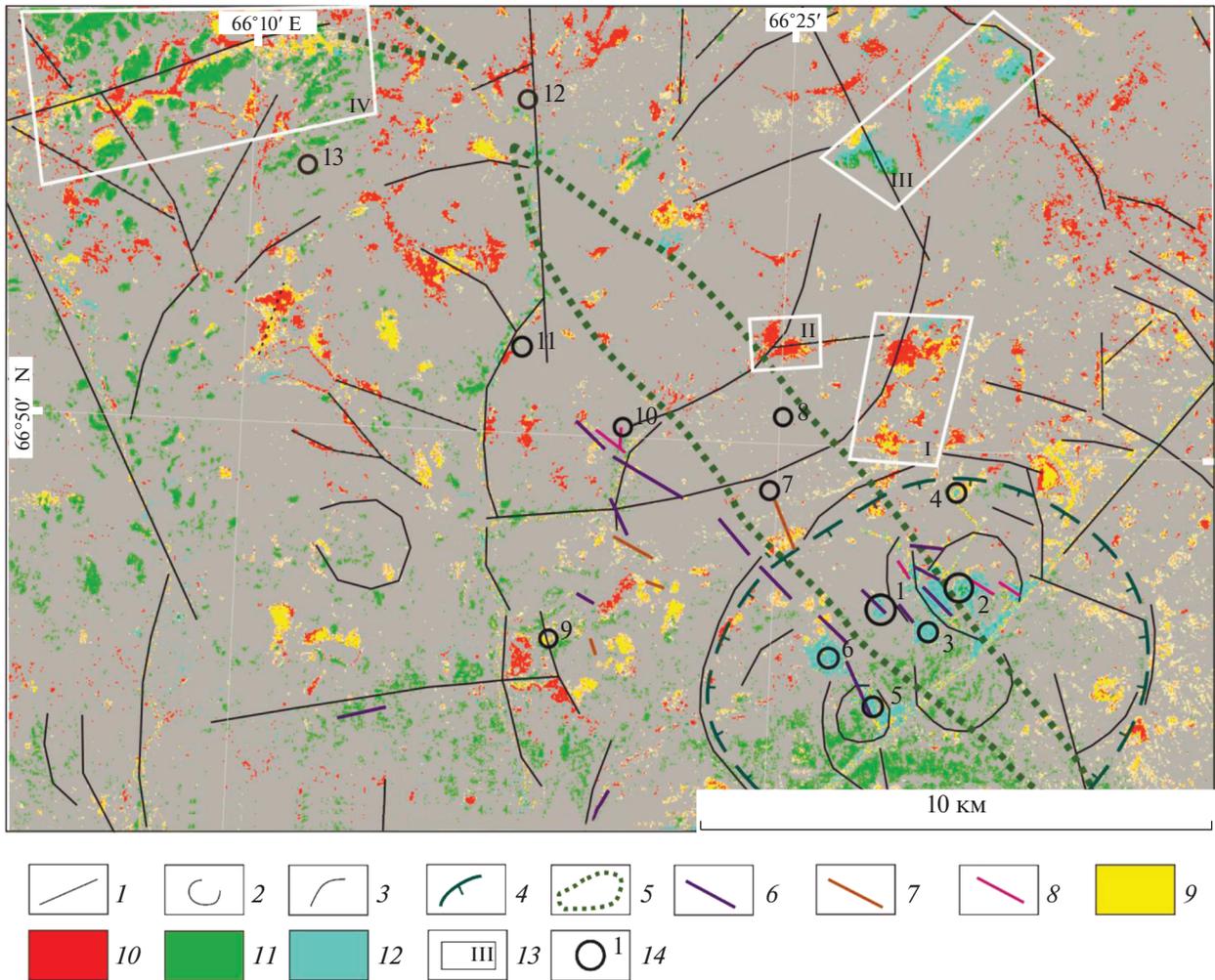


Рис. 1. Карта площади развития гидротермально-метасоматических пород Тоупугол-Ханмейшорского рудного района и прилегающей территории по материалам ДЗЗ: 1–4 – линейменты и другие структуры, выявленные в ходе анализа КС: 1 – радиальные 1-го порядка, 2 – кольцевые, 3 – дуговые, 4 – Новогодненская палеовулканическая структура (Иванова и др., 2019); 5 – зона безритунизации, вынесенная с геологической карты (Зылева и др., 2014); 6–8 – дайки, связанные с типами рудной минерализации: 6 – золото-сульфидно-кварцевым (C₁); 7 – золото-сульфидно-кварцевым (D₂₋₃); 8 – золото-железо-скарновым (D₂); 9–12 – вторичные изменения: 9 – оксиды и гидроксиды железа (лимонит); 10 – гидроксид- (Al–OH, Mg–OH) и карбонат-содержащие минералы; 11 – оксиды двухвалентного железа (магнетит); 12 – оксиды трехвалентного железа (гематит); 13 – территории перспективные для выявления золоторудной минерализации; 14 – рудопроявления и месторождения: Петропавловское (1), Новогоднее-Монто (2), Караченцева (3), Тоупугол (4), Карьерное (5), Тоунугольское (6), Аномальное (7), Ханмейшорское (8), Невидимка (9), Обское (10), Малоханмейское (11), Евъеганское (12), Евъюгань (13).

ционной системы сбора и предоставления спутниковых данных ДЗЗ (EOSDIS) (<https://search.earth-data.nasa.gov>). Также была проведена радиометрическая и атмосферная коррекция КС с целью калибровки сырых цифровых значений пикселей к отражающей способности дневной поверхности. Выделение гидротермально-измененных зон по КС основывалось на методе отношения спектральных каналов (минералогические индексы) и МГК. Первый был использован для усиления спектральной особенности пикселя в мультис-

пектральных изображениях путем отношения спектрального отражения одного канала к другому (Mather, 1999). В результате искомым минерал (или их группа) был выражен яркими пикселями на полученном изображении (рис. 1).

Для картирования полей развития гидротермальных минералов с использованием спектральных каналов КА Landsat-8 было разработано несколько минералогических индексов (Pour et al., 2018): 4/2 – минералы группы оксидов и гидроксидов железа (гематит, магнетит, гетит, ильме-

нит), а также ярозит и их смесь – лимонит; 6/4 – минеральные ассоциации с преобладанием оксида двухвалентного железа (магнетита); 6/5 – минеральные ассоциации с преобладанием оксида трехвалентного железа (гематита); 6/7 – гидроксилсодержащие (Al–ОН- и Fe, Mg–ОН-), карбонатные (кальцит и доломит) и сульфатные (гипс) минералы.

Второй метод (МГК) использовался для картирования гидротермальных минералов и литологических единиц на основе спектральных каналов-сенсоров КА ДЗЗ (Loughlin, 1991). Данный метод был применен к анализу ранее полученных минералогических индексов с использованием ковариационной матрицы. Подобный подход позволяет статистически оценить надежность в пространстве разновозрастных процессов скарпирования, березитизации и окварцевания.

В итоге было выделено 4 наиболее перспективных участка, которые на схемах дешифрирования КС отвечают скоплениям наиболее ярко выраженных проявлений минералогических индексов (см. рис. 1).

Учитывая геологические особенности локализации рудных объектов и данные обработки КС, был предложен усовершенствованный комплекс поисковых признаков.

Установлен следующий прогнозно-поисковый признак: перспективные на золото площади приурочены к области сопряжения небольших кольцевых структур размером до 10 км, осложненной протяженными рудоконтролирующими разрывными нарушениями СВ или СЗ простирания, и на КС выражены контрастными проявлениями индексов оксида железа(III) и в меньшей степени оксида железа(II). Эти индексы рассматриваются как индикаторы минералов гидротермальной природы и продуктов их гипергенеза (лимонит и др.). Полученный прогнозно-поисковый признак свидетельствует о весьма благоприятных условиях для развития золоторудной минерализации на изучаемой территории. Данная закономерность может быть использована в дальнейшем при металлогеническом анализе дельтовых космических снимков частично закрытых регионов Арктической зоны.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, на сегодняшний день картирование зон гидротермальных изменений по данным КС КА ДЗЗ пока еще редко применяется в зарубежной практике для северных площадей, тогда как для российской арктической территории таких работ пока не существует. Возможно, это связано с трудоемким процессом сбора и анализа данных, коротким летним периодом, густой

растительностью, заболоченностью, что в целом затрудняет процесс исследования.

Литологическое картирование и картирование метасоматических зон применяется с использованием современных мульти- и гиперспектральных данных КС КА ДЗЗ, но при условии отсутствия растительности и снежного покрова. При этом полученные таким образом карты выигрываются отличаются от геологических. Их можно использовать с целью выделения перспективных участков для оптимизации дальнейших прогнозно-поисковых работ, а также построения геолого-генетических моделей месторождения.

Различные датчики, установленные на самолеты (аэрофотосъемка) в сочетании с полевыми и лабораторными методами также используются для картирования и идентификации гидротермальных изменений больших площадей на арктической территории, создания библиотек данных и в качестве вспомогательного инструмента к традиционным методом разведки ПИ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ананьев Ю.С., Поцелуев А.А., Житков В.Г.* Позиция и тектонические структуры Урхского рудного поля по данным дешифрирования современных космических снимков // Международный журнал прикладных и фундаментальных исследований. 2015. № 6–2. С. 260–264.
- Ананьев Ю.С., Житков В.Г., Поцелуев А.А.* Прогнозно-поисковая модель эпитеpmальных Au-Ag месторождений кислотно-сульфатного типа по данным дешифрирования современных космических снимков (на примере рудного поля Светлое, Хабаровский край // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2019. Т. 330. № 5. С. 84–92.
- Бондур В.Г.* Космическая геоинформатика // Перспективы науки и образования. 2016. № 1(19). С. 17–21.
- Бортников Н.С., Лобанов К.В., Волков А.В., Галямов А.Л., Мурашов К.Ю.* Арктические ресурсы золота в глобальной перспективе // Арктика: экология и экономика. 2014. № 4(16). С. 28–37.
- Викентьев И.В., Мансуров Р.Х., Иванова Ю.Н. и др.* Золото-порфировое Петропавловское месторождение (Полярный Урал): геологическая позиция, минералогия и условия образования // Геол. руд. месторожд. 2017. Т. 59. № 6. С. 501–541.
- Викентьев И.В., Иванова Ю.Н., Нафигин И.О., Бортников Н.С.* Структурная позиция и типизация метасоматических зон, Полярный Урал: первый опыт современного космического зондирования Земли // Докл. АН. 2021. Т. 500. № 2. С. 115–122.
- Волков А.В., Галямов А.Л., Лобанов К.В.* Минеральное богатство Циркумарктического пояса // Арктика: экология и экономика. 2019. № 1(33). С. 106–117.
- Горный В.И., Крицук С.Г., Латыпов И.Ш., Тронин А.А.* Особенности минералогической зональности рудно-магматических систем, вмещающих кварцево-жиль-

- ные месторождения золота (по материалам спутниковой спектроскопии) // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2014. Т. 11. № 3. С. 140–156.
- Зылева Л.И., Коновалов А.Л., Казак А.П. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1000000 (третье поколение). Серия Западно-Сибирская. Лист Q-42 – Салехард: Об. записка. СПб.: ВСЕГЕИ. 2014, 396 с.
- Иванова Ю.Н., Выхристенко Р.И., Викентьев И.В.* Геологическая позиция и структурный контроль оруденения Тоупугол-Ханмейшорского района (Полярный Урал) по результатам дистанционного зондирования // Исследование Земли из космоса. 2019. № 3. С. 66–76.
- Amer R., Kusky T., El Mezayen A.* Remote sensing detection of gold related alteration zones of Um Rus area, Central Eastern desert of Egypt // *Adv. Space Res.* 2012. V. 49. P. 121–134.
- Ananyev Yu.S., Maskov A.A., Abramova R.N.* Hydrothermal alteration mapping of Siberian gold-ore fields based on satellite spectroscopy data // *PGON 2015 IOP Publishing IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science* 27. 2015. P. 2–5.
- Bedini E.* Mineral mapping in the Kap Simpson complex, central east Greenland, using HyMap and ASTER remote sensing data. // *Adv. in Space Res.* 2011. V. 47. P. 60–73.
- Bedini E.* Mapping alteration minerals at Malmbjerg molybdenum deposit, central East Greenland, by Kohonen self-organizing maps and matched filter analysis of HyMap data // *Intern. J. Rem. Sen.* 2012. V. 33. P. 939–961. <https://doi.org/10.1080/01431161.2010.542202>
- Di Tommaso I., Rubinstein N.* Hydrothermal alteration mapping using ASTER data in the Infiernillo porphyry deposit, Argentina // *Ore Geol. Rev.* 2007. V. 32. P. 275–290.
- Graham G.E., Kokaly R.F., Kelley K.D. et al.* Application of imaging spectroscopy for mineral exploration in Alaska: a study over porphyry Cu deposits in the Eastern Alaska range // *Econ. Geol.* 2018. V. 113(2). P. 489–510.
- Clark R.N., Swayze G.A., Livo K.E., Kokaly R.F., Sutley S.J., Dalton J.B., McDougal R.R., Gent C.A.* Imaging spectroscopy: Earth and planetary remote sensing with the USGS Tetracorder and expert systems: // *J. Geophys. Res.: Planets.* 2003. V. 108(E12). P. 5-1–5-43.
- Harraden C.L., McNulty B.A., Gregory M.J., Lang J.R.* Shortwave infrared spectral analysis of hydrothermal alteration associated with the Pebble porphyry copper-gold-molybdenum deposit, Iliamna, Alaska: // *Econ. Geol.* 2013. V. 108. P. 483–494.
- Harris J.R., Rogge D., Hitchcock R., Ijewliw O., Wright D.* Mapping lithology in Canada's Arctic: Application of hyperspectral data using the minimum noise fraction transformation and matched filtering // *Canad. J. Earth Scien.* 2005. V. 42. P. 2173–2193.
- Hubbard B.E., Rowan L.C., Dusel-Bacon C., Eppinger R.G.* Geologic mapping and mineral resource assessment of the Healy and Talkeetna Mountains quadrangles, Alaska, using minimal cloud- and snow-cover ASTER data // *U.S. Geological Survey Open-File Report* 2007-1046. 2007, 18 p. <https://pubs.usgs.gov/of/2007/1046/ofr2007-1046.pdf>.
- Kokaly R.F., Hoefen T.M., King T.V.V., Johnson M.R.* Airborne imaging spectroscopy data collected for characterizing mineral resources near Nabesna, Alaska, 2014 // *U.S. Geological Survey Data Release*, 2017. <https://doi.org/10.5066/F7DN435W>
- Kokaly R.F., Johnson M.R., Graham G.E., Hoefen T.M., Kelley K.D., Hubbard B.E.* Imaging spectrometer reflectance data, mineral predominance map, and white mica wavelength position map, Nabesna Quadrangle, Alaska // *U.S. Geological Survey*, 2018. <https://doi.org/10.5066/F7NV9H6F>.
- Kumar C., Chatterjee S., Oommen T.* Mapping hydrothermal alteration minerals using high-resolution AVIRIS-NG hyperspectral data in the Hutti-Maski gold deposit area, India // *Int. J. Remote Sensing.* 2020. V. 41. № 2. P. 794–812.
- Laakso K., Rivard B., Peter J.M., White H.P., Maloley M., Harris J., Rogge D.* Application of airborne, laboratory and field hyperspectral methods to mineral exploration in the Canadian Arctic: Recognition and characterization of volcanogenic massive sulfide-associated hydrothermal alteration in the Izok Lake deposit area, Nunavut, Canada // *Econ. Geol.* 2015. V. 110. P. 925–941.
- Loughlin W.P.* Principal Component Analysis for Alteration Mapping // *Photogramm. Eng. Remote Sens.* 1991. V. 57. P. 1163–1169.
- Mather P.M.* Computer Processing of Remotely Sensed Images: An Introduction. Chichester, UK: John Wiley and Sons. 1999. 460 p.
- Pour A.B., Park Y., Park T.S. et al.* Regional geology mapping using satellite-based remote sensing approach in Northern Victoria Land, Antarctica // *Polar Sci.* 2018. № 16. P. 23–46.
- Pour A.M., Park Tae-Yoon S., Park Y. et al.* Landsat-8, Advanced Space borne thermal emission and reflection radiometer, and WorldView-3 multispectral satellite imagery for prospecting copper-gold mineralization in the Northeastern Inglefield Mobile belt (IMB), Northwest Greenland // *Rem. Sens.* 2019. 11(20). 2430.
- Rogge D., Rivard B., Segl K., Grant B., Feng J.* Mapping of NiCu-PGE ore hosting ultramafic rocks using airborne and simulated EnMAP hyperspectral imagery, Nunavik, Canada // *Remote Sensing of Environment.* 2014. V. 152. P. 302–317.
- Soloviev S.G., Kryazhev S.G., Dvurechenskaya S.S.* Geology, mineralization, stable isotope geochemistry, and fluid inclusion characteristics of the Novogodnee-Monto oxidized Au-(Cu) skarn and porphyry deposit, Polar Ural, Russia. 2013 // *Miner. Deposita.* 48(5). P. 603–627.
- Zhang X., Panzer M., Duke N.* Lithologic and mineral information extraction for gold exploration using ASTER data in the south Chocolate Mountains (California) // *J. Photogramm. Remote Sens.* 2007. V. 62. P. 271–282.

The Use of Modern Multi- And Hyperspectral Satellite Images of ERS Spacecraft for Mapping Alteration Changes and Lithological Units in the Arctic

Yu. N. Ivanova^{1, 2}

¹*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry of Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

²*Peoples' Friendship University of Russia (RUDN University), Moscow, Russia*

The article is devoted to the review and analysis of domestic and foreign literature on the use of modern multi- and hyperspectral space images of spacecraft of remote sensing of the Earth to mapping hydrothermal alterations and lithological units in the Arctic of Russia and other countries. It is shown that in foreign countries (mainly the USA and Canada) and in our country today there are many publications of mapping hydrothermal alterations using the spectral channels of remote sensing devices. At the same time, such articles are practically absent for the northern territories. Perhaps this is due to the labor-intensive presses of collection and analysis of the data, a short summer period, dense vegetation, swampiness. Maps obtained using remote technologies advantageously differ from geological maps. Such maps can be used to identify promising areas for optimizing further predictive and prospecting works, building geological and genetic models of the deposits, and also as an auxiliary tool for “traditional” mineral exploration methods.

Keywords: space images, Earth remote sensing, metasomatic changes, lithological units, imaging spectroscopy, Arctic

REFERENCES

- Amer R., Kusky T., El Mezayen A.* Remote sensing detection of gold related alteration zones of Um Rus area, Central Eastern desert of Egypt // *Adv. Space Res.* 2012. V. 49. P. 121–134.
- Ananyev Yu.S., Maskov A.A., Abramova R.N.* Hydrothermal alteration mapping of Siberian gold-ore fields based on satellite spectroscopy data // *PGON 2015 IOP Publishingn IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science* 27. 2015. P. 2–5.
- Anan'yev Yu.S., Potseluyev A.A., Zhitkov V.G.* Pozitsiya i tektonicheskiye struktury Uryakhskogo rudnogo polya po dannym deshifirovaniya sovremennykh kosmicheskikh snimkov [Position and tectonic structures of the Uryakhsky ore field according to the interpretation of modern space images] // *Mezhdunarodnyy zhurnal prikladnykh i fundamental'nykh issledovaniy* [International Journal of Applied and Fundamental Research]. 2015. № 6-2. P. 260–264. (In Russian).
- Anan'yev Yu.S., Zhitkov V.G., Potseluyev A.A.* Prognozno-poiskovaya model' epitermal'nykh Au-Ag mestorozhdeniy kislотно-sul'fatnogo tipa po dannym deshifirovaniya sovremennykh kosmicheskikh snimkov (na primere rudnogo polya Svetloye, Khabarovskiy kray [Predictive model of epithermal Au-Ag deposits of acid-sulfate type according to the data of interpretation of modern satellite images (on the example of the Svetloe ore field, Khabarovsk Territory)] // *Izvestiya Tomskogo politekhnicheskogo universiteta. Inzhiniring georesurov* [Bulletin of the Tomsk Polytechnic University. Engineering of georesources]. 2019. V. 330. № 5. P. 84–92. (In Russian).
- Bedini E.* Mapping alteration minerals at Malmbjerg molybdenum deposit, central East Greenland, by Kohonen self-organizing maps and matched filter analysis of HyMap data // *Intern. J. Rem. Sen.* 2012. V. 33. P. 939–961. <https://doi.org/10.1080/01431161.2010.542202>
- Bedini E.* Mineral mapping in the Kap Simpson complex, central east Greenland, using HyMap and ASTER remote sensing data // *Adv. in Space Res.* 2011. V. 47. P. 60–73.
- Bondur V.G.* Kosmicheskaya geoinformatika [Space geoinformatics] // *Perspektivy nauki i obrazovaniya* [Prospects of science and education]. 2016. № 1(19). P. 17–21. (In Russian).
- Bortnikov N.S., Lobanov K.V., Volkov A.V., Galyamov A.L., Murashov K.Yu.* Arkticheskiye resursy zolota v global'noy politike [Arctic gold resources from a global perspective] // *Arktika: ekologiya i ekonomika* [Arctic: ecology and economy]. 2014. № 4(16). P. 28–37. (in Russian)
- Clark R.N., Swayze G.A., Livo K.E., Kokaly R.F., Sutley S.J., Dalton J.B., McDougal R.R., Gent C.A.* Imaging spectroscopy: Earth and planetary remote sensing with the USGS Tetracorder and expert systems: // *J. Geophys. Res.: Planets.* 2003. V. 108(E12). P. 5-1–5-43.
- Di Tommaso I., Rubinstein N.* Hydrothermal alteration mapping using ASTER data in the Infiernillo porphyry deposit, Argentina // *Ore Geol. Rev.* 2007. V. 32. P. 275–290.
- Gornyy V.I., Kritsuk S.G., Latypov I.S.H., Tronin A.A.* Osobennosti mineralogicheskoy zonal'nosti rudno-magmaticheskikh sistem, vmeshchayushchikh kvartsevo-zhil'nyye mestorozhdeniya zolota (po materialam sputnikovoy spektrometrii) [Peculiarities of mineralogical zonality of ore-magmatic systems hosting quartz-vein gold deposits (according to satellite spectrometry data)] // *Sovremennyye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa* [Modern problems of remote sensing of the Earth from space]. 2014. T. 11. № 3. P. 140–156. (In Russian).
- Graham G.E., Kokaly R.F., Kelley K.D. et al.* Application of imaging spectroscopy for mineral exploration in Alaska: a study over porphyry Cu deposits in the Eastern Alaska range // *Econ. Geol.* 2018. V. 113(2). P. 489–510.
- Harraden C.L., McNulty B.A., Gregory M.J., Lang J.R.* Shortwave infrared spectral analysis of hydrothermal alteration associated with the Pebble porphyry copper-gold-molybdenum deposit, Iliamna, Alaska: // *Econ. Geol.* 2013. V. 108. P. 483–494.
- Harris J.R., Rogge D., Hitchcock R., Ijewliw O., Wright D.* Mapping lithology in Canada's Arctic: Application of hyperspectral data using the minimum noise fraction transfor-

- mation and matched filtering // *Canad. J. Earth Scien.* 2005. V. 42. P. 2173–2193.
- Hubbard B.E., Rowan L.C., Dusel-Bacon C., Eppinger R.G.* Geologic mapping and mineral resource assessment of the Healy and Talkeetna Mountains quadrangles, Alaska, using minimal cloud- and snow-cover ASTER data // U.S. Geological Survey Open-File Report 2007-1046. 2007, 18 p. <https://pubs.usgs.gov/of/2007/1046/ofr2007-1046.pdf>.
- Ivanova J.N., Vyhristenko R.I., Vikentyev I.V.* Geological position and structural control of ore mineralization in the Toupugol-Khanmeyshorsky district (the Polar Urals) based on the remote sensing results // *Izvestiya Atmospheric and Oceanic Physics.* 2019. V. 55. № 9. P. 1379–1388. <https://doi.org/10.1134/S0001433819090226>
- Kokaly R.F., Hoefen T.M., King T.V.V., Johnson M.R.* Airborne imaging spectroscopy data collected for characterizing mineral resources near Nabesna, Alaska, 2014 // U.S. Geological Survey Data Release, 2017. <https://doi.org/10.5066/F7DN435W>
- Kokaly R.F., Johnson M.R., Graham G.E., Hoefen T.M., Kelley K.D., Hubbard B.E.* Imaging spectrometer reflectance data, mineral predominance map, and white mica wavelength position map, Nabesna Quadrangle, Alaska // U.S. Geological Survey, 2018. <https://doi.org/10.5066/F7NV9H6F>
- Kumar C., Chatterjee S., Oommen T.* Mapping hydrothermal alteration minerals using high-resolution AVIRIS-NG hyperspectral data in the Hutti-Maski gold deposit area, India // *Int. J. Remote Sensing.* 2020. V. 41. № 2. P. 794–812.
- Laakso K., Rivard B., Peter J.M., White H.P., Maloley M., Harris J., Rogge D.* Application of airborne, laboratory and field hyperspectral methods to mineral exploration in the Canadian Arctic: Recognition and characterization of volcanogenic massive sulfide-associated hydrothermal alteration in the Izok Lake deposit area, Nunavut, Canada // *Econ. Geol.* 2015. V. 110. P. 925–941.
- Loughlin W.P.* Principal Component Analysis for Alteration Mapping // *Photogramm. Eng. Remote Sens.* 1991. V. 57. P. 1163–1169.
- Mather P.M.* Computer Processing of Remotely Sensed Images: An Introduction. Chichester, UK: John Wiley and Sons. 1999. 460 p.
- Pour A.B., Park Y., Park T.S. et al.* Regional geology mapping using satellite-based remote sensing approach in Northern Victoria Land, Antarctica // *Polar Sci.* 2018. № 16. P. 23–46.
- Pour A.M., Park Tae-Yoon S., Park Y. et al.* Landsat-8, Advanced Space borne thermal emission and reflection radiometer, and WorldView-3 multispectral satellite imagery for prospecting copper-gold mineralization in the North-eastern Inglefield Mobile belt (IMB), Northwest Greenland // *Rem. Sens.* 2019. 11(20). 2430.
- Rogge D., Rivard B., Segl K., Grant B., Feng J.* Mapping of NiCu-PGE ore hosting ultramafic rocks using airborne and simulated EnMAP hyperspectral imagery, Nunavik, Canada // *Remote Sensing of Environment.* 2014. V. 152. P. 302–317.
- Soloviev S.G., Kryazhev S.G., Dyurechenskaya S.S.* Geology, mineralization, stable isotope geochemistry, and fluid inclusion characteristics of the Novogodnee-Monto oxidized Au-(Cu) skarn and porphyry deposit, Polar Ural, Russia. 2013 // *Miner. Deposita.* 48(5). P. 603–627.
- Vikent'yeve I.V., Ivanova J.N., Nafigin I.O., Bortnikov N.S.* Strukturnaya pozitsiya i tipizatsiya metasomaticheskikh zon, Polyarnyy Ural: pervyy opyt sovremennogo kosmicheskogo zondirovaniya Zemli [Structural position and typification of alteration zones, Polar Urals: the first experience of modern space sensing of the Earth // *Doklady akademii nauk [Reports of the Academy of Sciences]*. 2021. V. 500. № 2. P. 115–122.
- Vikentyev I.V., Ivanova Y.N., Tyukova E.E. et al.* Porphyry-style Petropavlovskoe gold deposit, the Polar Urals: geological position, mineralogy, and formation conditions // *Geology of Ore Deposits.* 2017. V. 59. № 6. P. 482–520.
- Volkov A.V., Galyamov A.L., Lobanov K.V.* Mineral'noye bogatstvo Tsirkumarkticheskogo poyasa [Mineral wealth of the Circumarctic belt] // *Arktika: ekologiya i ekonomika [Arctic: ecology and economy]*. 2019. № 1(33). P. 106–117. (In Russian).
- Zhang X., Panzer M., Duke N.* Lithologic and mineral information extraction for gold exploration using ASTER data in the south Chocolate Mountains (California) // *J. Photogramm. Remote Sens.* 2007. V. 62. P. 271–282.
- Zylova L.I., Kononov A.L., Kazak A.P. et al.* Gosudarstvennaya geologicheskaya karta Rossiyskoy Federatsii. Masshtab 1 : 1 000 000 (tret'ye pokoleniye). Seriya Zapadno-Sibirskaya. List Q-42 – Salekhard: Ob. zapiska. [State geological map of the Russian Federation. Scale 1 : 1 000 000 (third generation). Series West Siberian. Sheet Q-42 – Salekhard: Ob. note.] St. Petersburg: VSEGEI. 2014, 396 p. (In Russian).