

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 6, 2021

Использование космической информации о Земле

Исследование из космоса аномальных вариаций различных геофизических полей при подготовке серии сильных землетрясений в Италии в 2016–2017 гг.

В. Г. Бондур, М. Н. Цидилина, О. С. Воронова, Н. В. Феоктистова 3

Анализ областей морского льда в Северном Ледовитом океане, неопределяемых алгоритмом ASI по данным спутниковой микроволновой радиометрии

Т. А. Алексеева, Ю. В. Соколова, В. В. Тихонов, В. М. Смоляницкий, Е. В. Афанасьева, М. Д. Раев, Е. А. Шарков 22

Долгопериодные тенденции интенсивности восточных пограничных апвеллинговых систем по различным спутниковым данным. Ч. 2: апвеллинги в Тихом океане

А. Б. Полонский, А. Н. Серебренников 39

Отклик растительного покрова Западно-Сибирской равнины на климатические изменения в 1982–2015 гг.

Е. М. Короткова, В. В. Зуев 50

Структурный контроль золоторудной минерализации восточного склона Полярного Урала по результатам анализа мультиспектральных снимков космического аппарата Landsat 8

Ю. Н. Иванова, Р. И. Выхристенко 60

Применение космической съемки высокого разрешения при поисках прибрежных россыпей и месторождений углеводородов в северных морях России

Г. А. Миловский, В. Т. Ишмухаметова, А. Д. Апарин 74

Методы и средства обработки и интерпретации космической информации

Использование искусственных нейронных сетей для восстановления температурно-влажностного состояния атмосферы по данным спутникового микроволнового радиометра МТВЗА-ГЯ КА Метеор-М № 2-2

А. А. Филей, А. И. Андреев, А. Б. Успенский 83

Космические аппараты, системы и программы ИЗК

Применение лазеров в наземных и дистанционных космических наблюдениях (к 60-летию начала экспериментов по лазерной локации Луны)

А. В. Ипатов, Л. А. Ведешин 96

Contents

No. 6, 2021

Utilization of the Earth Space Data

Studying from Space Anomalous Variations of Geophysical Fields During the Preparation of Strong Earthquakes in Italy in 2016-2017

V. G. Bondur, M. N. Tsidilina, O. S. Voronova, N. V. Feoktistova

Analysis of Sea Ice Areas Undetectable by Satellite Microwave Radiometry (ASI Algorithm) in the Arctic Ocean

T. A. Alekseeva, J. V. Sokolova, V. V. Tikhonov, V. M. Smolyanitsky, E. V. Afanasyeva, M. D. Raev, E. A. Sharkov

Influence of Different Satellite Data on Surface Winds on Coastal Upwelling. Part 2: Pacific Ocean

A. B. Polonsky, A. N. Serebrennikov

The Response of the West Siberian Plain Vegetation Cover to Climate Change in 1982-2015

E. M. Korotkova, V. V. Zuev

Structural Control of Gold Ore Mineralization of the Eastern Slope of the Polar Urals (Russia) Based on the Analysis of Multispectral Images of Spacecraft the Landsat 8

J. N. Ivanova, R. I. Vyhristenko

Using High Resolution Space Survey in Searching For Coastal Springs and Deposits Of Hydrocarbons in the Northern Seas of Russia

G. A. Milovsky, V. T. Ishmukhametova, A. D. Aparin

Methods and Means of Space Data Processing and Interpretation

Using of a Neural Network Algorithm for Retrieval Temperature and Humidity Sounding of the Atmosphere from Satellite-Based Microwave Radiometer MTVZA-GY Measurements On-Board Meteor-M No. 2-2

A. A. Filej, A. I. Andreev, and A. B. Uspensky

Spacecraft, Systems and Programs for ERS

Application of Lasers in Ground-Based and Remote Space Observations (to the 60th Anniversary of the Beginning of Experiments on Laser Ranging of the Moon)

A. V. Ipatov, L. A. Vedeshin

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

ИССЛЕДОВАНИЕ ИЗ КОСМОСА АНОМАЛЬНЫХ ВАРИАЦИЙ РАЗЛИЧНЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ПРИ ПОДГОТОВКЕ СЕРИИ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ИТАЛИИ В 2016–2017 гг.

© 2021 г. В. Г. Бондур^{а, *}, М. Н. Цидилина^а, О. С. Воронова^а, Н. В. Феоктистова^а

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

*E-mail: office@aerocosmos.info

Поступила в редакцию 14.09.2021 г.

На основе совместного анализа различных геофизических полей, регистрируемых из космоса, выявлена временная последовательность появления тепловых аномалий, аномалий аэрозольной оптической толщины и полного электронного содержания ионосферы в период подготовки сильных землетрясений с магнитудами $M = 5.2-6.6$, произошедших в Центральной Италии в 2016–2017 гг. Для анализа тепловых полей использовались значения температур поверхности, приповерхностного слоя атмосферы, а также уходящего длинноволнового излучения, зарегистрированные с помощью прибора AIRS (спутник Aqua). Исследования изменений значений аэрозольной оптической толщины проводились с использованием продукта MCD19A2 (спутники Terra и Aqua). Для исследования аномалий в ионосфере использовались глобальные ионосферные карты GIM, полученные по данным глобальных спутниковых навигационных систем и данные наземных GPS-станций, расположенных в радиусе 100 км от эпицентров землетрясений. Установлено, что первые предвестниковые изменения геофизических полей происходили в областях с радиусами 200 км, центры которых совпадали с центрами зон высокого риска возникновения землетрясений, и регистрировались за 11–15 дней до главных сейсмических толчков.

Ключевые слова: дистанционное зондирование, космический мониторинг, предвестники землетрясений, тепловые аномалии, аэрозольная оптическая толщина, ионосфера

DOI: 10.31857/S0205961421060038

ВВЕДЕНИЕ

Землетрясения принадлежат к наиболее опасным природным катастрофам, происходящим как на суше, так и в Мировом океане. Из-за внезапности возникновения, а также масштабов вызываемых последствий они являются наиболее опасными явлениями в природе. Землетрясения представляют собой интенсивные процессы, происходящие в земной коре, вызванные смещениями тектонических плит вдоль линии разломов. Под действием различных физических механизмов они воздействуют на литосферу, атмосферу и ионосферу, вызывая аномальные изменения их параметров и могут служить предвестниками значительных сейсмических событий (Соболев, Пономарев, 2003). Существуют определенные закономерности проявления вариаций параметров различных геофизических полей (Бондур, Зверев, 2005б; Бондур, Смирнов, 2005; Бондур и др. 2007; Пулинец и др., 2010; Pulinets et al., 2015; Бондур, Воронова, 2012, 2020), которые указывают на подготовку землетрясений.

Для прогноза землетрясений используются различные методы долгосрочного (Кейлис-Боррок, Кособоков, 1984), среднесрочного (Davis, et al., 2012) и краткосрочного прогнозирования, в том числе методы сейсмической энтропии (Ако-

пян и др., 2017), методы, основанные на формировании и использовании геомеханических моделей (Бондур и др., 2016а), анализе связей между вариациями напряженно-деформационного состояния земной коры и сейсмической активностью (Бондур и др., 2010, 2016б). Однако, проблема краткосрочного прогнозирования места и времени будущего сейсмического события до сих пор не решена.

В настоящее время для мониторинга сейсмоопасных территорий перспективно использование космических методов и систем дистанционного зондирования, которые позволяют анализировать временные ряды изменений параметров различных геофизических полей и обнаруживать предвестники землетрясений, в том числе краткосрочные, в период подготовки и протекания землетрясений в различных сейсмоопасных регионах (Бондур, Зверев, 2005а, 2005б; Бондур, Смирнов, 2005; Пулинец и др., 2010; Akhoondzadeh et al., 2019).

Анализ многолетних данных дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) при исследовании сейсмоопасных территорий позволил выявить аномальные вариации различных геофизических параметров, тесно связанных с подготовкой и протеканием землетрясений, в том числе таких,

как: деформации линеаментных систем, на основе характеристик которых анализируются изменения геодинамических особенностей регионов (Бондур, Зверев, 2005а, 2005б; Бондур, Гапонова, 2021); аномальные изменения параметров ионосферы (Бондур, Смирнов, 2005; Пулинец и др., 2010); изменения температуры земной поверхности (Вилор, Минько, 2002; Ouzounov and Freund, 2004; Бондур, Воронова, 2020); эманации двуокси углерода CO_2 , приводящие к локальному парниковому эффекту или выделению скрытого тепла из-за образующихся конденсации воды на ионах воздуха (Cervone et al., 2006; Pulinets et al., 2006; Bonfanti et al., 2012); изменения атмосферного давления (Бондур и др. 2007); значительные изменения аэрозольной оптической толщины (Okada et al., 2004; Qin et al., 2004; Akhoondzadeh and Chehrebargh, 2016); образование облачных структур (Pulinets et al., 2015). При этом наиболее эффективно комплексное использование нескольких предвестников, связанных с анализом аномалий характеристик различных геофизических полей (Бондур и др., 2018, 2020). Анализируя время появления и расположение этих аномалий, существует возможность предсказания самого сейсмического события, а также выявления связи между различными предвестниками землетрясений (Бондур и др., 2018, 2020; Akhoondzadeh and Chehrebargh, 2016; De Santis et al., 2020).

Повысить эффективность использования данных космического мониторинга сейсмоопасных территорий возможно за счет уточнения зоны наблюдения, совершенствования алгоритмов обработки данных, расширения набора анализируемых параметров и вариантов их совместного анализа (Бондур и др., 2018, 2020; De Santis et al., 2020).

Сложность интерпретации выявленных аномальных вариаций различных геофизических параметров при подготовке и протекании землетрясений и отсутствие общепринятой точки зрения относительно механизмов возникновения аномалий в системе литосфера-атмосфера-ионосфера при активизации сейсмической деятельности не позволяют осуществлять краткосрочное прогнозирование землетрясений. Поэтому особую актуальность приобретают исследования, в ходе которых осуществляется совместный анализ значимых параметров различных геофизических сред. Совместное использование различных геофизических параметров позволяет уточнять связи между ними при подготовке и протекании землетрясений, а также выявлять предвестники различной физической природы, регистрируемые наземными и космическими средствами (Бондур и др., 2018, 2020; Pulinets and Ouzounov, 2011; Akhoondzadeh et al., 2019; Marchetti et al., 2020).

Анализ последних исследований показал, что выявленные атмосферные и ионосферные аномалии регистрировались не только за несколько дней до сейсмических событий, но и гораздо

раньше. Например, в работе (De Santis et al., 2020) проведен многопараметрический анализ данных о состоянии литосферы, атмосферы и ионосферы при подготовке сильнейшего за последние 20 лет землетрясения в Калифорнии в 2019 г. и в период от 25 до 150 дней выявлены аномальные вариации исследуемых параметров. За несколько дней до землетрясения в Калифорнии в 2019 г. аномалии выявлены в работе (Бондур и др., 2020). Совместные исследования изменений температуры поверхности, концентрации водяного пара и озона в период, предшествующий серии сильных землетрясений в Центральной Италии в 2016 г., представленные в работе (Piscini et al., 2017), позволили выявить аномалию примерно за 40 дней до первого крупного землетрясения с магнитудой $M = 6.0$, произошедшего 24 августа 2016 г.

В настоящей работе представлены результаты исследований изменений тепловых полей, вариаций аэрозольной оптической толщины и полного электронного содержания ионосферы, зарегистрированных из космоса, а также результаты совместного анализа выявленных аномалий геофизических полей, возникающих в процессе взаимодействия литосферы, атмосферы и ионосферы на последней стадии подготовки сильных землетрясений с $M = 5.2-6.6$, произошедших в Центральной Италии 2016–2017 гг.

СЕЙСМИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ ИССЛЕДУЕМОГО РЕГИОНА

Исследуемый сейсмоопасный регион испытывает субдукцию Адриатической микроплиты под Апенниннами с востока на запад, а также континентальное столкновение Евразийской и Африканской плит и открытие Тирренского бассейна к западу (Martinelli et al., 2020). Для уточнения зоны наблюдения с использованием метода анализа горячих точек был проведен пространственный анализ более 7000 событий-землетрясений с магнитудами свыше 2.5, произошедших в Италии за период 2000–2021 гг. (см. рис. 1, а).

Из анализа рис. 1, а следует, что в рассматриваемом регионе повышенной сейсмической активности, можно выделить 3 статистически значимые зоны с 99% вероятностью возникновения землетрясения с магнитудой более 4 : 1) на севере Италии на границе литосферной плиты; 2) в центральной части Италии на пересечении нескольких коровых разломов; 3) на юге Италии (см. рис. 1, а).

Следует отметить, что сильные и умеренные землетрясения, произошедшие в августе и октябре 2016 г. и в январе 2017 г. в центральной части Италии, попали в выделенные зоны повышенного риска. Так, землетрясение магнитудой $M = 6.2$ произошло 24 августа 2016 г. в 01:36 по местному времени с эпицентром в точке с координатами 42.714° N , 13.1719° E (рис. 1, б, 1, в). По данным геологической службы США (<http://earthquake.usgs.gov/>) в период с 1 по 23 августа 2016 г. в

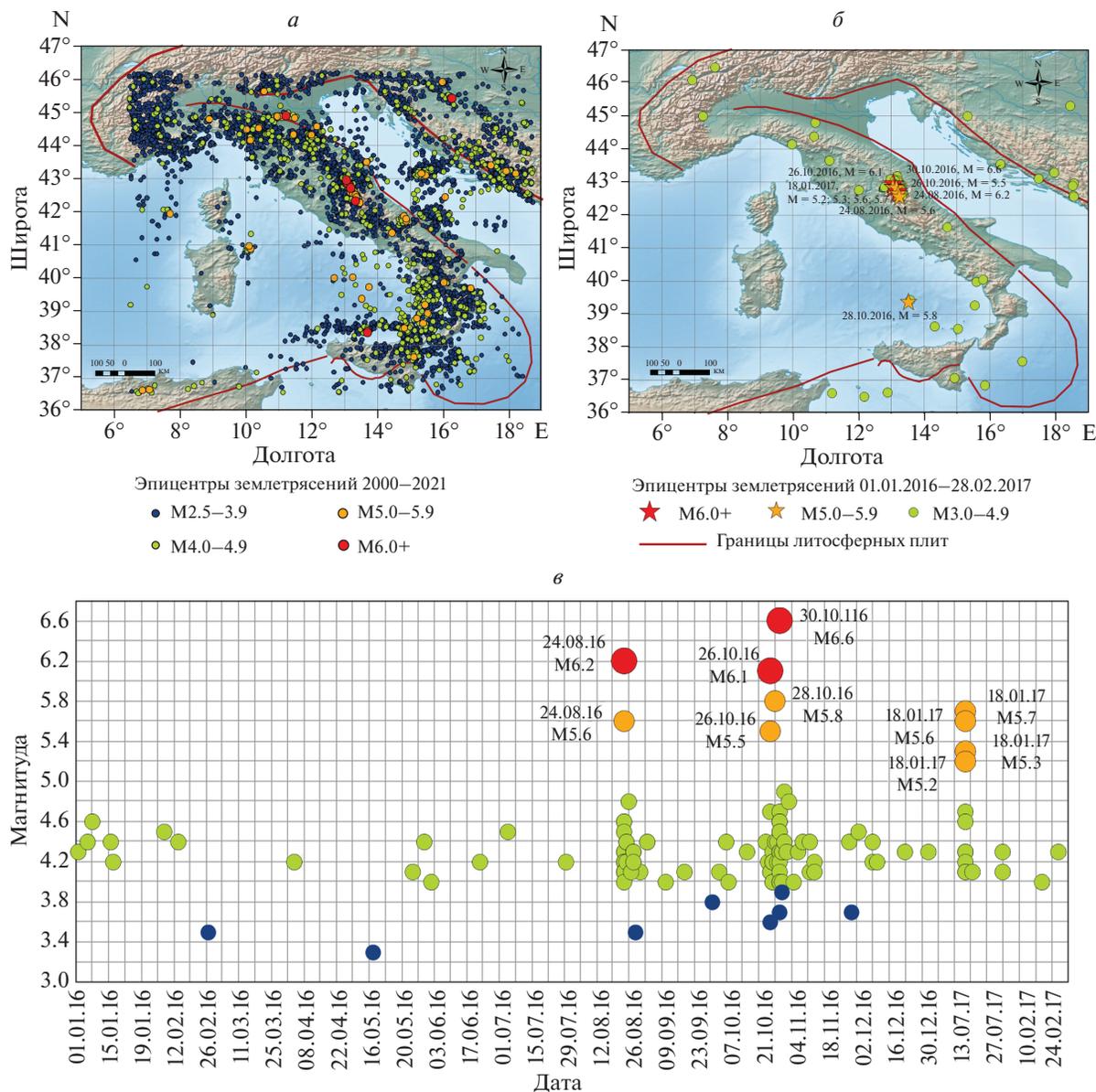


Рис. 1. Сейсмическая активность в Италии: (а) карта эпицентров землетрясений с $M > 2.5$ в период с 2000 по 2021 гг.; (б) карта эпицентров землетрясений с $M > 3$ в период с 1 января 2016 по 28 февраля 2017 гг. в) график распределения землетрясений в период с 1 января 2016 по 28 февраля 2017 гг. [<http://earthquake.usgs.gov/>].

исследуемом регионе землетрясения зафиксированы не были (рис. 1, в). После первого главного толчка с $M = 6.2$, произошедшего 24 августа 2016 г., выявлено 14 афтершоков с $M = 3.5–5.6$, а затем с 25 августа по 19 сентября 2016 г. были зафиксированы 11 землетрясений с $4.1 \leq M \leq 4.8$ (см. рис. 1, б, 1, в).

В Центральной Италии 30 октября 2016 г. в 06:40 (UT) было зарегистрировано землетрясение с $M = 6.6$ (рис. 1, б, 1, в). Это землетрясение стало самым сильным в регионе за последние тридцать лет. Ему предшествовало землетрясение с $M = 6.1$, произошедшее 26 октября 2016 г., а также серия из 16 землетрясений с $4.0 \leq M \leq 5.5$, начавшаяся

4 октября 2016 г., причем основная часть этих землетрясений произошла в период с 26 по 29 октября 2016 г. (рис. 1, б, 1, в). После толчка с наибольшей магнитудой, состоявшегося 30 октября 2016 г., произошло 10 афтершоков с $4.0 \leq M \leq 4.7$, затем в течении месяца с 31 октября до 29 ноября 2016 г. произошло еще 12 землетрясений с $4.0 \leq M \leq 4.9$ (рис. 1, б, 1, в).

Подводное землетрясение с $M = 5.8$ было зарегистрировано на юге Италии 28 октября 2016 г. (рис. 1, б, 1, в).

Сильные землетрясения в Центральной Италии с магнитудами больше пяти снова произошли 18 января 2017 г. (рис. 1, б, 1, в). Первым в

09:25:41.610 UTC было зарегистрировано землетрясение с $M = 5.3$, затем – в 10:14:10.980 UTC произошло землетрясение с $M = 5.7$, в 10:25:25.490 UTC с $M = 5.6$ и в 13:33:38.000 UTC с $M = 5.2$. Также 18 января 2016 г. было зафиксировано 8 землетрясений с $4.1 \leq M \leq 4.7$ (рис. 1, б, в).

Таким образом, по данным (<http://earthquake.usgs.gov/>) в период с 24 августа 2016 г. по 21 января 2017 г. на территории Италии произошло три землетрясения с $M > 6$, семь землетрясений с $5.2 \leq M \leq 5.8$ и 72 землетрясения с $4.0 \leq M \leq 4.9$.

МЕТОДИКИ ПРОВОДИМЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Методика исследования тепловых полей

Исследование тепловых полей в период, предшествовавший сильным и умеренным землетрясениям в Италии, произошедшим в августе 2016 г. – январе 2017 г., проводились с использованием данных, полученных прибором AIRS (спутник Aqua). Этот прибор позволяет регистрировать вариации тепловых полей на различных уровнях (от поверхности Земли, до верхней границы облаков), как в дневное, так и в ночное время, в том числе при наличии облачности.

В процессе проведения исследований анализировались следующие информационные продукты 3-го уровня обработки данных прибора AIRS, формировавшиеся с пространственным разрешением $1^\circ \times 1^\circ$: температура поверхности (SurfSkinTemp); температура приповерхностного слоя атмосферы (SurfAirTemp); уходящее длинноволновое излучение (OLR) (Hearty et al., 2013). Обработка данных для выявления пространственно-временных вариаций значимых параметров тепловых полей (SurfSkinTemp, SurfAirTemp, OLR) проводилась с использованием специально разработанного программного модуля (Бондур, Воронова, 2020; Бондур и др., 2020).

Для анализа использовались данные, полученные в период времени за 20 дней до каждого землетрясения и через 7 дней после него, а также данные прошлых лет (с 2004 г.) для такого же временного периода.

С помощью программного модуля (Бондур, Воронова, 2020) выполнялось разархивирование каждого файла AIRS3STD (Hearty et al., 2013) формата hdf, в котором хранились значимые параметры, а также проводилась проверка целостности данных и устранение ошибочных значений. В используемом программном модуле встроена также функция нормализации данных с помощью стандартного отклонения. Нормализация (нормализованный индекс, Ni) заключалась в определении разностей между текущими и средними арифметическими значениями, а также делении их на стандартные отклонения (Бондур, Воронова, 2012; 2020). Это позволяло преобразовать диапазоны значений числовых признаков, которые не зависят от единиц измерений при со-

поставлении результатов, полученных для различных исследуемых параметров.

Результаты обработки данных визуализировались путем построения тепловых карт. Для выявления изменений температур поверхности и приповерхностного слоя атмосферы, уходящего длинноволнового излучения в процессе подготовки и протекания исследуемых землетрясений анализировались положительные аномалии нормализованных значений тепловых полей.

Методика исследования динамики состояния аэрозолей в атмосфере

Для исследования динамики состояния аэрозолей в атмосфере в период подготовки и протекания сильных землетрясений, был выбран параметр аэрозольной оптической толщины (AOD), содержащийся в продукте MCD19A2 уровня L2. Информационный продукт MCD19A2 объединяет данные спутников Terra и Aqua (Lyapustin, Wang, 2018). Каждый файл продукта MCD19A2 содержит данные в формате *hdf. Обработка данных для выявления изменений аэрозольной оптической толщины в период подготовки и протекания сильных сейсмических событий (20 дней до и 7 дней после) осуществлялась путем получения из изображений MCD19A2 усредненных ежедневных композитов значений на территорию исследования. Использовались только безоблачные пиксели над территорией суши.

Методика исследования полного электронного содержания ионосферы (TEC)

Исследования вариаций полного электронного содержания ионосферы (TEC) осуществлялся по данным глобальных ионосферных карт GIM (Noll, 2010) и данным наземных станций UNPG и AQU1, расположенных в эпицентральной зоне исследуемых землетрясений.

Глобальные ионосферные карты GIM были получены для периода с 26 июля 2016 г. по 31 января 2017 г. Они содержат значения TEC (единица измерения 0.1 TECU; 1 TECU = 10^{16} м²) с разрешением 2.5° по широте (от 87.5° N до 87.5° S) и 5.0° по долготе (180° E до 180° W). Карты были сформированы с двухчасовым интервалом. В итоге, на каждые сутки были получены 13 TEC карт: 12 карт на текущие сутки, 1 карта на следующие сутки. Для исследований вариаций TEC в период подготовки и протекания землетрясений в августе 2016 г. – январе 2017 г. были построены региональные карты TEC в пределах $35\text{--}47.5^\circ$ N, $5\text{--}20^\circ$ E для территории Центральной Италии. Были также рассчитаны относительные значения Δ TEC (в %) для каждого узла сетки по формуле (1):

$$\Delta\text{TEC} = ((\text{TEC} - \text{MTEC}) / \text{MTEC}) \times 100\%, \quad (1)$$

где

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

МТЕС – значения медианы, которые рассчитывались для узлов сетки, каждого двухчасового интервала скользящим окном за 10 предшествующих суток.

Результаты расчетов представлялись в виде региональных карт относительных девиаций полного электронного содержания.

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

Анализ ТЕС проводился также по данным станций UNPG и AQUI, находящихся в радиусе 100 км от эпицентров землетрясений в Центральной Италии. Для этого ТЕС рассчитывался по методике (Ciraolo, Spalla, 1997) в период времени с 26 июля 2016 г. по 31 января 2017 г., в результате чего значения ТЕС были получены с двухминутным интервалом. С использованием формулы (1) были рассчитаны относительные Δ ТЕС, где в этом случае ТЕС – значения полного электронного содержания, полученные по методике (Ciraolo, Spalla, 1997), МТЕС – значения медианы для каждого двухминутного интервала скользящим окном за 10 предшествующих суток. Результаты приводились в виде графиков ТЕС и суточных карт изменения Δ ТЕС.

Для выявления сейсмоионосферных вариаций в период подготовки землетрясений анализировалась также геомагнитная обстановка (<http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/wdc/Sec3.html>) и солнечная активность (<https://spaceweather.gc.ca/solarflux/sx-en.php>).

Методика совместного анализа

Для совместного анализа аномальных вариаций температур поверхности и приповерхностного слоя атмосферы, уходящего длинноволнового излучения, аэрозольной оптической толщины и полного электронного содержания ионосферы в период активизации сейсмической деятельности использовалась методика, описанная ранее в работе (Cherapanova et al., 2018). Методика заключалась в следующем: при мониторинге сейсмоопасных территорий предполагалось, что аномалия должна появиться недалеко от источника будущего землетрясения (Dobrovolsky et al., 1979), однако точное ее местоположение заранее не известно.

Для изучаемого сейсмоопасного региона в зависимости от пространственного разрешения анализируемых исходных данных, а также плотности размещения зон высокого риска возникновения сильных землетрясений происходила настройка пространственного домена, в пределах которого осуществлялись исследования. В рас-

сматриваемом регионе были выделены три зоны высокого риска возникновения сильных землетрясений, расположенные на расстоянии 300–400 км друг от друга. В качестве центра зоны осреднения выбирался медианный центр зоны высокого риска возникновения сильных землетрясений, далее строились 3 зоны с радиусом 150, 200 и 350 км и анализировались полученные значения (Cherapanova et al., 2018). Результаты обработки по данной методике представлялись в виде графиков изменения значимых параметров в период 20 дней до и 3 после свершившегося землетрясения.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ АНАЛИЗ

Результаты исследований тепловых полей

Для анализа вариаций тепловых полей (температур поверхности, приповерхностного слоя атмосферы и уходящего длинноволнового излучения) с использованием описанной выше методики были построены карты тепловых аномалий, полученных по данным спутника Aqua (прибор AIRS) (рис. 2–4).

На рис. 2 представлена динамика изменения аномалий температуры поверхности на территории Центральной Италии с августа 2016 г. по январь 2017 г.

Анализ рис. 2 показал, что перед главными сейсмическими событиями были выявлены аномалии температуры поверхности (значение нормализованного индекса составило $N_i = 1.45$), которые фиксировались в районе тектонического разлома 19 августа 2016 г., за 5 дней до землетрясения, произошедшего 24 августа 2016 г., а также 21 августа 2016 г. ($N_i = 1.9$) и 23 августа 2016 г. ($N_i = 2.2$) в этом же месте. За 2 дня до землетрясения, состоявшегося 26 октября 2016 г., над той же областью тектонического разлома была зафиксирована тепловая аномалия ($N_i = 2.6$). Максимальное значение нормализованного индекса ($N_i = 3$) было выявлено в день землетрясения, произошедшего 26 октября 2016 г., когда положительная аномалия температуры поверхности располагалась южнее эпицентра сейсмического события (см. рис. 2). До землетрясения, состоявшегося 30 октября 2016 г., также наблюдались аномалии температуры ($N_i = 1.45$) над тектоническим разломом. За 8 дней до землетрясения, произошедшего 18 января 2017 г. аномалия температуры поверхности ($N_i = 2.5$) располагалась над той же областью тектонического разлома.

Результаты обработки данных, полученных в процессе регистрации значений температуры приповерхностного слоя атмосферы в периоды с 4 по 31 августа, с 10 октября по 6 ноября для 2004–2016 гг. и с 29 декабря по 25 января для 2004–2017 гг., приведены на рис. 3.

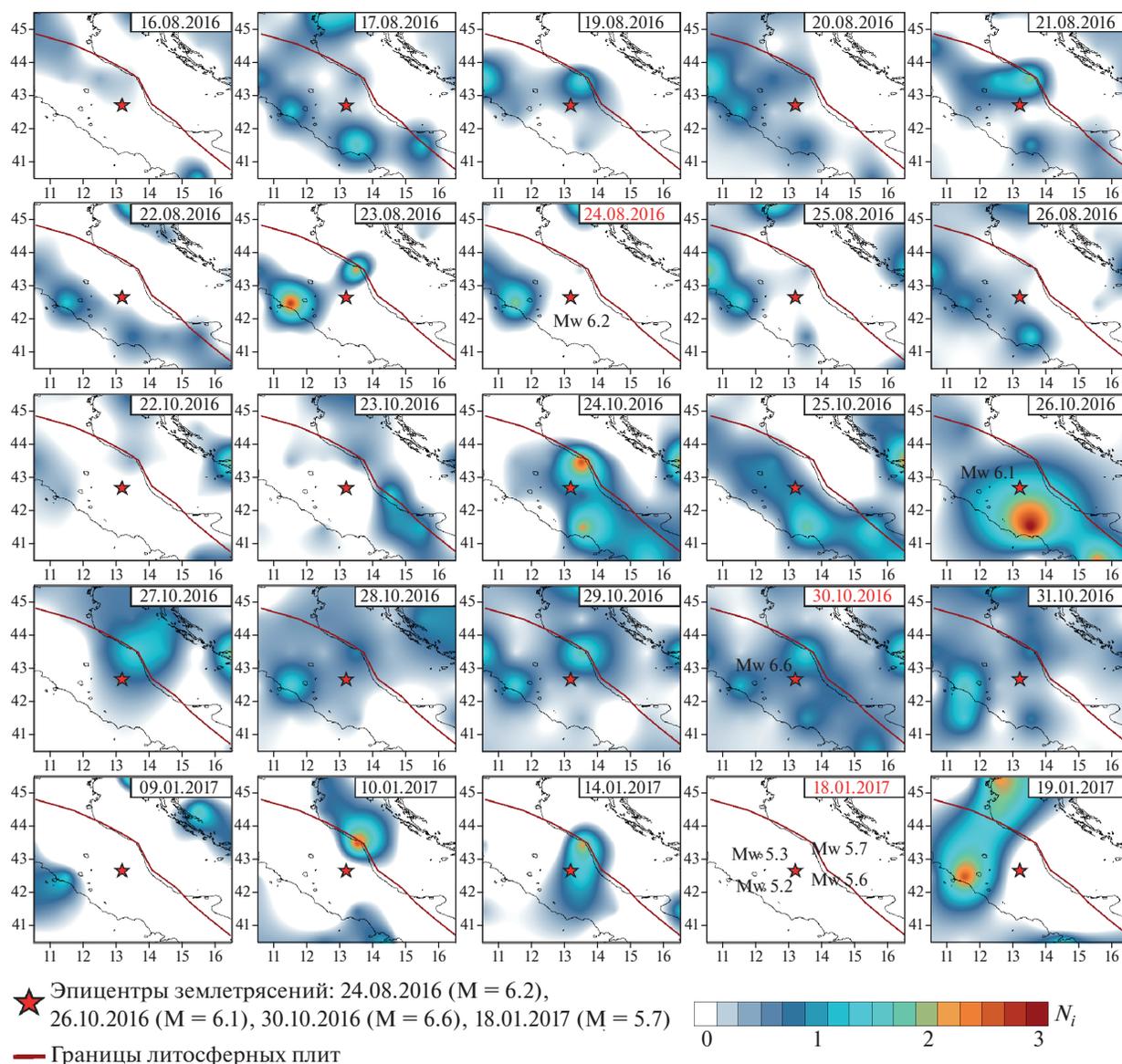


Рис. 2. Аномалии температуры земной поверхности, результат нормализации данных с использованием среднеквадратического отклонения в период подготовки серии сильных землетрясений в Италии в 2016–2017 гг. по данным спутника Aqua (прибор AIRS).

Анализ рис. 3 позволил выявить появление аномалии температуры приповерхностного слоя атмосферы ($N_i = 1.6$) 20 августа 2016 г., которая возникла за 4 дня до землетрясения, произошедшего 24 августа 2016 г. Аномалия располагалась над областью тектонического разлома. На следующий день (21 августа 2016 г.) ее интенсивность увеличилась до значения нормализованного индекса $N_i = 2$. Положительная аномалия температуры приповерхностного слоя атмосферы высокой интенсивности ($N_i = 3$) наблюдалась 15 октября 2016 г. над областью тектонического разлома. При этом 16, 17, 19 и 20 октября 2016 г. данная аномалия сохранила свое местоположение, но ее интенсивность снизилась до $N_i = 1.6$.

За день до землетрясения, состоявшегося 26 октября 2016 г., интенсивность аномалии температуры приповерхностного слоя атмосферы повысилась до значения нормализованного индекса $N_i = 2.8$.

Совместный анализ рис. 2 и 3 показал, что в день землетрясения (26 октября 2016 г.) расположение аномалий температур поверхности (рис. 2) и приповерхностного слоя атмосферы (рис. 3) полностью совпало.

За день до землетрясения, произошедшего 30 октября 2016 г., наблюдалась аномалия температуры приповерхностного слоя атмосферы в области тектонического разлома. Из анализа рис. 3 следует, что перед сейсмическим событием, со-

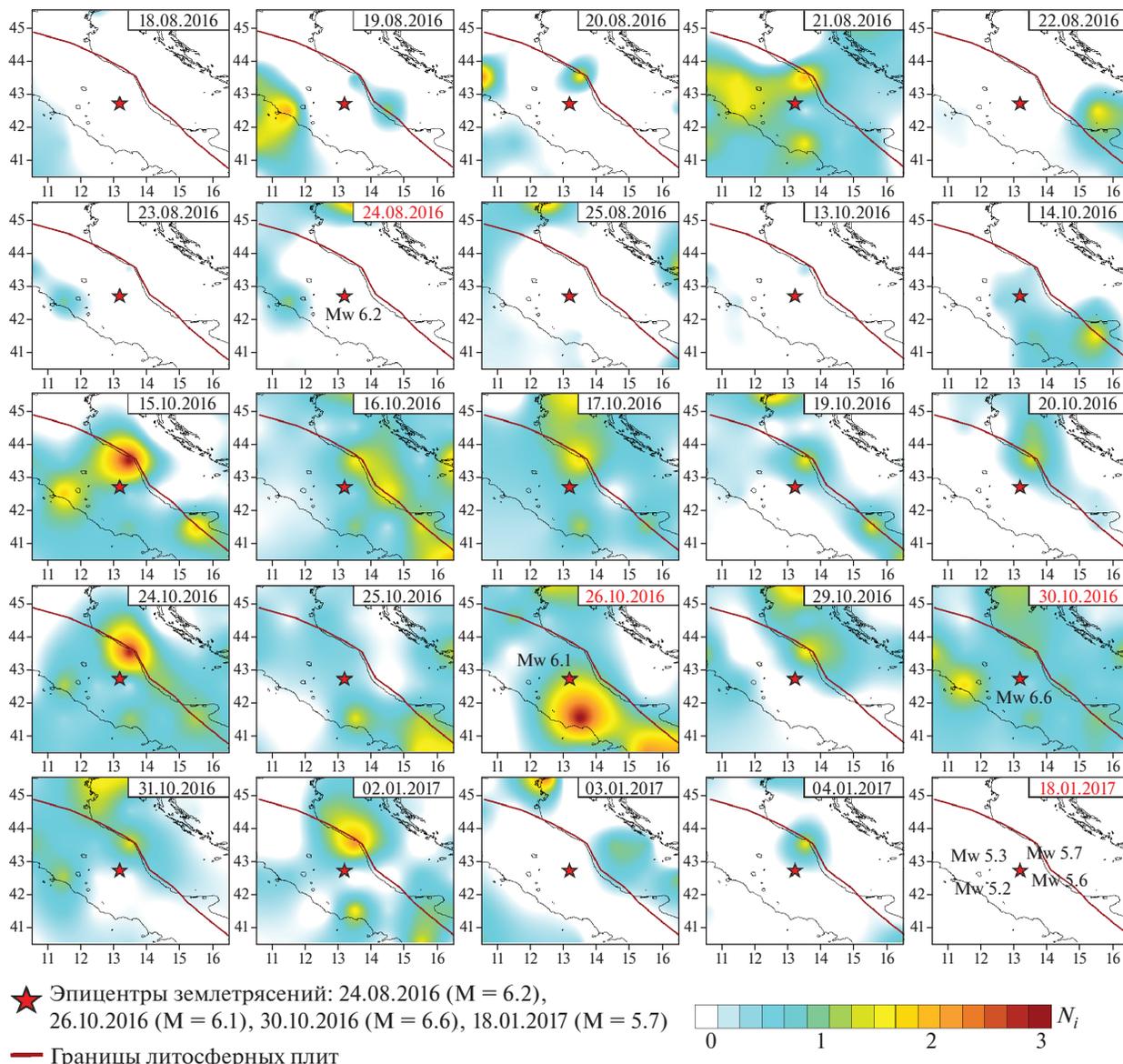


Рис. 3. Аномалии температуры приповерхностного слоя атмосферы, результат нормализации данных с использованием среднеквадратического отклонения в период подготовки серии сильных землетрясений в Италии в 2016–2017 гг. по данным спутника Aqua (прибор AIRS).

стоявшимся 18 января 2017 г., положительные аномалии температуры приповерхностного слоя атмосферы выявлены 2, 3 и 4 января 2017 г.

Динамика изменения аномалий уходящего длинноволнового излучения, возникших в процессе подготовки сильных сейсмических событий над Центральной Италией представлена на рис. 4. Анализ этого рисунка показал, что до землетрясения, произошедшего 24 августа 2016 г., обширные положительные аномалии длинноволнового уходящего излучения наблюдались в исследуемом регионе за 14 дней (10 августа) и за 9 дней (15 августа). При этом 21 августа 2016 г. аномалия сохранялась (см. рис. 3), но уже с более низкими значениями нормализованного индекса.

Из анализа рис. 4 следует, что за 10 дней до землетрясения, состоявшегося 26 октября 2016 г., в южной части Италии зафиксирована положительная аномалия уходящего длинноволнового излучения высокой интенсивности ($N_i = 3$). В дни 20, 22 и 25 октября 2016 г. в эпицентральной области готовящегося землетрясения выявлены аномалии уходящего длинноволнового излучения меньшей интенсивности (значения нормализованного индекса N_i снизились до 1.8).

В день сильного землетрясения (M = 6.6), произошедшего 30 октября 2016 г., в исследуемой области проявлялись повышенные значения нормализованного индекса, изменявшегося от 0.1 до 1.9. На следующий день после этого землетрясе-

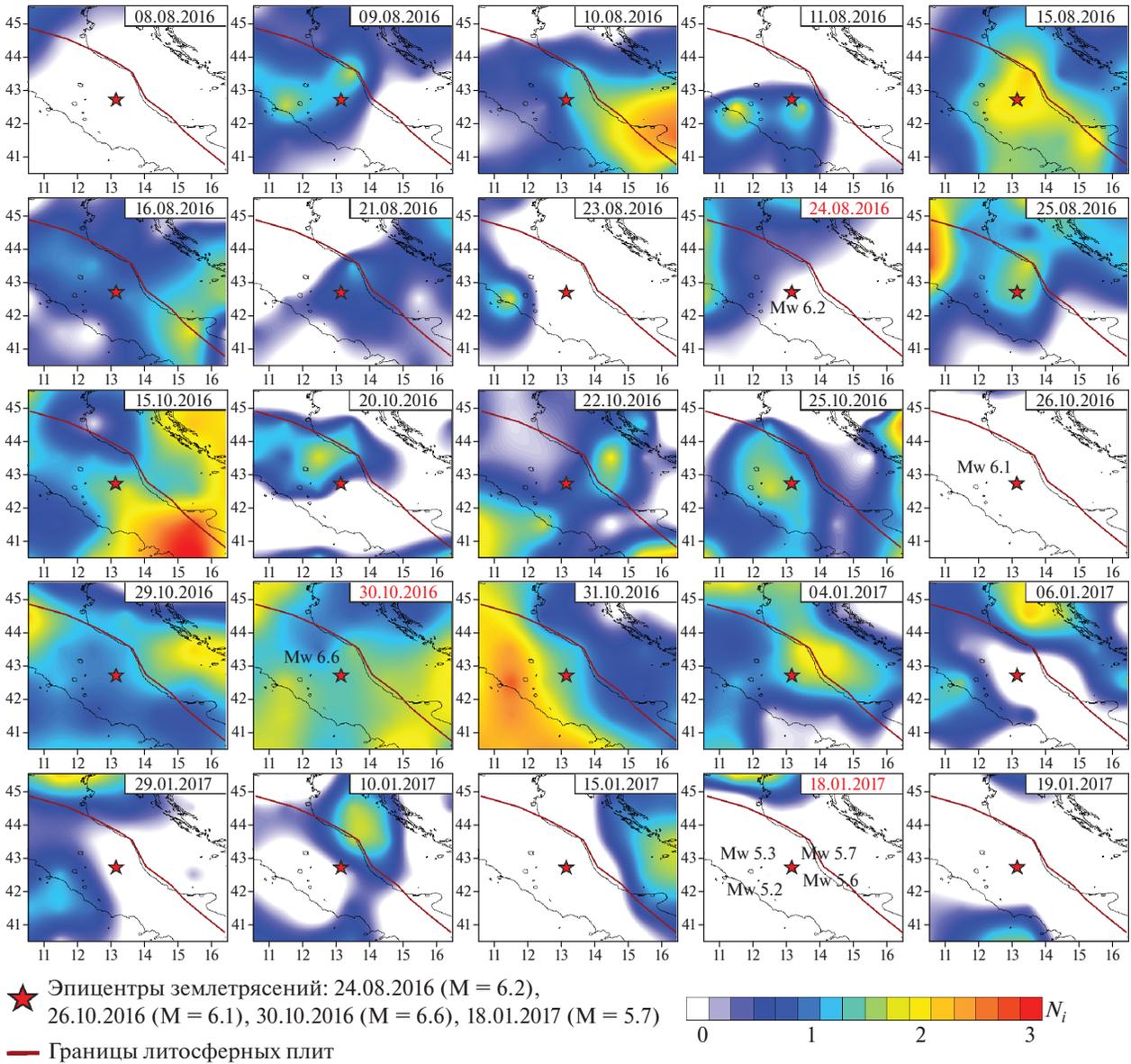


Рис. 4. Аномалии уходящего длинноволнового излучения, результат нормализации данных с использованием средне-квадратического отклонения в период подготовки серии сильных землетрясений в Италии в 2016–2017 гг. по данным спутника Aqua (прибор AIRS).

ния – 31 октября 2016 г. на значительной части исследуемой территории наблюдалась аномалия уходящего длинноволнового излучения значительной интенсивности $N_i = 2.2–3.0$ (см. рис. 4). Вероятной причиной высоких значений нормализованного индекса 31 октября 2016 г. может быть большое количество афтершоков, зарегистрированных после сильного землетрясения, состоявшегося накануне.

За две недели до землетрясений, произошедших 18 января 2017 г. (магнитуды 5.2, 5.3, 5.6 и 5.7) была выявлена положительная аномалия уходящего длинноволнового излучения над областью тектонического разлома (значения нормализо-

ванного индекса $N_i = 1.9$). При этом 10 января 2017 г., т.е. за 8 дней до этих землетрясений, в этой же области наблюдалась аномалия меньшей интенсивности $N_i = 1.6$ (см. рис. 4).

Результаты исследований динамики состояния аэрозолей в атмосфере

На рис. 5 представлен пример композитных изображений среднесуточных значений аэрозольной оптической толщины (АОТ) в период подготовки землетрясения, произошедшего 24 августа 2016 г. (M = 6.2) на территории Центральной Италии. Для анализа среднесуточных значений АОТ использовались данные продукта

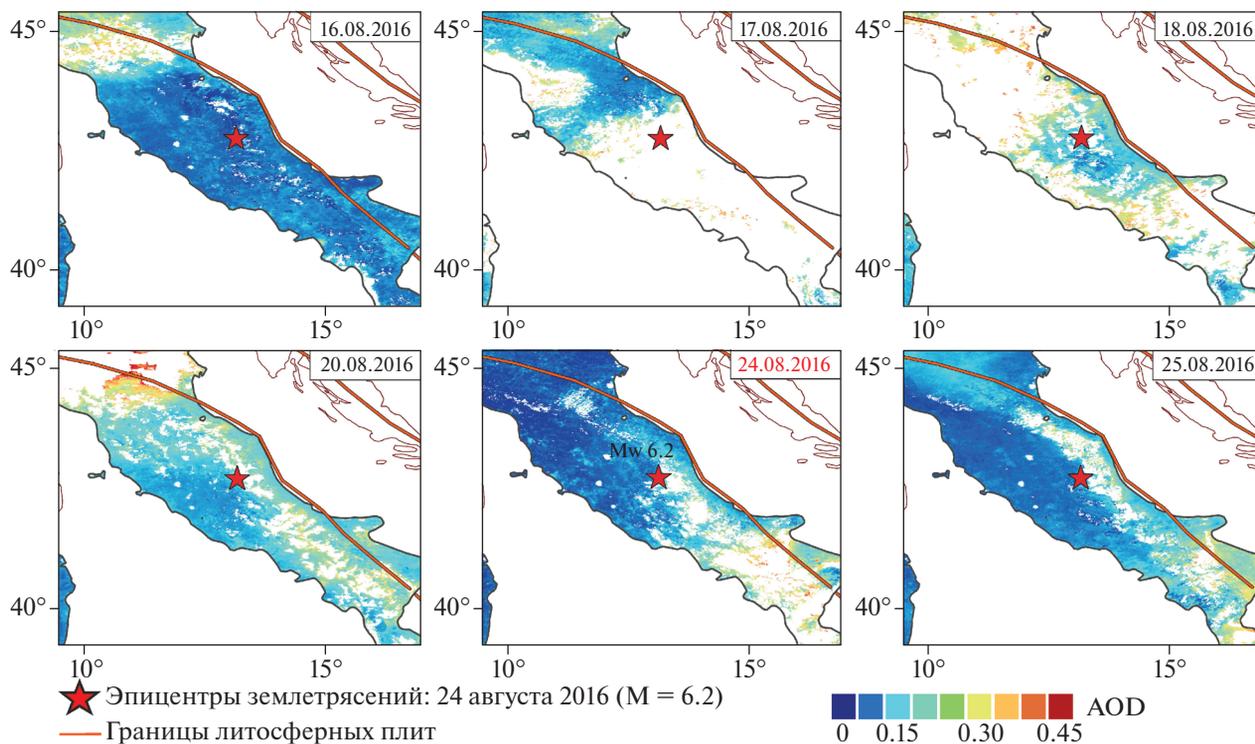


Рис. 5. Пример изменения значений аэрозольной оптической толщины (AOD) в период подготовки землетрясения 24 августа 2016 г. в Италии по данным спутников Terra/Aqua (прибор MODIS).

MCD19A2, которые соответствуют только поверхности суши. Значения AOD над территорией суши неокрашенные в цвет палитры соответствуют отсутствующим данным.

Аномалии, выявленные в северной части Италии над Паданской равниной (рис. 5), скорее всего связаны с антропогенными источниками аэрозолей, т.к. этот густонаселенный промышленный регион характеризуется самыми высокими значениями AOD в Европе (Rizza et al., 2019).

Анализ рис. 5 позволил обнаружить повышение значений аэрозольной оптической толщины (AOD) за 7 дней (17.08.2016 г.) в эпицентральной области сейсмического события, состоявшегося 24 августа 2016 г. В последующие дни, вплоть до дня самого землетрясения (24 августа 2016 г.), значения AOD были приближены к максимальным (0.3–0.5) и располагались в эпицентральной области землетрясения над зоной активного тектонического разлома.

На выявление изменений значений аэрозольной оптической толщины (AOD) влияет много факторов, таких как облачность, антропогенные источники, сильная временная изменчивость аэрозолей. Это значительно затрудняет получение полной информационной картины. Поэтому использование данных о вариациях AOD для анализа предвестников землетрясений целесообразно проводить только в комплексе с другими параметрами.

Результаты исследований полного электронного содержания ионосферы

Для определения местоположения ионосферной аномалии в период подготовки землетрясений в соответствии с используемой методикой применялась процедура картирования на основе глобальных ионосферных карт GIM, полученных по данным спутниковых навигационных систем. Несмотря на низкое пространственное разрешение этих карт, в настоящее время они обеспечивают наилучшую доступность и наибольшую эффективность данных. Процедуры моделирования и экстраполяции, используемые при их построении, позволяют получать данные для территорий с малым количеством наземных станций. Фактически, сам процесс оперативного исследования начинается с картирования, а затем, при обнаружении локальной аномалии, строятся временные ряды изменений параметров ионосферы на основе данных GPS-станций, ближайших к положению максимума аномалий, обнаруженных путем картирования (Pulinets et al., 2021).

На рис. 6 приведены карты относительных значений ΔTEC (в %), полученных по данным TEC GIM для территории Центральной Италии в августе 2016 г.—январе 2017 г. Анализ рис. 6 позволил выявить положительные ионосферные аномалии при подготовке землетрясений в Центральной Италии в анализируемый период вре-

мени. Из рис. 6 следует, что ионосферные ночные положительные аномалии с локализацией максимума вблизи эпицентров были выявлены:

– 17 августа 2016 г. (за 7 дней до землетрясения с магнитудой $M = 6.2$, произошедшего 24 августа 2016 г.) – $\Delta T E C = 23\text{--}27\%$ (см. рис. 6, *a*);

– 25 октября 2016 г. (за 1 день до землетрясения с магнитудой $M = 6.1$, произошедшего 26 октября 2016 г., и за 5 дней до землетрясения с магнитудой $M = 6.6$, произошедшего 30 октября 2016 г.) – $\Delta T E C = 38\text{--}46\%$ (см. рис. 6, *b*);

– 15 января 2017 г. (за 3 дня до землетрясений с магнитудами $M = 5.2, 5.3, 5.6, 5.7$, произошедшими 18 января 2017 г.) – $\Delta T E C = 22\text{--}24\%$ (см. рис. 6, *в*).

Ближайшими к положению максимумов выявленных аномалий являются две наземные GPS-станции – UNPG и AQU1. В качестве примера на рис. 7 представлены временные ряды T E C (см. рис. 7*a, 7, в, 7, д*) и двумерные распределения (в цветовых тонах) $\Delta T E C$ (см. рис. 7*б, 7, г, 7, е*), полученные по данным наземной GPS-станции UNPG, находящейся в радиусе 100 км от эпицентров сильных землетрясений, произошедших в Центральной Италии в период с августа 2016 г. по январь 2017 г.

Из рис. 7, *a* следует, что при подготовке землетрясения с магнитудой $M = 6.2$, состоявшегося 24 августа 2016 г., наблюдались два периода падения и повышения значений T E C. Падение T E C началось 11 августа 2016 г. (на 10% относительно значений, зарегистрированных 10 августа 2016 г.) и сохранялось в течение трех дней (12 августа 2016 г. – на 15%, 13 августа 2016 г. – на 20%, 14 августа 2016 г. – на 15%). После этого был выявлен рост значений T E C на 20% (см. рис. 7, *a*).

Падение T E C было зафиксировано также 19 августа 2016 г. (на 15% относительно значений, зарегистрированных 18 августа 2016 г.) и на 20% относительно значений, зарегистрированных 20 августа 2016 г. Затем 21 августа 2016 г. произошел рост T E C на 37% (см. рис. 7, *a*).

Повышение ночных значений T E C относительно предыдущих дней наблюдались 12 августа (на 16%), 14 августа (на 26%) и с 16 по 17 августа 2016 г. (на 20–24%) (см. рис. 7, *a*).

Проанализируем изменения $\Delta T E C$. Из рис. 7*б* следует, что в период с 0–5 ч 12 августа 2016 г. и с 22 ч 13 августа 2016 г. до 4 ч 14 августа 2016 г., а также с 22 ч 17 августа 2016 г. до 4 ч 18 августа 2016 г. наблюдается положительная ночная аномалия $\Delta T E C$ (25–40%). Таким образом, в ночное время положительное отклонение $\Delta T E C$ проявилось за 6 и за 10–12 дней до землетрясений, произошедших 24 августа 2016 г., что согласуется с результатами работ (Pulinets and Davidenko, 2014; Pulinets et al., 2021).

Рассмотрим изменения T E C и $\Delta T E C$ при подготовке землетрясений, произошедших в октябре 2016 г. (26 октября 2016 г. с магнитудой $M = 6.1$ и 30 октября 2016 г. с магнитудой $M = 6.6$). Из рис. 7, *в*

следует, что в период времени с 18 по 22 октября 2016 г. в дневные часы наблюдалось понижение значений T E C на 20–22% относительно значений, зарегистрированных 17 августа 2016 г.

Повышение значений T E C в ночные часы на 15–21% было зарегистрировано с 23 по 25 октября 2016 г. Анализ $\Delta T E C$ позволил выявить наличие положительной аномалии ($\Delta T E C = 30\text{--}40\%$) в ночные часы в период времени с 23 по 25 октября 2016 г. за 1–3 дня до землетрясения с $M = 6.1$, произошедшего 26 октября 2016 г., за 5–7 дней до землетрясения с $M = 6.6$, произошедшего 30 октября 2016 г. (см. рис. 7, *е*).

Из анализа рис. 7, *д* следует, что при подготовке серии землетрясений с $M = 5.2, 5.3, 5.6, 5.7$, произошедших 18 января 2017 г., в дневные часы были зарегистрированы повышение T E C на 18% 15 января 2017 г. и понижение T E C на 17%, 16 января 2017 г. Повышение T E C на 12–22% в ночные часы выявлено с 16 по 17 января 2017 г. Была также зарегистрирована положительная ночная аномалия 15 января 2017 г. $\Delta T E C = 30\text{--}44\%$. (рис. 7, *е*).

Анализ временных рядов T E C, зарегистрированных по данным станции AQU1 в период подготовки и протекания исследуемых землетрясений, проиллюстрированных данными, приведенными в табл. 1, показал аналогичную картину.

При анализе ионосферных вариаций, вызванных землетрясениями, для устранения вклада, связанного с изменениями солнечных и геомагнитных явлений, рассматривалось поведение индексов F10.7 и Dst, значения которых приведены на рис. 7, *ж*.

Анализ солнечной активности (индекс F10.7) показал, что землетрясения в Центральной Италии, состоявшиеся августе 2016 г.–январе 2017 г., произошли в период минимума солнечной активности во время фазы падения 24-го цикла. Значения индекса F10.7 с 4 по 23 августа 2016 г. при подготовке землетрясения с $M = 6.2$, состоявшегося 24 августа 2016 г. изменялись в пределах от 76 до 96 sfu (см. рис. 7, *ж*). При этом максимальные значения (95–96 sfu) были зарегистрированы в период с 8 по 12 августа 2016 г. (см. рис. 7, *ж*). Начиная с 12 августа 2018 значения индекса F10.7 начали падать и достигли минимальных значений (77 sfu) 21 августа 2016 г. (см. рис. 7, *ж*).

При подготовке землетрясений, произошедших в октябре 2016 г., наблюдалось падение значений индекса F10.7 с 102 sfu 10 октября 2016 г. до 76 sfu 17 октября 2016 г. В остальной период времени проведения исследований колебания F10.7 не превышали 3 sfu (см. рис. 7, *ж*). Колебания индекса F10.7 в течение периода наблюдений с 29 декабря 2016 г. по 21 января 2017 г. при подготовке серии землетрясений, состоявшихся в январе 2017 г., были незначительными и находились в пределах 73–86 sfu (см. рис. 7, *ж*).

Наиболее надежным индикатором геомагнитных бурь является глобальный экваториальный

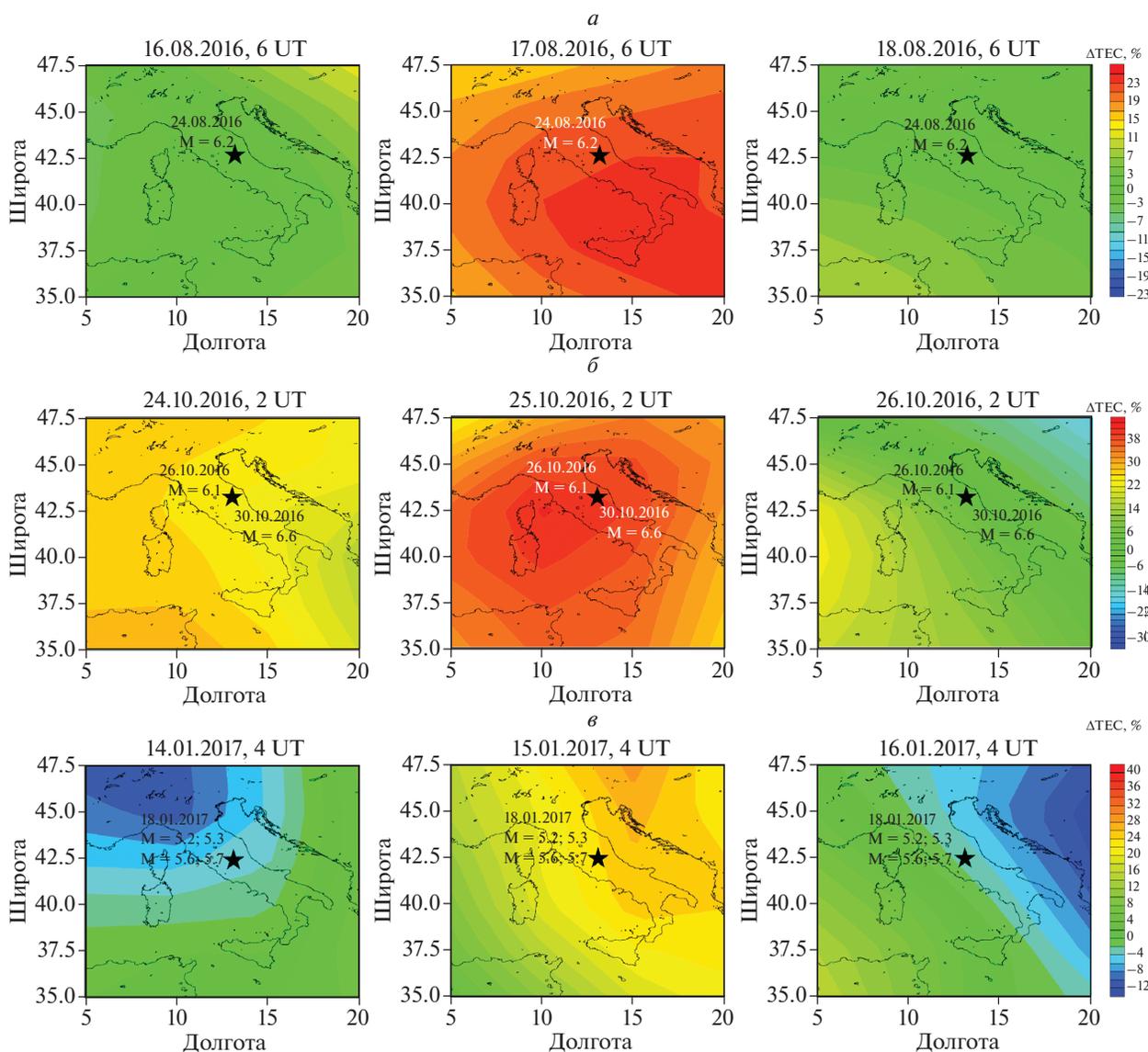


Рис. 6. Карты относительных значений ΔTEC (в %), полученные по данным TEC GIM для исследования ионосферных вариаций при подготовке землетрясений, произошедших: (а) 24 августа 2016 г. ($M = 6.2$); (б) 26 октября 2016 г. ($M = 6.1$), 30 октября 2016 г. ($M = 6.6$); (в) 18 января 2017 г. ($M = 5.2, 5.3, 5.6, 5.7$)

геомагнитный индекс Dst (<http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/wdc/Sec3.html>). Анализ индекса Dst в период подготовки землетрясения с магнитудой $M = 6.2$, произошедшего 24 августа 2016 г., показал, что с 4 по 22 августа 2016 г. изменения магнитного поля были незначительными, Dst -индекс находился в пределах 23...–33 нТ (см. рис. 7, жс). С 23 августа 2016 г. была зарегистрирована магнитная буря ($Dst = -80$ нТ).

При подготовке землетрясений, состоявшихся в октябре 2016 г., в период времени 13–14 октября 2016 г., происходила сильная магнитная буря ($Dst = -104$ нТ). Небольшие магнитные бури с Dst -индексами, достигавшими значений -59 и -64 нТ происходили 25 и 29 октября 2016 г. (см. рис. 7, жс). В период подготовки землетрясений, состояв-

шихся 18 января 2017 г. были зарегистрированы небольшие возмущения геомагнитного поля происходившие 2–5 января 2017 г. ($Dst = 12$ –33 нТ) и 18–19 января 2017 г. ($Dst = 31$ –33 нТ). В остальные дни геомагнитное поле было спокойным (см. рис. 7, жс).

Таким образом, анализ ионосферных вариаций на заключительной стадии подготовки землетрясений и анализ геофизических условий показал наличие аномалий, которые могут быть отнесены к предвестниковым явлениям. Они проявляются в падении значений TEC (на 10–22%), выявленных в дневные часы за 3–10 дней до сейсмических событий с магнитудами $M = 5.2$ –6.6, произошедших в августе 2016 г.–январе 2017 г. Кроме этого предвестники сейсмических собы-

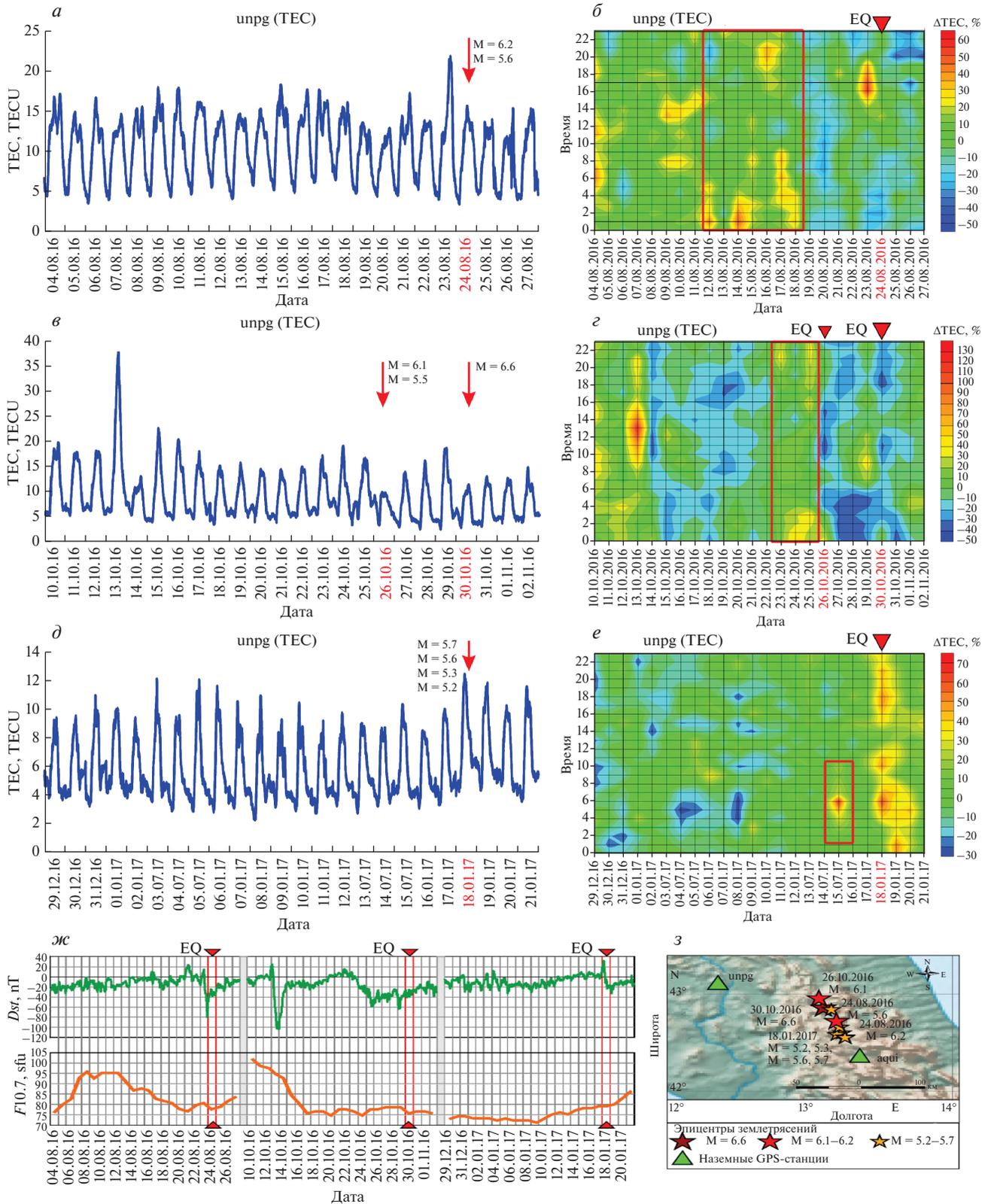


Рис. 7. Временные ряды вариаций полного электронного содержания ионосферы (TEC) и двумерное распределение в цветовых тонах Δ TEC, полученные по данным наземной GPS-станции unpg, находящейся в радиусе 100 км от эпицентров землетрясений, произошедших: 24.08.2016 г., $M = 6.2$ (а, б); 26.10.2016 г., $M = 6.1$, 30.10.2016 г., $M = 6.6$ (в, г); 18.01.2017 г., $M = 5.2, 5.3, 5.6, 5.7$ (д, е). Изменения геомагнитного индекса Dst и индекса солнечной активности F10.7 (ж). Карта расположения эпицентров и наземных станций GPS (з).

Таблица 1. Вариации ТЕС и ΔТЕС (%) по данным станции AQU1 при подготовке землетрясений в Центральной Италии в августе 2016 г.—январе 2017 г.

Землетрясение	Вариации ТЕС	Наличие положительной ночной аномалии ΔТЕС (%)
24.08.2016 г. (M = 6.2)	Падение ТЕС в дневные часы: относительно 10.08.2016 г.: – 11.08.2016 г. – на 17%; – 12.08.2016 г. – на 20%; – 13.08.2016 г. – на 26%; – 14.08.2016 г. – на 19%; относительно 18.08.2016 г.: – 19.08.2016 г. – на 11%; – 20.08.2016 г. – на 25%. Повышение ТЕС в ночные часы: 13.08–14.08.2016 г. – 16%; 17.08–18.08.2016 г. – 20%.	12–14.08.2016 г. (22–4h) – 20–35% 17.08.2016 г. (4–6 h) – 20–25%
26.10.2016 г. (M = 6.1) 30.10.2016 г. (M = 6.6)	Понижение ТЕС в дневные часы: – 18.10–22.10.2016 г. – 16–21%. Резкое падение ТЕС – 26.10.2016 г. – 38%. Повышение ТЕС в ночные часы: 23.10–25.10.2016 г. – 21–50%.	24–25.10.2016 г. (0–4h) – 30–40%
18.01.2017 г. (M = 5.2, 5.3, 5.6, 5.7)	Понижение ТЕС в дневные часы 16.01.2017 г. – на 17%. Повышение ТЕС в ночные часы: 17.01.2017 г. – 22%.	15.01.2017 г. (4–6h) – 25–45%

тий в исследуемом регионе проявлялись в появлении положительных ночных аномалий, которые были обнаружены за 10–12 и за 6 дней до землетрясения с магнитудой $M = 6.2$, произошедшего 24 августа 2016 г. ($\Delta\text{ТЕС} = 25\text{--}40\%$), за 1–3 дня до землетрясения с магнитудой $M = 6.1$, произошедшего 26 октября 2016 г. ($\Delta\text{ТЕС} = 30\text{--}40\%$), за 5–7 дней до землетрясения с магнитудой $M = 6.6$, состоявшегося 30 октября 2016 г. ($\Delta\text{ТЕС} = 30\text{--}40\%$), а также за 3 дня до серии землетрясений с магнитудами $M = 5.2, 5.3, 5.6, 5.7$, произошедших 18 января 2017 г. ($\Delta\text{ТЕС} = 30\text{--}50\%$).

Совместный анализ ионосферных возмущений и изменений глобального геомагнитного индекса Dst позволяет выявить эффекты сильных магнитных бурь. Анализ рис. 7, а–7, ж, показал, что положительные аномалии ионосферной плазмы, зарегистрированные 23 августа 2016 г., 13–14 октября 2016 г. и 18 января 2017 г., вероятно, связаны с возмущениями геомагнитного поля. Отделить сейсмоионосферные вариации от небольших возмущений геомагнитного поля в другие дни достаточно сложно. Для этого необходимо использовать дополнительные подходы к идентификации ионосферных возмущений, например, путем многопараметрического анализа, включающего исследования аномальных вариаций других геофизических полей. Такой анализ описан ниже.

Результаты совместного анализа

При проведении предварительного анализа для сопоставления данных выделялась область осреднения значений в 200 км от центра зоны высокого риска возникновения сильных землетрясений. Это связано с тем, что в данной области аномалии исследуемых параметров наиболее зависимы и может быть выявлена временная последовательность появления аномалий. В случае осреднения данных в пределах радиусов 150 и 350 км значения аномалий сопоставляемых параметров могут быть завышены или занижены без их временного смещения (Cherepanova et al., 2018). Период исследований для сопоставления данных составил 20 дней до землетрясения и через 3 дня после него.

Значения температур поверхности (SST), приповерхностного слоя атмосферы (SAT) и уходящего длинноволнового излучения (OLR) были нормализованы с использованием среднеквадратического отклонения данных текущего года по сравнению с данными других лет в этот период для изменения диапазона значений в интервале от 0 до 1. Нормализованные данные SST, SAT и OLR усреднялись в пределах радиуса 200 км от центра зоны высокого риска возникновения сильных землетрясений.

Для сопоставления с тепловыми данными и данными о состоянии ионосферы при подготовке землетрясений, значения аэрозольной оптиче-

ской толщины (AOD) усреднялись вдоль тектонического разлома в буферной зоне с радиусом 200 км от центра зоны высокого риска возникновения сильных землетрясений. Область усреднения не включала данные для северной части Италии, характеризующийся высокими значениями AOD и, вероятно, относящиеся к промышленным источникам (Rizza et al., 2019). Для совместного анализа ионосферных вариаций с другими параметрами использовались ночные данные TEC (GIM), осредненные в анализируемой области радиусом 200 км.

На рис. 8 в виде графиков представлены вариации осредненных в исследуемой области значений температур поверхности (SST), приповерхностного слоя атмосферы (SAT), уходящего длинноволнового излучения (OLR), аэрозольной оптической толщины (AOD) и значений TEC GIM, полученные для периода с августа 2016 г. по январь 2017 г. для территории Центральной Италии.

Рассмотрим характер изменений исследуемых параметров (SST, SAT, OLR, AOD и TEC GIM) в период подготовки землетрясения с магнитудой $M = 6.2$, произошедшего 24 августа 2016 г. (рис. 8, а). Анализ рис. 8, а показывает, что за 14–15 дней до этого сейсмического события было зарегистрировано сильное увеличение значений OLR, а за 12–13 дней до землетрясения в течение двух дней наблюдалось падение значений температур (SST, SAT) и OLR. При этом за 13 дней до землетрясения, произошедшего 24 августа 2016 г., было зарегистрировано резкое увеличение значений AOD (рис. 8, а) и наблюдались колебания значений TEC – повышение этих значений за 13 и 11 дней до землетрясения и их понижение за 12 и 10 дней (рис. 8, а).

Повышение температур, зарегистрированное за 11 дней до главного толчка с $M = 6.2$ (24 августа 2016 г.), привело к аномально высокому всплеску значений OLR, который был зафиксирован за 9 дней до землетрясения. После этого было зафиксировано стремительное падение значений OLR (рис. 8, а). За 8 дней до этого землетрясения началось повышение среднесуточных значений AOD и достигло максимальных значений за 5 дней до главного сейсмического толчка. В это же время значения TEC GIM достигли минимума (рис. 8, а).

На рис. 8, б представлены графики изменения исследуемых параметров (SST, SAT, OLR, AOD и TEC GIM) в период подготовки землетрясений, произошедших 26 октября 2016 г. ($M = 6.1$) и 30 октября 2016 г. ($M = 6.6$). Анализ графиков, приведенных на рис. 8, б, позволил выявить постепенное повышение OLR за 11–10 дней до землетрясения с $M = 6.1$ (26 октября 2016 г.) и за 15–14 дней до землетрясения с $M = 6.6$ (30 октября 2016 г.). В этот же период наблюдались высокие значения температур (SST, SAT). За 8 дней до сей-

смического толчка, произошедшего 26 октября 2016 г. и за 12 дней до землетрясения, состоявшегося 30 октября 2016 г., было зафиксировано резкое увеличение среднесуточных значений AOD во время как значения TEC GIM были минимальны (см. рис. 8, б).

Изменения параметров SST, SAT, OLR, AOD и TEC в период подготовки землетрясений с магнитудами $M = 5.2, 5.3, 5.6, 5.7$, произошедших 18 января 2017 г. показаны на рис. 8, в.

Анализ рис. 8, в показал, что за 13 дней до этих землетрясений начался рост OLR, который достиг максимума за 11 дней до сейсмических событий. При этом значения температур SST, SAT понижались. За 7–11 дней до землетрясений, произошедших 18 января 2017 г., изменения AOD и TEC GIM находились в противофазе (см. рис. 8, в). За 5–7 дней до этих сейсмических событий значения температур резко возросли с минимальных до максимальных, максимум OLR был выявлен за 4 дня до землетрясений (см. рис. 8, в). Анализ рис. 8, в показал, что за 2–4 дня до этого землетрясения было зафиксировано резкое увеличение среднесуточных данных AOD, которые достигли максимальных значений за весь период исследования. В это же время в значениях TEC GIM наблюдалось падение до минимального уровня (см. рис. 8, в).

Таким образом, совместный анализ результатов исследований тепловых полей, изменения аэрозольной оптической толщины и полного электронного содержания ионосферы в период подготовки и протекания сильных землетрясений с магнитудами 5.2–6.6, произошедшими на территории Центральной Италии в 2016–2017 гг., позволил выявить временную последовательность появления аномалий, связанных с активизацией сейсмической деятельности, которая приведена в табл. 2.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей работе на основании анализа вариаций тепловых полей, изменений аэрозольной оптической толщины и полного электронного содержания ионосферы, зарегистрированных по данным ДЗЗ, продемонстрирована взаимосвязь изменений, происходящих в системе литосфера-атмосфера-ионосфера на заключительном этапе подготовки серии умеренных и сильных землетрясений, которые произошли в августе 2016 г. – январе 2017 г. на территории Центральной Италии.

На основании результатов проведенного анализа установлено, что в процессе подготовки землетрясений, произошедших на территории Центральной Италии 24 августа 2016 г. ($M = 6.2$), 26 октября 2016 г. ($M = 6.1$), 30 октября 2016 г. ($M = 6.6$) и 18 января 2017 г. ($M = 5.2–5.7$), выявлены аномалии температуры земной поверхности, которые наблюдались в среднем за 3–6 дней над областью тектонического разлома. При этом

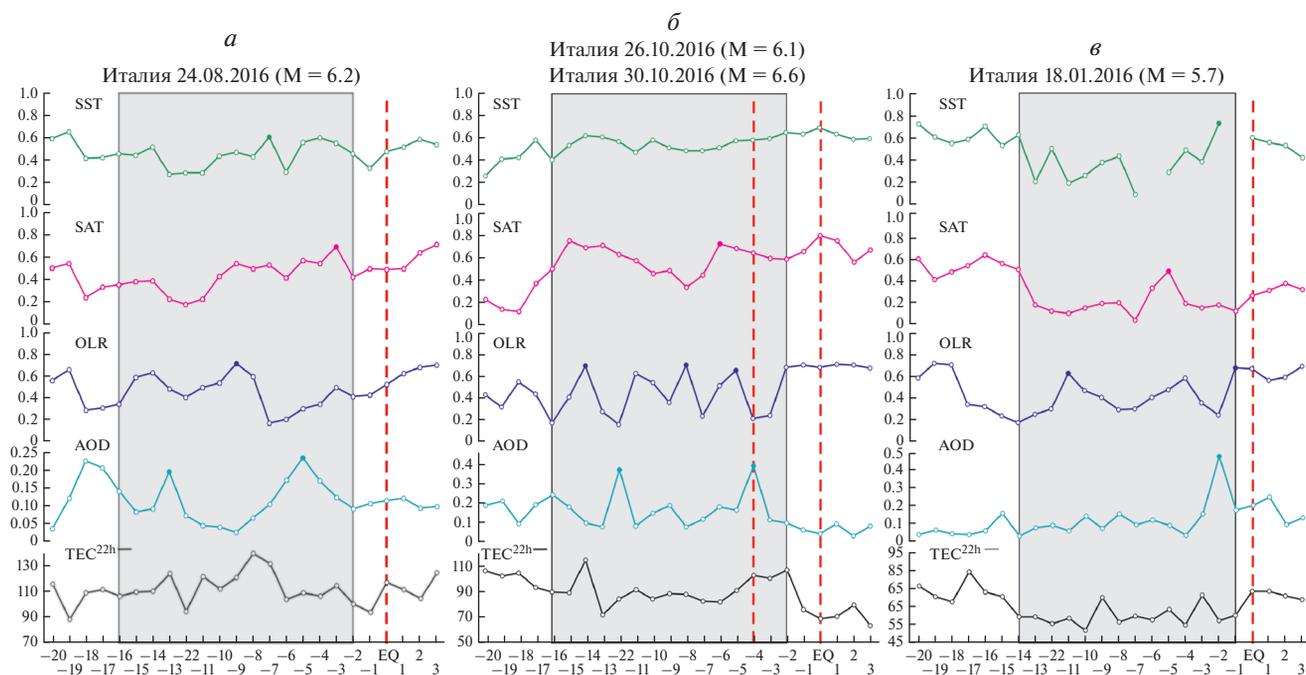


Рис. 8. Вариации температур поверхности (SST), приповерхностного слоя атмосферы (SAT) и уходящего длинноволнового излучения (OLR), значений аэрозольной оптической толщины (AOD) и вариации TEC (GIM) в период подготовки серии сильных землетрясений в Италии в 2016–2017 гг.

аномалии температуры приповерхностного слоя атмосферы регистрировались за 4–9 дней до этих сейсмических событий и располагались над теми же областями тектонического разлома что и аномалии температуры земной поверхности. Аномалии уходящего длинноволнового излучения обнаруживались за 10–14 дней до этих землетрясений над их эпицентрными зонами.

На основании результатов проведенных исследований сейсмоопасной территории Центральной Италии выявлены аномалии аэрозольной оптической толщины AOD, за 7 дней до землетрясения, произошедшего 24 августа 2016 г. с магнитудой $M = 6.2$. Аномалии AOD располагались в эпицентральной области землетрясения вдоль активного тектонического разлома.

Анализ карт относительных значений ΔTEC , построенных по данным TEC GIM, позволил выявить наличие положительных ночных аномалий общего электронного содержания ионосферы в эпицентральных зонах готовящихся землетрясений, которые проявлялись: за 7 дней до землетрясения с магнитудой $M = 6.2$, состоявшегося 24 августа 2016 г. ($\Delta\text{TEC} = 23\text{--}27\%$); за 1 день до землетрясения с магнитудой $M = 6.1$, произошедшего 26 октября 2016 г. и за 5 дней до землетрясения с магнитудой $M = 6.6$, состоявшегося 30 октября 2016 г. ($\Delta\text{TEC} = 38\text{--}46\%$); за 3 дня до землетрясений с магнитудами $M = 5.2, 5.3, 5.6, 5.7$, произошедшими 18 января 2017 г. ($\Delta\text{TEC} = 22\text{--}24\%$).

По данным наземных станций GPS, расположенных к северо-западу (станция UNPG) и к югу (станция AQU1) в радиусе 100 км от эпицентров исследуемых землетрясений обнаружены периоды падения TEC в дневное и повышение в ночное время. Максимальные значения таких вариаций были зарегистрированы за 1–2 дня до умеренных землетрясений с магнитудами $M = 5.2, 5.3, 5.6, 5.7$, произошедшими 18 января 2017 г. (понижение TEC днем на 17%, повышение TEC ночью на 12–22%) и за 4–11 дней до сильных землетрясений с магнитудами $M = 6.1\text{--}6.6$, произошедших 24 августа 2016 г., 26 и 30 октября 2016 г. (понижение TEC днем на 10–22%, повышение TEC ночью на 16–26%). По данным GPS-станций UNPG и AQU1 было также выявлено наличие положительных ночных аномалий ΔTEC , которые проявлялись: за 10–12 и за 7 дней до землетрясения $M = 6.2$, произошедшего 24 августа 2016 г. ($\Delta\text{TEC} = 25\text{--}40\%$); за 1–2 дня до землетрясения $M = 6.1$, состоявшегося 26 октября 2016 г. и, соответственно, за 5–6 дней до землетрясения $M = 6.6$, происшедшего 30 октября 2016 г. ($\Delta\text{TEC} = 30\text{--}40\%$); за 3 дня до землетрясений $M = 5.2\text{--}5.7$, состоявшихся 18 января 2017 г. ($\Delta\text{TEC} = 30\text{--}44\%$).

Установлено, что положительные ночные аномалии ΔTEC , выявленные по данным TEC GIM и данным двух наземных GPS-станций (UNPG и AQU1) перед исследуемыми сейсмическими событиями практически совпали как по значениям, так и по времени появления.

Таблица 2. Временная последовательность появления аномалий тепловых полей (SST, SAT, OLR), аэрозольной оптической толщины (AOD) и полного электронного содержания ионосферы (TEC) на заключительной стадии подготовки землетрясений с магнитудами $M = 5.2-6.6$, произошедших на территории Центральной Италии в 2016–2017 гг.

Параметр	Последовательность появления аномалий перед землетрясением	
	период 1	период 2
SST	– 15–13 дней	– 11–10 дней
SAT	– 15–13 дней	– 11–10 дней
OLR	– 15–14 дней	– 11–9 дней
AOD	– 13–11 дней	– 8–5 дней
TEC	– 14–11 дней	– 8–1 дней

На основании результатов проведенного совместного анализа исследуемых геофизических полей были выявлены два периода появления их аномальных вариаций. Установлено, что первые предвестниковые изменения тепловых полей (SST, SAT и OLR) в буферной зоне с радиусом 200 км от центра зоны высокого риска возникновения сильных землетрясений были зарегистрированы за 13–15 дней, аномальные значения AOD наблюдались за 11–13 дней, а аномальные вариации TEC зафиксированы за 11–14 дней до главных сейсмических толчков.

Для второго периода появления аномальных значений геофизических полей, возникающих до землетрясений, выявлена следующая последовательность их проявления: для тепловых полей (SST, SAR, OLR) – 9–11 дней; для аэрозольной оптической толщины AOD – 5–8 дней; для общего электронного содержания TEC – 1–8 дней.

На основании результатов проведенного совместного анализа вариаций тепловых полей, аэрозольной оптической толщины и полного электронного состояния ионосферы в процессе подготовки и протекания землетрясений в Центральной Италии, произошедших 24 июня 2016 г. ($M = 6.2$), 26 октября 2016 г. ($M = 6.1$), 30 октября 2016 г. ($M = 6.6$) и 18 января 2017 г. ($M = 5.2, 5.3, 5.6, 5.7$), установлено наличие и выявлена последовательность появления таких аномалий.

Таким образом использование совместного анализа при исследованиях вариаций различных геофизических полей, регистрируемых из космоса при мониторинге сейсмоопасных территорий, обеспечивает повышение точности и достоверности выявления аномальных значений, связанных с подготовкой землетрясений, которые могут использоваться в качестве краткосрочных предвестников значительных сейсмических событий.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено в рамках Государственного задания (AAAA-A19-119081390037-2).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акопян С.Ц., Бондур В.Г., Рогожин Е.А. Технология мониторинга и прогнозирования сильных землетрясений на территории России с использованием метода сейсмической энтропии // *Физика Земли*. 2017. № 1. С. 34–53.
<https://doi.org/10.7868/S0002333717010021>
- Бондур В.Г., Воронова О.С. Вариации уходящего длинноволнового излучения при подготовке и протекании сильных землетрясений на территории России в 2008 и 2009 г. // *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 линейных систем Байкальской рифтовой зоны в период землетрясения с магнитудой $M = 5.6$, состоявшегося 21 сентября 2020 года // *Исслед. Земли из космоса*. 2021. № 2. С. 3–14.
<https://doi.org/10.31857/S0205961421020020>
- Бондур В.Г., Гарагаш И.А., Гохберг М.Б., Лапшин В.М., Нечаев Ю.В., Стеблов Г.М., Шалимов С.Л. Геомеханические модели и ионосферные вариации для крупнейших землетрясений при слабом воздействии градиентов атмосферного давления // *Докл. АН*. 2007. Т. 414. № 4. С. 540–543.
- Бондур В.Г., Гарагаш И.А., Гохберг М.Б., Родкин М.В. Эволюция напряженного состояния Южной Калифорнии на основе геомеханической модели и текущей сейсмичности // *Физика Земли*. 2016 (а). № 1. С. 120–132.
<https://doi.org/10.7868/S000233371601004X>
- Бондур В.Г., Гарагаш И.А., Гохберг М.Б. Крупномасштабное взаимодействие сейсмоактивных тектонических провинций. На примере Южной Калифорнии // *Докл. АН*. 2016 (б). Т. 466. № 5. С. 598–601.
<https://doi.org/10.7868/S0869565216050170>
- Бондур В.Г., Гарагаш И.А., Гохберг М.Б., Лапшин В.М., Нечаев Ю.В. Связь между вариациями напряженно-деформированного состояния земной коры и сейсмической активностью на примере Южной Калифорнии // *Докл. АН*. 2010. Т. 430. № 3. С. 400–404.
- Бондур В.Г., Зверев А.Т. Метод прогнозирования землетрясений на основе линейного анализа космических изображений // *Докл. АН*. 2005 (а). Т. 402. № 1. С. 98–105.

- Бондур В.Г., Зверев А.Т.* Космический метод прогноза землетрясений на основе анализа динамики систем линейментов // Исслед. Земли из космоса. 2005 (6). № 3. С. 37–52.
- Бондур В.Г., Смирнов В.М.* Метод мониторинга сейсмоопасных территорий по ионосферным вариациям, регистрируемым спутниковыми навигационными системами // Докл. АН. 2005. Т. 402. № 5. С. 675–679.
- Бондур В.Г., Цидилина М.Н., Гапонова Е.В., Воронова О.С.* Систематизация ионосферных, геодинамических и тепловых предвестников сильных землетрясений ($M \geq 6$), регистрируемых из космоса // Исслед. Земли из космоса. 2018. № 4. С. 3–19.
<https://doi.org/10.31857/S020596140002352-8>
- Бондур В.Г., Цидилина М.Н., Гапонова Е.В., Воронова О.С.* Совместный анализ аномалий различных геофизических полей, регистрируемых из космоса, при подготовке сильных землетрясений в Калифорнии // Исслед. Земли из космоса. 2020. № 5. С. 3–24.
<https://doi.org/10.31857/S0205961420050036>
- Вилор Н.В., Минько Н.П.* Спутниковый мониторинг инфракрасного излучения геолого-структурных элементов Саяно-Байкало-Патомской горной области и Байкальской рифтовой зоны // Исслед. Земли из космоса. 2002. № 4. С. 55–61.
- Кейлис-Борок В.И., Кособоков В.Г.* Комплекс долгосрочных предвестников для сильнейших землетрясений мира // Землетрясения и предупреждения стихийных бедствий. 27-й Международный геологический конгресс. Москва. Коллоквиум Сб. Т. 61. М: Наука, 1984. С. 56–66.
- Пулинец С.А., Бондур В.Г., Цидилина М.Н., Гапонова М.В.* Проверка концепции сейсмо-ионосферных связей в спокойных гелиогеомагнитных условиях на примере Венчуаньского землетрясения в Китае 12 мая 2008 г. // Геомагнетизм и аэрономия. 2010. Т. 50. № 2. С. 240–252.
- Соболев Г.А., Пономарев А.В.* Физика землетрясений и предвестники. // М.: Наука, 2003, 270 с.
- Akhoondzadeh M., Jahani Chehrebargh F.* Feasibility of anomaly occurrence in aerosols time series obtained from MODIS satellite images during hazardous earthquakes. *Advances in Space Research*, 2016. 58(6), 890–896.
<https://doi.org/10.1016/j.asr.2016.05.046>
- Akhoondzadeh M., De Santis A., Marchetti D., Piscini A., Jin S.* Anomalous seismo-LAI variations potentially associated with the 2017 Mw = 7.3 Sarpol-e Zahab (Iran) earthquake from Swarm satellites, GPS-TEC and climatological data. *Adv. Space Res.* 2019. 64, 143–158.
<https://doi.org/10.1016/j.asr.2019.03.020>
- Bonfanti P., Genzano N., Heinicke J., Italiano F., Martinelli G., Pergola N., Telesca L., Tramutoli V.* Evidence of CO₂-gas emission variations in the central Apennines (Italy) during the L'Aquila seismic sequence (March–April 2009) // *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*. 2012. V. 53. № 1. P. 147–168.
<https://doi.org/10.4430/bgta0043>
- Cervone M., Kafatos D., Napoletani E., Singh R.P.* An early warning system for coastal earthquakes // *Adv. Space Res.* 2006. 37, 636–642.
<https://doi.org/10.1016/j.asr.2005.03.071>
- Cherepanova E.V., Bondur V.G., Tsidilina M.N., Gaponova E.V., Voronova O.S.* Satellite monitoring of seismic zones based on earthquakes precursors analysis: Central Italy earthquake August 2016 case study // *International Multidisciplinary Scientific GeoConference SGEM*. 2018. V. 18. № 2.2. P. 385–394.
- Ciraolo L., Spalla P.* Comparison of ionospheric total electron content from the Navy Navigation Satellite System and the GPS // *Radio Sci.* V. 32. P. 1071–1080. 1997.
- De Santis A., Cianchini G., Marchetti D., Piscini A., Sabbagh D., Perrone L., Campuzano S.A., Inan S.* A Multiparametric Approach to Study the Preparation Phase of the 2019 M 7.1 Ridgecrest (California, United States) Earthquake. *Front. Earth Sci.* 2020. 8: 540398.
<https://doi.org/10.3389/feart.2020.540398>
- Davis C., Keilis-Borok V., Kossobokov V., Soloviev A.* (2012). Advance prediction of the March 11, 2011 Great East Japan Earthquake: A missed opportunity for disaster preparedness. *International J. Disaster Risk Reduction*, 1, 17–32.
<https://doi.org/10.1016/j.ijdr.2012.03.001>
- Dobrovolsky I.P., Zubkov S.I., Miachkin V.I.* Estimation of the size of earthquakes preparation zones // *Pure Appl. Geophys.* V. 117. № 5. P. 1025–1044. 1979.
- 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.
- Lyapustin A., Wang Y.* MCD19A2 MODIS/Terra + Aqua Land Aerosol Optical Depth Daily L2G Global 1km SIN Grid V006 [Data set] // *NASA EOSDIS Land Processes DAAC*. 2018. 19 p.
<https://doi.org/10.5067/MODIS/MCD19A2.006>
- Marchetti D., De Santis A., Shen X., Campuzano S.A., Perrone L., Piscini A., Di Giovambattista R., Huang J.* Possible Lithosphere-Atmosphere-Ionosphere Coupling effects prior to the 2018 Mw = 7.5 Indonesia earthquake from seismic, atmospheric and ionospheric data // *J. Asian Earth Sciences*, 2020 188, art. № 104097.
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2019.104097>
- Martinelli G., Facca G., Genzano N., Gherardi F., Lisi M., Pierotti L., Tramutoli V.* Earthquake-Related Signals in Central Italy Detected by Hydrogeochemical and Satellite // *Techniques.Front. Earth Sci.* 2020. 8: 584716.
<https://doi.org/10.3389/feart.2020.584716>
- Noll C.* The Crustal Dynamics Data Information System: A resource to support scientific analysis using space geodesy, *Advances in Space Research*. V. 45. Is. 12. 15 June 2010. P. 1421–1440, ISSN 0273-1177.
<https://doi.org/10.1016/j.asr.2010.01.018>
- Okada Y., Mukai S., Singh R.P.* Changes in atmospheric aerosol parameters after Gujarat earthquake of January 26, 2001 // *Adv. Space Res.* 2004. 33(3). 254–258.
- Ouzounov D., Freund F.* Mid-infrared emission prior to strong earthquakes analyzed by remote sensing data // *Adv. Space Res.*, 2004, 33(3), 268–273.
[https://doi.org/10.1016/s0273-1177\(03\)00486-1](https://doi.org/10.1016/s0273-1177(03)00486-1)
- Piscini A., De Santis A., Marchetti D. et al.* A Multi-parametric Climatological Approach to Study the 2016 Amatrice–Norcia (Central Italy) Earthquake Preparatory Phase. *Pure Appl. Geophys.* 174, 3673–3688 (2017).
<https://doi.org/10.1007/s00024-017-1597-8>
- Pulinets S.A., Morozova L.I., Yudin I.A.* Synchronization of atmospheric indicators at the last stage of earthquake preparation cycle // *Research in Geophysics*, 2015. 4(1).
<https://doi.org/10.4081/rg.2014.4898>
- Pulinets S.A., Ouzounov D., Karelin A.V., Boyarchuk K.A., Pokhmelnikh L.A.* The physical nature of thermal anomalies observed before strong earthquakes. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 2006. 31(4–9), 143–153.
<https://doi.org/10.1016/j.pce.2006.02.042>

Pulinets S., Davidenko. DIonospheric precursors of earthquakes and global electric circuit // *Adv. Space Res.*, 2014. 53(5). 709–723.

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.

<https://doi.org/10.1016/j.jseae.2010.03.005>

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, 12, 262. <https://doi.org/10.3390/atmos12020262>

Qin K., Wu L.X., Zheng S., Bai Y., Lv X. Is., Is there an abnormal enhancement of atmospheric aerosol before the 2008, Wenchuan earthquake? // *Adv. Space Res.* 2004.

<https://doi.org/10.1016/j.asr.2014.04.025>

Rizza U., Mancinelli E., Morichetti M., Passerini G., Virgili S. Aerosol Optical Depth of the Main Aerosol Species over Italian Cities Based on the NASA/MERRA-2 Model Reanalysis // *Atmosphere*. 2019. T. 10. № 11.

Studying from Space Anomalous Variations of Geophysical Fields During the Preparation of Strong Earthquakes in Italy in 2016–2017

V. G. Bondur^a, M. N. Tsidilina^a, O. S. Voronova^a, and N. V. Feoktistova^a

^aAEROCOSMOS Research Institute for Aerospace Monitoring, Moscow, Russia

A joint analysis of various geophysical fields registered from space have allowed us to reveal a timing sequence of heat anomalies, and anomalies of aerosol optical depth and total electron content of the ionosphere during the preparation of strong $M = 5.2$ – 6.6 earthquakes in Central Italy in 2016–2017. AIRS (Aqua sat.) surface temperatures, atmospheric near-surface layer temperatures, and outgoing long-wave radiation were used for the analysis of heat fields. Studies of aerosol optical depth changes were carried out using the MCD19A2 product (Terra and Aqua satellites). Global ionospheric maps (GIM) obtained on the basis of data from global satellite navigation systems and ground GPS stations within 100-km radius from earthquake epicenters were used to study anomalies of the ionosphere. It has been found that first precursor changes in geophysical fields occurred within 200-km-radius regions, the centers of which coincided with the centers of high earthquake risk zones, and were recorded 11–15 days before main seismic shocks.

Keywords: remote sensing, space monitoring, earthquake precursors, thermal anomalies, aerosol optical depth, ionosphere

REFERENCES

Akhoondzadeh M., Jahani Chehrebargh F. Feasibility of anomaly occurrence in aerosols time series obtained from MODIS satellite images during hazardous earthquakes. *Advances in Space Research*, 2016. 58(6), 890–896. DOI:10.1016/j.asr.2016.05.046

Akhoondzadeh M., De Santis A., Marchetti D., Piscini A., Jin S. Anomalous seismo-LAI variations potentially associated with the 2017 $M_w = 7.3$ Sarpol-e Zahab (Iran) earthquake from Swarm satellites, GPS-TEC and climatological data. *Adv. Space Res.* 2019. 64, 143–158. DOI: 10.1016/j.asr.2019.03.020

Akopian S.Ts., Bondur V.G., Rogozhin E.A. Technology for monitoring and forecasting strong earthquakes in Russia with the use of the seismic entropy method // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*. 2017. V. 53. № 1. P. 32–51. DOI: 10.1134/S1069351317010025

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

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

Bondur V.G., Garagash I.A., Gokhberg M.B., Rodkin M.V. The Evolution of the Stress State in Southern California Based on the Geomechanical Model and Current Seismic-

ity // *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, 2016a. V. 52. № 1. P. 117–128. DOI: 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*, 2016b. V. 466. № 2. P. 183–186. DOI: 10.1134/S1028334X16020100

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

Bondur V.G., 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. DOI: 10.1134/S000143382012035X

Bondur V.G., Tsidilina M.N., Gaponova E.V., Voronova O.S. Systematization of Ionospheric, Geodynamic, and Thermal Precursors of Strong ($M \geq 6$) Earthquakes Detected from Space // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, 2018. V. 54. № 9. P. 1172–1185. DOI: 10.1134/S0001433818090475

Bondur V.G., Voronova O.S. Issledovaniya teplovyh poley pered silnymi zemletryasenyami v Turtsii 8 marta 2010 g. ($M = 6.1$) i 24 yanvary 2020 g. ($M = 6.7$) (Studying Thermal Fields before Strong Earthquakes in Turkey March 8, 2010 ($M = 6.1$) and January 24, 2020 ($M = 6.7$)) // *Issledovanie Zemli iz kosmosa*. 2020. № 6. P. 3–16. DOI: 10.31857/S0205961420060032 (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., Zverev A.T.* Kosmicheskiy metod prognoza zemletryaseniy na osnove analiza dinamiki sistem lineamentov (A method of earthquake forecast based on the lineament dynamic analysis using satellite imagery) // *Issledovanie Zemli iz kosmosa*. 2005a. № 3. P. 37–52. (In Russian)
- Bondur V.G., Zverev A.T.* A method of earthquake forecast based on the lineament analysis of satellite images // *Doklady Earth Sciences*. 2005b. V. 402. № 4. P. 561–567.
- Bonfanti P., Genzano N., Heinicke J., Italiano F., Martinelli G., Pergola N., Telesca L., Tramutoli V.* Evidence of CO₂-gas emission variations in the central Apennines (Italy) during the L'Aquila seismic sequence (March–April 2009) // *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*. 2012. V. 53. № 1. P. 147–168. DOI: 10.4430/bgta0043
- Cervone M., Kafatos D., Napolitano E., Singh R.P.* An early warning system for coastal earthquakes // *Adv. Space Res.*, 2006. 37, 636–642. DOI: 10.1016/j.asr.2005.03.071
- Cherepanova E.V., Bondur V.G., Tsidilina M.N., Gaponova E.V., Voronova O.S.* Satellite monitoring of seismic zones based on earthquakes precursors analysis: Central Italy earthquake August 2016 case study // *International Multidisciplinary Scientific GeoConference SGEM*. 2018. V. 18. № 2.2. P. 385–394.
- Ciraolo L., Spalla P.* Comparison of ionospheric total electron content from the Navy Navigation Satellite System and the GPS // *Radio Sci.* V. 32. P. 1071–1080. 1997.
- Davis C., Keilis-Borok V., Kossobokov V., Soloviev A.* (2012). Advance prediction of the March 11, 2011 Great East Japan Earthquake: A missed opportunity for disaster preparedness. *International J. Disaster Risk Reduction*, 1, 17–32. DOI: 10.1016/j.ijdr.2012.03.001
- De Santis A., Cianchini G., Marchetti D., Piscini A., Sabbagh D., Perrone L., Campuzano S.A., Inan S.* A Multiparametric Approach to Study the Preparation Phase of the 2019 M7.1 Ridgecrest (California, United States) Earthquake. *Front. Earth Sci.* 2020. 8: 540398. DOI: 10.3389/feart.2020.540398
- Dobrovolsky I.P., Zubkov S.I., Miachkin V.I.* Estimation of the size of earthquakes preparation zones // *Pure Appl. Geophys.* V. 117. № 5. P. 1025–1044. 1979.
- Hearty T., Savchenko 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 pages.
- Keylis-Borok V.I., Kosobokov V.G.* Kompleks dolgosrochnykh predvestnikov dlya sil'neyshikh zemletryaseniy mira (Complex of long-term precursors for the strongest earthquakes in the world) // *Earthquakes and natural disaster prevention*. 27th International Geological Congress. Moscow. Colloquium C6. V. 61. Moscow: Nauka, 1984. P. 56–66.
- Lyapustin A., Wang Y.* MCD19A2 MODIS/Terra + Aqua Land Aerosol Optical Depth Daily L2G Global 1km SIN Grid V006 [Data set] // *NASA EOSDIS Land Processes DAAC*. 2018. 19 pages. <https://doi.org/10.5067/MODIS/MCD19A2.006>
- Marchetti D., De Santis A., Shen X., Campuzano S.A., Perrone L., Piscini A., Di Giovambattista R., Huang J.* Possible Lithosphere-Atmosphere-Ionosphere Coupling effects prior to the 2018 Mw = 7.5 Indonesia earthquake from seismic, atmospheric and ionospheric data // *J. Asian Earth Sciences*, 2020 188, art. № 104097. DOI: 10.1016/j.jseaes.2019.104097
- Martinelli G., Facca G., Genzano N., Gherardi F., Lisi M., Pierotti L., Tramutoli V.* Earthquake-Related Signals in Central Italy Detected by Hydrogeochemical and Satellite // *Techniques Front. Earth Sci.* 2020. 8: 584716. DOI: 10.3389/feart.2020.584716
- Noll C.* The Crustal Dynamics Data Information System: A resource to support scientific analysis using space geodesy, *Advances in Space Research*, V. 45. Is. 12. 15 June 2010. P. 1421–1440, ISSN 0273-1177, DOI: 10.1016/j.asr.2010.01.018
- Okada Y., Mukai S., Singh R.P.* Changes in atmospheric aerosol parameters after Gujarat earthquake of January 26, 2001 // *Adv. Space Res.* 2004. 33(3), 254–258.
- Ouzounov D., Freund F.* Mid-infrared emission prior to strong earthquakes analyzed by remote sensing data // *Adv. Space Res.*, 2004, 33(3), 268–273. DOI: 10.1016/s0273-1177(03)00486-1
- Piscini A., De Santis A., Marchetti D. et al.* A Multi-parametric Climatological Approach to Study the 2016 Amatrice–Norcia (Central Italy) Earthquake Preparatory Phase. *Pure Appl. Geophys.* 174, 3673–3688 (2017). <https://doi.org/10.1007/s00024-017-1597-8>
- 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. DOI: 10.1134/S0016793210020118
- Pulinets S.A., Morozova L.I., Yudin I.A.* Synchronization of atmospheric indicators at the last stage of earthquake preparation cycle // *Research in Geophysics*, 2015. 4(1). DOI: 10.4081/rg.2014.4898
- Pulinets S.A., Ouzounov D., Karelin A.V., Boyarchuk K.A., Pokhmelnikh L.A.* The physical nature of thermal anomalies observed before strong earthquakes. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 2006. 31(4–9), 143–153. DOI: 10.1016/j.pce.2006.02.042
- Pulinets S., Davidenko D.* Ionospheric precursors of earthquakes and global electric circuit // *Adv. Space Res.*, 2014, 53(5), 709–723.
- 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. DOI: 10.1016/j.jseaes.2010.03.005
- 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, 12, 262. <https://doi.org/10.3390/atmos12020262>
- Qin K., Wu L.X., Zheng S., Bai Y., Lv X.Is.* Is there an abnormal enhancement of atmospheric aerosol before the 2008, Wenchuan earthquake? // *Adv. Space Res.* 2004. <http://dx.doi.org/10.1016/j.asr.2014.04.025>
- Rizza U., Mancinelli E., Morichetti M., Passerini G., Virgili S.* Aerosol Optical Depth of the Main Aerosol Species over Italian Cities Based on the NASA/MERRA-2 Model Reanalysis // *Atmosphere*. 2019. T. 10. № 11.
- Sobolev G.A., Ponomarev A.V.* Fizika zemletryaseniy i predvestniki [Earthquake physics and precursors]. Moscow: Nauka, 2003. 270 p. (In Russian)
- Vilor N.V., Min'ko N.P.* Sputnikovyy monitoring infrakrasnogo izlucheniya geologo-strukturnykh elementov Sayano-Baykalo-Patomskoy gornoy oblasti i Baykal'skoy riftovoy zony // *Issledovanie Zemli iz kosmosa*. 2002. № 4. P. 55–61. (In Russian)

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

АНАЛИЗ ОБЛАСТЕЙ МОРСКОГО ЛЬДА В СЕВЕРНОМ ЛЕДОВИТОМ ОКЕАНЕ, НЕОПРЕДЕЛЯЕМЫХ АЛГОРИТМОМ ASI ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВОЙ МИКРОВОЛНОВОЙ РАДИОМЕТРИИ

© 2021 г. Т. А. Алексеева^{a, b, *}, Ю. В. Соколова^{a, b}, В. В. Тихонов^{b, c}, В. М. Смоляницкий^a,
Е. В. Афанасьева^a, М. Д. Раев^b, Е. А. Шарков^b

^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 21.06.2021 г.

В период интенсивного таяния алгоритмы, рассчитывающие сплоченность морского льда по данным спутниковой микроволновой радиометрии, могут не идентифицировать обширные зоны дрейфующих льдов. Высокая стадия разрушенности характеризуется большим количеством снежиц на поверхности льда, что приводит к существенному занижению сплоченности морского льда. Одновременно в период таяния происходит уменьшение сплоченности морского льда, а также распад сморозей, вследствие чего уменьшаются размеры ледяных полей. В шельфовых морях в районах устьев рек в течение зимнего сезона формируются льды, сильно загрязненные терригенными осадками, выносимыми речными водами. Грязная поверхность таких льдов становится видимой в летний период при стаивании снежного покрова. Сплоченность загрязненных льдов плохо определяется методами спутниковой микроволновой радиометрии. В данной работе рассматривается влияние разрушенности, сплоченности, размеров ледяных полей и загрязненности льда в Арктике в летний период на определение общей площади ледяного покрова с помощью алгоритма ARTIST Sea Ice (ASI) по данным радиометра Advanced Microwave Scanning Radiometer 2 (AMSR-2). Наши исследования показали, что площадь зон морского льда неопределяемых алгоритмом ASI, в разные годы в конце августа может изменяться от 5.7 до 23.3% от общей площади ледяного покрова в Арктике.

Ключевые слова: Северный Ледовитый океан, спутниковая микроволновая радиометрия, площадь льда, сплоченность льда, разрушенность, загрязненность

DOI: 10.31857/S0205961421060026

ВВЕДЕНИЕ

В связи с климатическими изменениями, которые наблюдаются в последние десятилетия, большое внимание уделяется анализу изменения площади морского льда в Северном Ледовитом океане (СЛО). Основным источником данных о площади ледяного покрова являются данные спутниковой микроволновой радиометрии (СМР). Эти данные ежедневные, охватывают всю акваторию Арктики, на них не влияет облачность и темное время суток. Начиная с 1978 г., данные СМР являются постоянным источником информации о ледяном покрове и используются для анализа и прогноза климатических изменений (Stroeve and Notz, 2018; Cavalieri and Parkinson, 2012). Для определения сплоченности и площади ледяного покрова по данным СМР применяются различные алгоритмы. К настоящему времени разработано более двух десятков алгоритмов, каждый из

которых имеет свои преимущества и недостатки (Ivanova et al., 2015b; Tikhonov et al., 2016; Kern et al., 2019). В статье (Ivanova et al., 2014) приведено сравнение 11 различных алгоритмов между собой. Авторы определили среднегодовую площадь ледяного покрова в СЛО за периоды 1979–2012 гг. и 1992–2012 гг. Результаты показали, что при расчете площади льда по различным алгоритмам, полученные значения могут различаться на 1.3 млн км². В связи с этим, большое внимание уделяется валидации существующих и разработке новых более точных алгоритмов.

Разница между данными по площади льда СЛО, полученными по разным алгоритмам, возникает из-за неточностей в определении сплоченности льда, что обусловлено рядом причин:

1. Сезонная изменчивость излучательной способности морского льда и снежного покрова. В последние десятилетия наблюдаются суще-

ственные изменения климатических условий в Арктике и, следовательно, точки привязки, используемые многими алгоритмами, со временем устаревают. Использование в алгоритмах фиксированных точек привязки (значений излучательной способности, яркостной или термодинамической температуры льдов и открытой водной поверхности) приводит к существенным ошибкам в определении сплоченности ледяного покрова (Agnew and Howell, 2003; Ivanova et al., 2015a).

2. Внесезонная региональная изменчивость излучательной способности снежно-ледяной поверхности. Излучательная способность льда, даже одного типа, не может оставаться постоянной величиной. Она зависит от температуры поверхности и климатических условий формирования льда. На собственное микроволновое излучение ледяной поверхности влияет снежный покров, толщина, структура и влажность которого меняется в зависимости от сезона и региона формирования (Tikhonov et al., 2016).

3. Влияние поверхностных эффектов (шероховатость поверхности, снежный покров, снежники и т.п.):

– Одной из основных ошибок, оказывающих влияние на определение сплоченности морского льда по пассивным микроволновым спутниковым данным, является разрушенность льда в период летнего таяния. Наличие снежников на льду приводит к тому, что ледяной покров “принимается” микроволновым радиометром за открытую водную поверхность. При таких условиях, сплоченность льда, определяемая по данным спутниковой микроволновой радиометрии, недооценивается (Cavalieri et al., 1990).

– Наличие снежного покрова на морском льду изменяет значение яркостной температуры поверхности (Tikhonov et al., 2013). Эти изменения сильно зависят от частоты излучения и влажности снега, и эти зависимости не линейны. Для сухого снежного покрова становятся существенными эффекты рассеяния микроволнового излучения на ледяных зернах, которые изменяют значения яркостной температуры с изменением длины волны (частоты) излучения. Эти эффекты определяются соотношением размера ледяных зерен и длины волны электромагнитного излучения (Mätzler, 1987; Hallikainen et al., 2017; Boyarskii et al., 1994; Tikhonov et al., 2014).

– Размеры ледяных полей также оказывают влияние на значения сплоченности по данным спутниковой микроволновой радиометрии. Например, в прикромочной зоне чаще всего присутствует битый лед, наличие которого приводит к занижению общей сплоченности (Ozsoy-Cicek et al., 2011).

– Шероховатость поверхности (волны, пенные образования на воде, ледяные торосы, снеж-

ные барханы, и т.п.) также оказывает влияние на значения яркостной температуры морской поверхности, ледяного и снежного покрова (Ulaby and Long, 2014; Sharkov, 2007; Raizer, 2017).

4. Влияние погодных эффектов (изменение влажности, осадки и т.п.). Высокочастотные каналы более чувствительны к наличию водяного пара в атмосфере и жидкой воды, содержащейся в облаках. В летний период алгоритмы, использующие высокочастотные каналы, показывают хорошие результаты в районах с высокой сплоченностью ледяного покрова. Однако, для районов с низкой сплоченностью льда, эти алгоритмы могут существенно переоценивать сплоченность, если район характеризуется высоким содержанием водяного пара. Эта переоценка увеличивается в районе кромки льда, при прохождении циклонов (Spreen et al., 2008).

В ряде работ данные СМР сравнивались с натурными данными – результатами судовых наблюдений и видеосъемки. В этих работах анализировалась средняя ошибка в определении сплоченности морского ледяного покрова. Она сильно зависела от используемого алгоритма, а также от качества и полноты натурных данных и варьировалась в среднем в пределах от –2 до +2 баллов (Alekseeva et al., 2019; Smith, 1996; Lubin et al., 1997; Spreen et al., 2008; Wiebe et al., 2009; Wang et al., 2019; Kern et al., 2019; Knuth and Ackley, 2006). Авторами данных работ рассматривались причины ошибок, однако количественное влияние этих ошибок на определение сплоченности и площади морского льда практически не анализировалось.

При сравнении сплоченности ледяного покрова, полученной на основе данных СМР, со спутниковыми снимками в видимом диапазоне, можно определить, что в период интенсивного таяния льдов в арктических морях есть зоны морского льда, которые отсутствуют на изображениях СМР. Такие зоны весьма обширны. Они вносят существенный вклад в недооценку общей площади морского льда в Арктике. Метеорологические факторы (влагосодержание атмосферы, скорость приводного ветра, влагосодержание облаков), влияющие на формирование таких ледовых зон рассматриваются в ряде публикаций (Han et al., 2021; Животовская и др., 2019). Целью настоящей работы являлся комплексный анализ ледовых условий по спутниковым снимкам в оптическом диапазоне, ледовым картам и данным ледовой авиаразведки Арктического и антарктического научно-исследовательского института (ААНИИ), для выявления комплекса причин, приводящих к занижению сплоченности морского льда в летний период, полученной по данным СМР, а также оценке площади таких льдов. Анализ выполнен на основе данных СМР о сплоченности морского льда в Арктике, рассчитанных с помощью одного

из наиболее популярных алгоритмов Artist Sea Ice (ASI) по данным радиометра Advanced Microwave Scanning Radiometer 2 (AMSR-2).

ДАнные И МЕТОды

Данные спутниковой микроволновой радиометрии

В исследовании использовался готовый продукт по сплоченности морского льда (уровня Level 3) Бременского университета, рассчитанной с помощью алгоритма ASI. Алгоритм ASI базируется на расчете разности вертикальной и горизонтальной поляризации яркостных температур высокочастотного канала 89 ГГц. Ежедневные расчеты сплоченности по Арктике доступны на сайте <https://seaice.uni-bremen.de>. Для анализа были взяты результаты обработки данных радиометра AMSR-2 (ASI v.5.4) с разрешением 6.25 км (Sprreen et al., 2008).

Карты сплоченности, построенные по алгоритму ASI подбирались таким образом, чтобы даты измерений совпадали с датами составления ледовых карт ААНИИ, которые использовались в качестве эталона для сравнения площадей ледяного покрова. Сплоченность, определенная с помощью алгоритма ASI разбивалась на интервалы, соответствующие стандартным интервалам сплоченностей, принятым в ААНИИ: <1, 1–3, 4–6, 7–8, 9–10 баллов (или <10%, 10–30%, 40–60%, 70–80%, 90–100%).

Спутниковые снимки в видимом диапазоне Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS)

Выделение зон различной сплоченности и форм полей для обширных регионов проводилось по данным радиометра 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 μm , Band 4: 0.545–0.565 μm , Band 3: 0.459–0.479 μm).

Спутниковые снимки в видимом диапазоне Landsat

Для более детального дешифрирования форм полей и загрязненности морского льда привлекались данные более высокого разрешения, со спутника Landsat-8 (<https://earthexplorer.usgs.gov/>). Композитные изображения составлялись из каналов видимого диапазона (Band 4: 0.64–0.67 μm , Band 3: 0.53–0.59 μm , Band 2: 0.450–0.51 μm), разрешение снимков – 30 м.

Обзорные ледовые карты ААНИИ

Еженедельные обзорные ледовые карты ААНИИ для всей акватории Северного Ледовитого океана обобщают все имеющиеся и доступные данные (спутниковые, а также оперативные данные с судов и полярных станций). Подробно методика составления ледовых карт описана в работе (Афанасьева et al., 2019), исходные файлы ледовых карт в формате SIGRID получены в Центре ледовой и гидрологической информации “Север” ААНИИ.

Для построения обзорных региональных карт, доступных на официальном сайте ААНИИ (<http://www.aari.ru/main.php?lg=0&id=17>) и в электронном каталоге Мирового центра данных по морскому льду (<http://wdc.aari.ru/datasets/d0004>), используется информация, собранная за 2–3 сут, поскольку получить ледовую карту целого бассейна за одни сутки, как правило, невозможно из-за наличия облачности на оптических снимках и неполного суточного покрытия акватории радарными данными. Обобщение спутниковой информации за 2–3 сут дает возможность составить обзорную карту, которая, как мозаика, состоит из отдельных частей, привязанных к разным моментам времени. Приоритетной является наиболее свежая информация. Если на дату составления карты нет информации по какому-то району, то берется информация за предыдущую дату и так далее. Все накопленные за 2–3-дневный период изображения подгружаются в ГИС в виде слоев и далее интерпретируются ледовым экспертом (Афанасьева et al., 2019). В первую очередь используются данные в видимом и инфракрасном диапазоне, а также радиолокационные данные (NOAA, MetOp, Terra, Aqua, Suomi NPP, Fengyun, Sentinel-1) и только в случае полного отсутствия в отдельных районах этих данных ледовый эксперт использует данные СМР из открытых источников.

Общая ледовая карта СЛО, еженедельно выпускаемая на сайте ААНИИ (www.aari.ru) составляется путем “склейки” обзорных региональных карт всех морей, каждое из которых рисуется одним ледовым экспертом. В летний период (1 июня–30 сентября для СЛО) на ледовых картах указывается только сплоченность ледяного покрова по 10-балльной шкале. Ледовые зоны могут характеризоваться как отдельными баллами сплоченности, например, 4 балла или 10 баллов, так и различными интервалами сплоченности, например, 1–3 балла.

Загрязненность льда по данным ледовой авиаразведки ААНИИ

Для анализа загрязненности морского льда в Арктике использовались карты, составленные для морей Лаптевых и Восточно-Сибирского по данным ледовых авиаразведок ААНИИ за период

Таблица 1. Шкала загрязненности льда (Руководство ..., 1981)

Шкала загрязненности льда	Характеристика поверхности льда
0	Лед чистый, наблюдаются лишь незначительные следы загрязненности
1	Лед мало загрязнен. Площадь загрязненного льда составляет менее 1/3 наблюдаемой поверхности льда
2	Лед средней загрязненности. Площадь загрязненного льда составляет от 1/3 до 2/3 наблюдаемой поверхности
3	Лед сильно загрязнен. Более 2/3 поверхности льда загрязнено

1950–1980 гг. Ледовые авиаразведки выполнялись в период с 20-х по 90-е годы XX века. В ходе первых авиаразведок данные о состоянии ледяного покрова наносились наблюдателем на бумажный бланк непосредственно на борту во время полета. Позднее, помимо визуальных наблюдений, стали выполняться инструментальные измерения параметров ледяного покрова. Сначала они ограничивались средствами аэрофотосъемки, а затем с начала 1950-х по 1980 гг. был протестирован и с разным успехом внедрен в практику ряд приборов, включавший в себя панорамные радиолокационные станции, авиационные ИК-радиометры, радиолокационные станции бокового обзора, радиолокационные измерители толщины льда, лазерные профилографы и СВЧ-радиометры (Frolov et al., 2009; Афанасьева и др., 2019).

Загрязненность льда – это площадь загрязненного льда, выраженная в процентах от наблюдаемой общей площади льда. Поверхность ледяного покрова в результате воздействия различных факторов подвергается естественному и искусственному загрязнению. Наиболее значительное количество веществ органического происхождения попадает на лед из морской воды в процессе ее замерзания и таяния. Частицы неорганического происхождения попадают в лед со дна морей на мелководье, а также в результате материкового стока и ветрового разрушения суши. Часть грязи на льду появляется в результате хозяйственной деятельности человека (районы интенсивного судоходства, устья рек, районы портов и городов). Грязь на поверхности льда обычно распространена неравномерно и количество ее меняется в течение года. Загрязненность ледяного покрова определяется визуально по 3-балльной шкале, приведенной в табл. 1. Следует отметить, что загрязненность льда лучше всего определяется в пасмурную погоду, так как в ясную – грязь на льду маскируется блеском и яркостью кристаллов снега и льда (Руководство ..., 1981).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Разрушенность, размеры ледяных полей и сплоченность льда

При дешифрировании морского льда по спутниковым данным и составлении ледовых карт в период интенсивного таяния в арктических морях в летний период выявляются обширные зоны льдов, хорошо видимые на снимках в видимом диапазоне, но не идентифицируемые методами СМР.

На рис. 1–2 приводятся примеры таких зон морского льда в Гренландском море на снимках от 30 июля 2017 г.

На рис. 3 представлены изображения ледяного покрова в Карском море к западу от архипелага Северная Земля и соответствующие им ледовые карты ААНИИ.

На снимках (рис. 1–3) видно, что основная разница между областями, которые не отображаются по данным СМР, заключается в размерах ледяных полей и одновременно – в сплоченности льда.

На снимке Terra MODIS в видимом диапазоне (рис. 1, б) красной линией обведена ледовая зона, в которой сплоченность льда варьируется от 9–10 до 7–8 баллов, а размеры ледяных полей представлены всеми формами ледяных полей: от мелкобитых льдов до гигантских ледяных полей (согласно номенклатуре http://www.aari.ru/gdsidb/glossary_bgk/ru/index.htm). Конец июля – это период интенсивного таяния льдов в арктических морях, период распада сморозей и большого количества снежиц на поверхности льда. Эти льды, хотя и с занижением сплоченности на несколько баллов, но идентифицируются алгоритмом ASI (рис. 1, а). Таким образом, красной линией на рис. 1, б обведена “видимая” область морского льда, т.е. определяемая по данным СМР.

Морской лед внутри зеленого прямоугольника на рис. 1, б и в увеличенном масштабе на рис. 1, г характеризуется следующим образом: это сильно разрушенные мелкобитые и крупнобитые льды, в центральной части преобладает сплоченность 7–8 и 9–10 баллов, а ближе к границам прямоугольника – 4–6 баллов. Такие льды абсолютно не

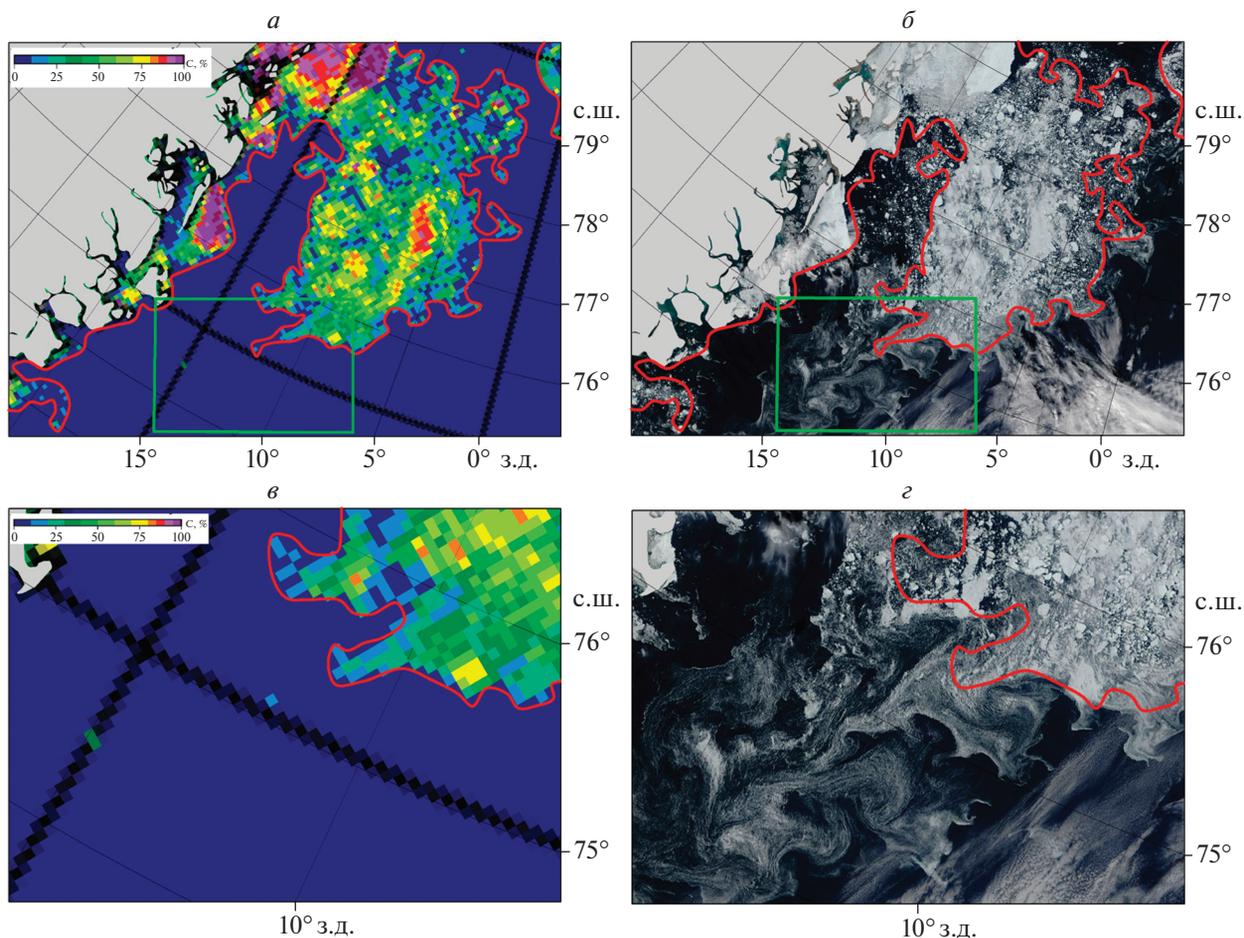


Рис. 1. Пример “невидимой” ледовой зоны в центральной части Гренландского моря. На рисунках *а* и *б* в увеличенном масштабе представлена область, которая обведена зеленым квадратом на рисунках *а* и *б* и содержит в себе разрушенные битые сплоченные льды. На рисунках *а* и *в* представлена карта сплоченности льда, полученная с помощью алгоритма ASI. На рисунках *б* и *г* представлено изображение, полученное со спутника Terra MODIS в видимом диапазоне электромагнитного спектра. Карта сплоченности и спутниковое изображение получены 30 июля 2017 г. Красной линией на рисунках показана граница ледяного покрова, идентифицированная алгоритмом ASI.

идентифицируются алгоритмом ASI (рис. 1, *а*, 1, *в*), т.е. являются “невидимыми” областями — неопределяемыми по данным СМР.

На рис. 2 показана ледовая зона, также “невидимая” алгоритмом ASI, однако имеющая несколько иные ледовые характеристики. Хотя размеры ледяных полей в области красного квадрата (рис. 2, *г*), существенно больше и представлены в основном ледяными полями, но, тем не менее, на карте сплоченности льда, полученной с помощью алгоритма ASI, этот район также отображается как чистая вода. Отличие ледовых условий на рис. 1, *г* от 2, *г* заключается не только в размерах ледяных полей, но и в сплоченности, на рис. 2, *г* льды более разреженные, сплоченностью 4–6 баллов.

Аналогичная ситуация представлена на рис. 3: сильно разрушенные сплоченные льды в Карском море у западных берегов архипелага Северная Земля 25 августа 2020 г. — это остатки Северо-

земельского ледяного массива (рис. 3, *а*, 3, *б*, 3, *в*), который через 4 нед. практически полностью растаял (в соответствии с ледовой картой ААНИИ 20–22 сентября 2020 г., рис. 3, *г*). На карте сплоченности льда, полученной с помощью алгоритма ASI (рис. 3, *а*), зона мелкобитых и крупнобитых, но очень сплоченных (9–10 баллов) льдов в центральной части остатков массива (в районе 95° в.д.) отображается с сильным занижением сплоченности на несколько баллов. Одновременно такие же битые разрушенные льды, но сплоченностью 7–8 баллов (к западу от 95° в.д.), идентифицируются алгоритмом ASI как чистая вода.

Таким образом, следующая совокупность ледовых характеристик влияет на определение площади морского льда в летний период: высокая стадия разрушенности, формы ледяных полей, сплоченность и расположение таких зон (см. схему на рис. 4).

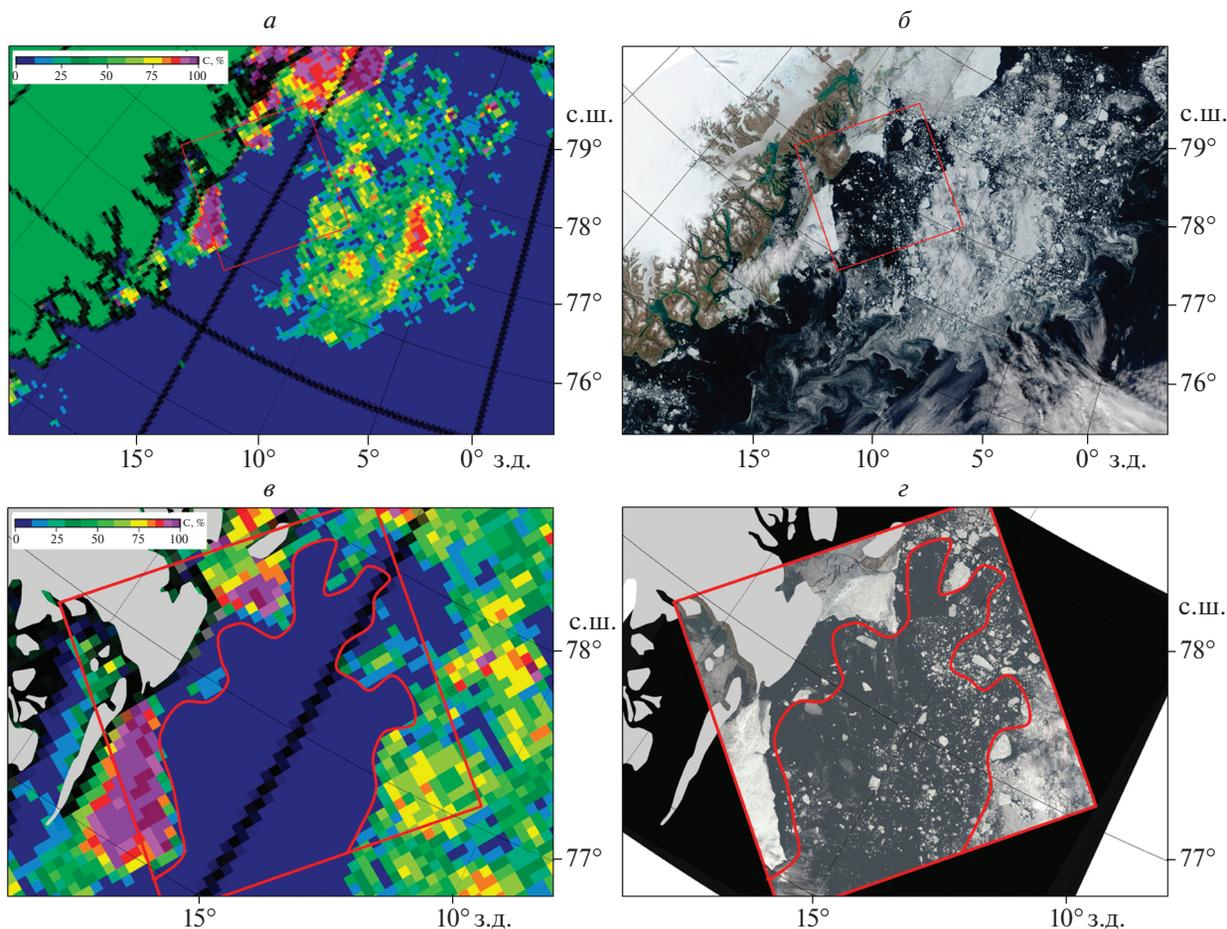


Рис. 2. На рисунках *в* и *г* в увеличенном масштабе представлена область, которая обведена красным квадратом на рисунках *а* и *б* и содержит в себе разрушенные разреженные льды, размеры ледяных полей, представленные битыми льдами, обломками ледяных полей и ледяными полями. На рисунках *а* и *в* представлена карта сплоченности льда, полученная с помощью алгоритма ASI. На рисунке *б* представлено изображение, полученное со спутника Terra MODIS, а на рисунке *г* – со спутника Landsat в видимом диапазоне электромагнитного спектра. Карта сплоченности и спутниковые изображения получены 30 июля 2017 г.

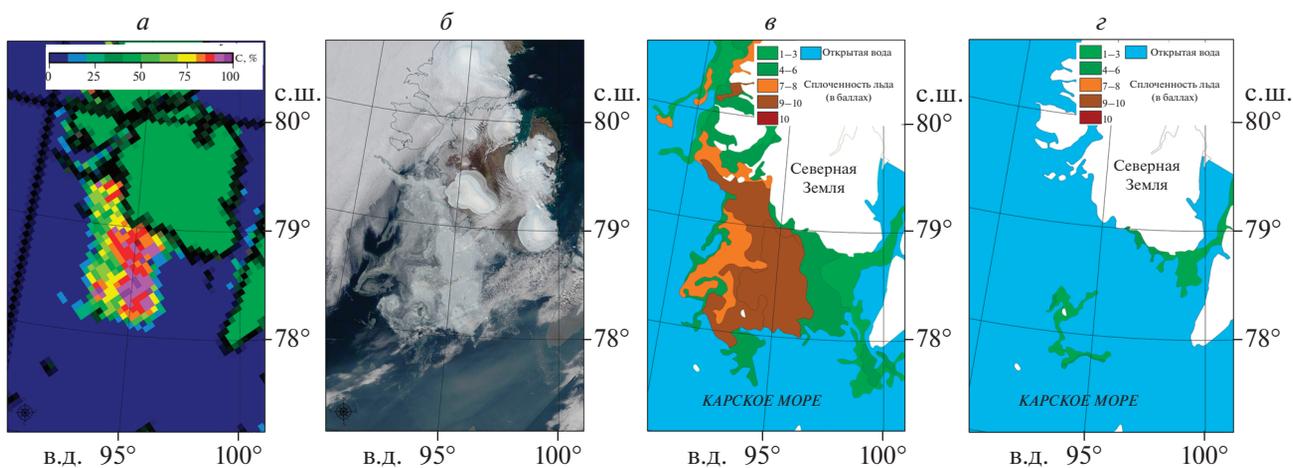


Рис. 3. Ледяной покров в северо-восточной части Карского моря вблизи архипелага Северная Земля, 25 августа 2020 г. *а* – карта сплоченности льда, полученной с помощью алгоритма ASI, *б* – спутниковый снимок Terra MODIS, *в* – ледовая карта ААНИИ от 23–25 августа 2020 г., *г* – ледовая карта ААНИИ от 20–22 сентября 2020 г.

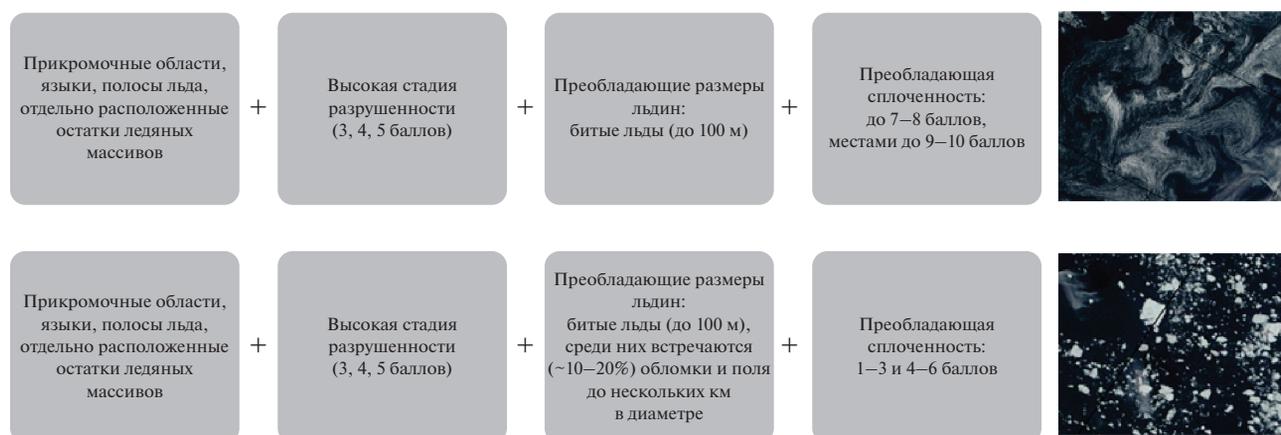


Рис. 4. Схематическое описание факторов, влияющих на определение сплоченности льда по данным СМР, сочетание которых в летний период характерно для “невидимых” зон по данным СМР.

Причина данного явления заключается в следующем: на последних стадиях таяния, когда сморози распадаются на небольшие льдины и уменьшается общая сплоченность льда, достаточно большую часть пикселей составляет поверхность воды. Одновременно поверхность такого битого льда влажная и покрыта снежицами. Таким образом, яркостная температура такой зоны в целом близка к яркостной температуре воды и при расчете сплоченности льда по данным спутниковой микроволновой радиометрии определяется как чистая вода (Tikhonov et al., 2015). Подобные “невидимые” зоны по данным СМР наблюдаются во всех морях Северного Ледовитого океана в период интенсивного таяния. Оценка площади таких зон в Северном Ледовитом океане приводится в разделе “Оценка площади “невидимых” зон методами СМР в Северном Ледовитом океане”.

Загрязненность морского льда

Помимо разрушенности, сплоченности и размера ледяных полей, еще один параметр влияет на определение сплоченности морского льда в период интенсивного таяния – это загрязненность.

Загрязненность оказывает существенное влияние на интенсивность таяния льдов. Как показали модельные эксперименты, интенсивность таяния загрязненных льдов может приводить к значительным, а в некоторых случаях к “катастрофическим” изменениям баланса их массы в СЛО и срокам очищения арктических морей от сезонного ледяного покрова (Доронин, 1961; Савченко и др., 1990). Альbedo загрязненной поверхности уменьшается примерно до 0.2, из-за этого таяние снега ускоряется в 2–3 раза, а льда – на 50–150% (Доронин, 1961). Альbedo загрязненной поверхности меньше, чем незагрязненной, в среднем на 0.2–

0.3 (Аппель and Гудкович, 1979; Брызгин, 1959). Это способствует увеличению в среднем на 40% количества тепла, идущего на таяние льда сверху, что в свою очередь приводит к более интенсивному прогреву приледного слоя воздуха и усилению “контактного” таяния по сравнению с “радиационным”. Этот процесс охватывает не только поверхность самих загрязненных льдов, но и соседних чистых участков (Брызгин, 1959).

Интересный факт, отмеченный по результатам авиационных наблюдений заключается в том, что в случае, когда снежицы на загрязненном льду занимают половину площади его поверхности, то одновременно на незагрязненных льдинах – лишь около 30% (Аппель and Гудкович, 1979). Таким образом, загрязненность косвенным образом влияет на яркостную температуру поверхности льда: в период интенсивных процессов таяния загрязненные льды разрушаются быстрее и на них образуется большее количество снежиц. Такие льды хуже идентифицируются методами СМР, так как их яркостная температура схожа с яркостной температурой воды.

Однако загрязненность оказывает и прямое влияние на идентификацию льда по данным СМР. В работах (Аппель and Гудкович, 1979; Reimnitz et al., 1995) говорится о том, что загрязненность, в частности, припая, носит слоистый характер, причем слои с максимальными концентрациями загрязнений чаще расположены ближе к поверхности льда. 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 снежицах, ускорению их сквозного протавивания (Иванов, 2007), а также более высокой концентрации загрязнения на поверхности льда. Пример таких сильно загрязненных и одновре-



Рис. 5. Фотография сильно загрязненного морского льда 11 августа 2016 (фото Алексеевой Т.А.), выполненная на борту НИС «Академик Трешников» в море Лаптевых у побережья полуострова Таймыр.

менно сильно разрушенных льдов приводится на рис. 5.

Поверхность льда, изображенная на рис. 5, схожа с поверхностью очень влажной почвы (грунта). С увеличением влажности почвы уменьшается ее излучательная способность; она зависит и от других свойств – содержания солей, гранулометрического состава, шероховатости поверхности, но в наибольшей степени определяется влажностью (Ulaby and Long, 2014). В микроволновом диапазоне излучательная способность очень влажной почвы приближается к излучательной способности водной поверхности. Для высокочастотного канала (около 90 ГГц), который использует алгоритм ASI, различия в излучательной способности очень влажной почвы и водной поверхности очень незначительны (Ulaby and Long, 2014; Emery and Camps, 2017).

Вопрос загрязненности морских льдов представляется достаточно важным, так как в Арктике такие льды занимают обширные площади. Методами дистанционного зондирования Земли грязные льды можно определить только по снимкам высокого разрешения в оптическом диапазоне,

однако сцены таких снимков редки и покрывают лишь небольшие участки акватории, над которыми в летний период в большинстве случаев присутствует облачность, а зимой загрязненность льда не видно под толщей снега. Данные экспедиционных исследований нерегулярны и покрывают небольшие районы. Данные о зонах загрязненных льдов приведены, например, в работах: Nürnberg et al., 1994 (Nürnberg et al., 1994) – для моря Лаптевых, Eicken et al., 2005 (Eicken et al., 2005) – для западной части Чукотского моря и моря Бофорта, Darby et al., 2011 (Darby et al., 2011) – для прибрежных районов всей Арктики.

Одним из самых ценных источников информации об областях загрязненного льда в российских арктических морях являются карты авиаразведок ААНИИ 1950–1980 гг. (Smolyanitsky et al., 2003). На рис. 6 представлена оценка загрязненности льда в июле на основе обобщения материалов 1959, 1972, 1974–1976 гг. для морей Лаптевых и Восточно-Сибирского (рис. 6). Области сильно загрязненного льда (2–3 балла) наблюдаются в районах рек Хатанга, Лена, Яна, Индигирка, Колыма и в мелководном районе Новосибирских

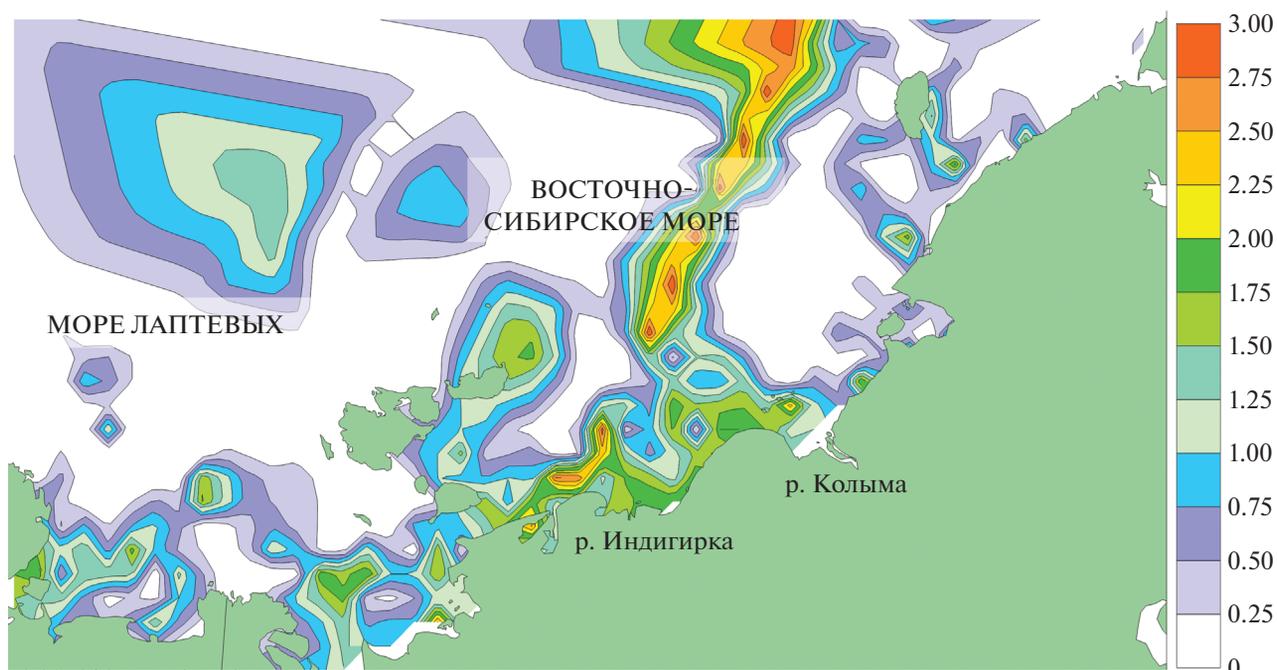


Рис. 6. Загрязненность морского льда в море Лаптевых и Восточно-Сибирском море в июле на основе данных авиа-разведок ААНИИ за период 1953–1976 гг. Шкала загрязненности определяется по 3-бальной шкале.

островов. Стоит учитывать, что со времени проведения авиаразведки ледовый режим в арктических морях существенно изменился и карты распределения загрязненности на рис. 6 могут отличаться от обстановки в настоящее время, вследствие изменения дрейфа и режима таяния морского льда в различные месяцы. Однако, источники загрязнения в арктических морях остались прежними, и за неимением более свежей информации, карта распределения загрязненности на рис. 6 ценна для понимания основных районов распределения загрязненных льдов и в настоящее время.

На рис. 7 показан район устья реки Колыма 26 июля 2020 г. По снимкам Terra MODIS и Landsat в видимом диапазоне можно определить, что льды, которые не идентифицируются с помощью СМР в данном районе представляют из себя зоны очень сплоченных (9–10 баллов), сплоченных (7–8 баллов) и разреженных (4–6 баллов) льдов с различными размерами льдин (все типы от мелкобитых льдов до больших ледяных полей), сильно разрушенные и, судя по цвету на снимках в видимом диапазоне и данным авиаразведки о районах загрязненности льда, сильно загрязненные. Часть дрейфующих льдов в данном районе в июле на рис. 7, в, 8, а, 8, б – это обломки разрушенного припая, сформировавшегося в течение зимнего сезона в районе устья реки Колыма, который, по мере своего нарастания, загрязнялся осадками

терригенного происхождения, выносимыми речными водами.

Оценка площади “невидимых” зон методами СМР в Северном Ледовитом океане

Для оценки общей площади таких “невидимых” зон в Северном Ледовитом океане рассматривался конец августа – это период наиболее сильной разрушенности морского льда, но одновременно большого распространения разреженных льдов в арктических морях. В сентябре существенная часть таких льдов уже вытает. За период 2012–2020 (на конец августа) были выбраны два года с различными ледовыми условиями. Согласно расчетам площади по ледовым картам ААНИИ максимальное количество разреженных льдов в Северном Ледовитом океане наблюдалось в 2012 г., а минимальное – в 2014 г. (табл. 2). В 2012 г. к концу августа зоны редких и разреженных льдов сохранились в Гренландском, Восточно-Сибирском, Чукотском морях и море Бофорта и составляли 26.8% от всей площади океана, покрытой льдами. В 2014 году разреженные льды сохранялись лишь узкими зонами вдоль сплоченных льдов Арктического бассейна, редких и разреженных льдов было меньше, чем в 2012 г. – 11.4% от всей площади льда (рис. 9).

Исходя из оценки площадей (табл. 3), “невидимые” алгоритмом ASI области дрейфующих льдов в конце августа в Северном Ледовитом оке-

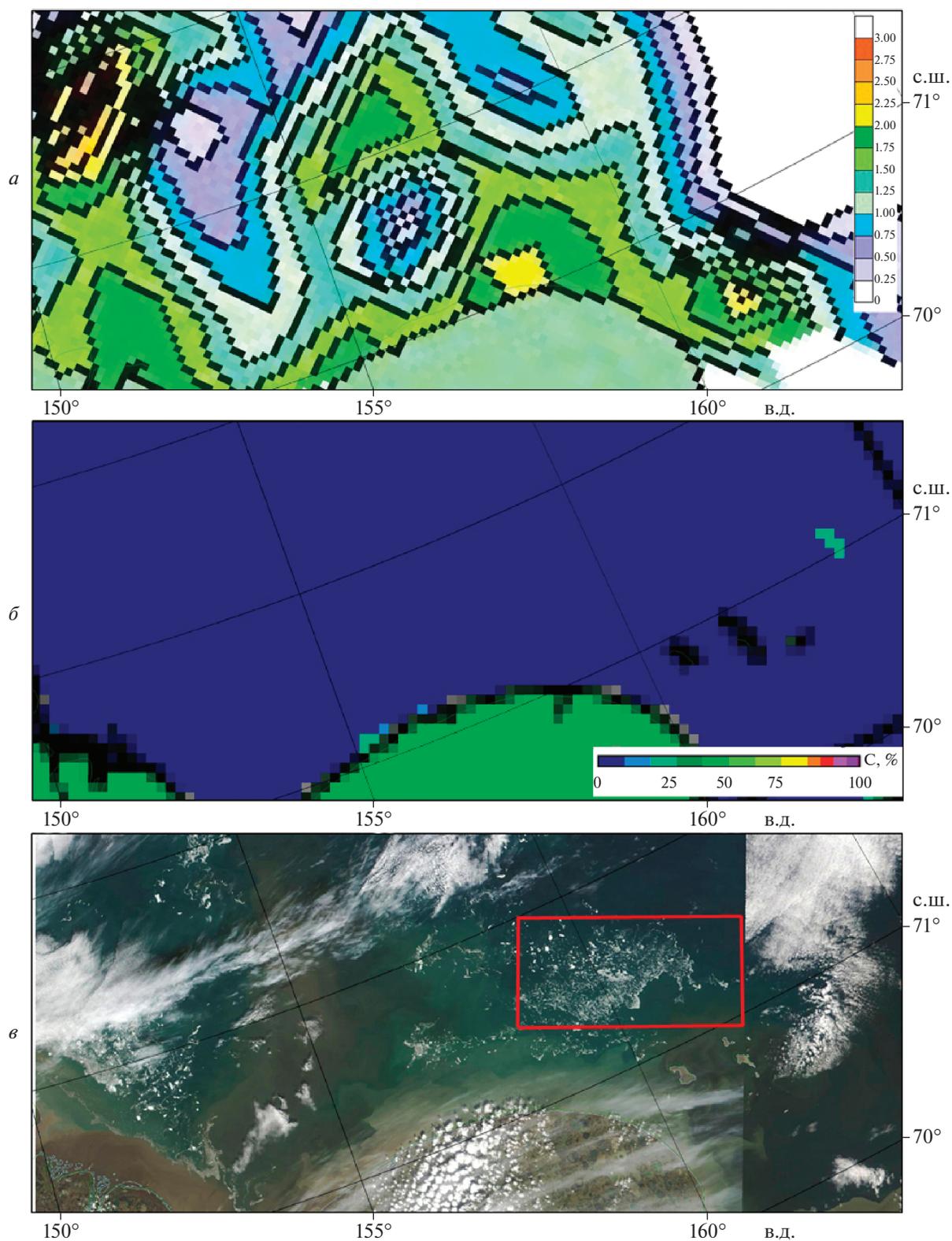


Рис. 7. Фрагмент карты загрязненности морского льда в Восточно-Сибирском море в июле (а) на основе данных авиа-разведок ААНИИ за период 1953–1976 гг. Шкала загрязненности определяется по 3-бальной шкале. б – Сплоченность льда, полученная с помощью алгоритма ASI от 26 июля 2020 г. в, – Спутниковый снимок Terra MODIS. Красным прямоугольником выделена область, показанная в более крупном масштабе на рис. 8.



Рис. 8. *a* – спутниковый снимок Landsat, область красного прямоугольника с рис. 7, *б* в более крупном масштабе, 26 июля 2020 г. *б* – спутниковый снимок Landsat – область красного прямоугольника с рисунка *a* в более крупном масштабе.

ане в 2012 г. составили 23.3%, а в 2014 г. 5.7%. Таким образом в зависимости от ледовой обстановки их площадь может существенно различаться.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе были рассмотрены причины отсутствия обширных областей морского льда в СЛО в период интенсивного таяния на картах сплоченности льда, построенных по данным СМР с помощью алгоритма ASI. Были проанализированы различные параметры ледяного покрова по спутниковым снимкам в видимом диапазоне, ледовым картам ААНИИ и данным ледовых авиаразведок и показано сочетание факторов, которое может приводить к тому, что обширные зоны

морского льда в Арктике не определяются данными СМР, а соответственно, не учитываются в общей площади морского льда в Арктике в летний период.

Наиболее важным параметром, влияющим на недооценивание сплоченности морского льда в летний период, является разрушенность льда. В летний период поверхность ледяного покрова покрывается снежицами, вследствие чего ледяной покров “принимается” микроволновым радиометром за открытую водную поверхность. Однако сильная разрушенность морского льда приводит лишь к недооцениванию сплоченности льда, но не к его полному отсутствию на снимках СМР. Следовательно, играют роль и другие параметры. В летний период, одновременно с появле-

Таблица 2. Площадь поверхности Северного Ледовитого океана, покрытой льдами сплоченностью 1 балл и более, в конце августа с 2012 по 2020 гг., рассчитанная по ледовым картам ААНИИ

Дата составления карты	Общая площадь льда (миллионы км ²)	Площадь льда сплоченностью 1–6 баллов (в % от общей площади)	Площадь льда сплоченностью 7–10 баллов (в % от общей площади)
28.08.2012	4.755	26.81	73.19
27.08.2013	5.847	14.22	85.78
26.08.2014	5.610	11.43	88.57
25.08.2015	5.553	20.89	79.11
30.08.2016	5.325	24.44	75.56
29.08.2017	5.441	15.39	84.61
28.08.2018	5.418	16.54	83.46
27.08.2019	4.979	17.85	82.15
25.08.2020	5.016	20.30	79.70

Таблица 3. Площадь Северного Ледовитого океана, покрытая льдами любой сплоченности выше 1 балла по ледовым картам ААНИИ и площадь “невидимых” методами СМР (алгоритм ASI) зон морского льда в конце августа 2012 и 2014 гг.

Год	Площадь, покрытая льдом любой сплоченности выше 1 балла, по ледовым картам ААНИИ	Площадь “невидимых” методами пассивной микроволновой радиометрии (алгоритм ASI) зон морского льда	Процент площади “невидимых” зон от общей площади, рассчитанной по ледовым картам ААНИИ
2012	4755041 км ²	1 108 938 км ²	23.3%
2014	5610218 км ²	320728 км ²	5.7%

нием снежиц на поверхности льда, постепенно происходит вытаивание более тонких льдов, а соответственно – распад сморозей, что приводит к уменьшению размеров ледяных полей. Проанализировав снимки в видимом диапазоне было определено, что по данным СМР практически не отображаются ледовые зоны в прикромочных областях ледяных массивов, языки и полосы льда и отдельно расположенные остатки ледяных массивов, в которых лед характеризуется двумя сочетаниями факторов:

1. Битые льды (с размерами ледяных полей до 100 м в диаметре) сплоченностью 7–8 (с отдельными пятнами 9–10 баллов) с высокой стадией разрушенности (3–5 баллов).

2. Битые льды (с размерами ледяных полей до 100 м в диаметре), среди которых встречаются обломки полей и ледяные поля до нескольких километров в диаметре, с преобладающей сплоченностью 1–3 и 4–6 баллов с высокой стадией разрушенности (3–5 баллов).

Также в районах крупных рек, впадающих в СЛО, происходит интенсивное загрязнение льдов в процессе ледообразования в прибрежной зоне, которые затем, вследствие дрейфа, переносятся на значительные расстояния от побережья. За-

грязненность оказывает существенное влияние на интенсивность таяния льдов – загрязненные льды разрушаются быстрее и на них образуется большее количество снежиц. Одновременно, в процессе таяния происходит повышение концентрации загрязнения на поверхности льда, что делает похожим такие льды на поверхность очень влажной почвы. А в микроволновом диапазоне излучательная способность очень влажной почвы приближается к излучательной способности водной поверхности. Загрязненные льды занимают значительные площади арктических морей, что подтверждается наблюдениями во время ледовой авиаразведки ААНИИ. Таким образом, мы считаем, что загрязненность морского льда имеет большое значение при определении площади льда в Северном Ледовитом океане по данным СМР, однако степень ее влияния еще следует изучить на основе привлечения дополнительных данных.

Для оценки наибольшей площади областей льда, неопределяемых алгоритмом ASI, были рассмотрены ледовые карты СЛО в период наиболее сильной разрушенности морского льда, но одновременно большого распространения разреженных льдов в арктических морях, пока такие льды еще окончательно не вытаяли (конец августа). За-

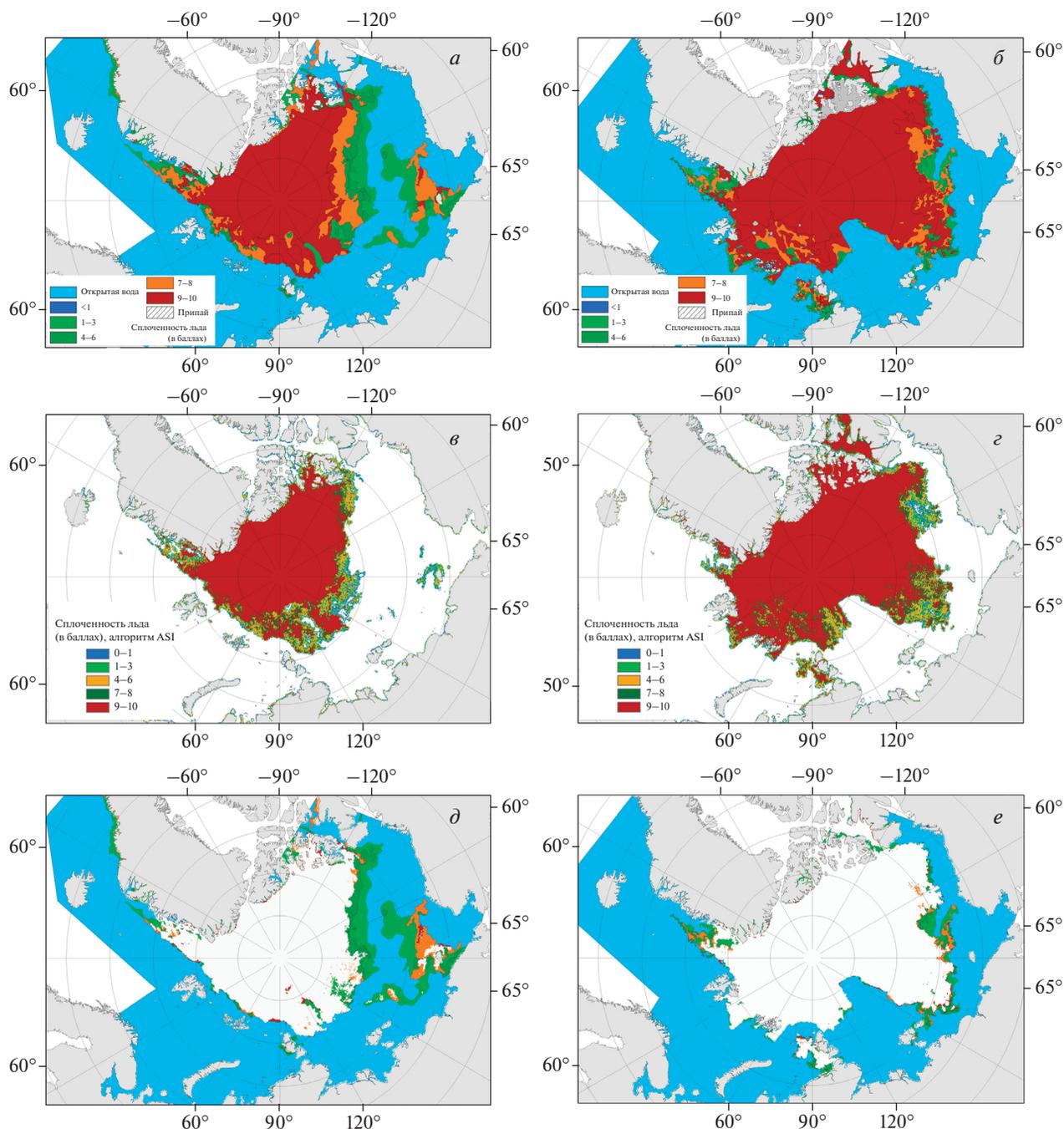


Рис. 9. Обзорные ледовые карты ААНИИ, 26–28.08.2012 (а) и 24–26.08.2014 (б) гг. Соответствующие им карты сплоченности морского льда, полученные по алгоритму ASI 28.08.2012 (в) и 26.08.2014 (з). Комбинированное изображение, полученное путем наложения области, покрытой льдами любой сплоченности более 1 балла, полученной по алгоритму ASI (вся область покрашена белым цветом) на ледовую карту ААНИИ, 26–28.08.2012 (д) и 24–26.08.2014 (е).

период 2012–2020 гг., в который доступны карты сплоченности льда, полученные в результате обработки данных радиометра AMSR-2 по алгоритму ASI, мы выбрали 2012 г. с максимальным количеством разреженных льдов в СЛО и 2014 г. – с их минимальным количеством. В результате “невидимые” на снимках СМР области дрейфующих

льдов в конце августа в СЛО в 2012 г. составили 23.3%, а в 2014 г. 5.7% от общей площади ледяного покрова.

Таким образом, данные СМР в летний период не только занижают сплоченность морского льда в Северном Ледовитом океане, но и вовсе не определяют обширные области морского льда

при определенных условиях в летний период, описанных в данной статье. Анализ данных алгоритма ASI за период 2012–2020 гг. показал, что такие области могут составлять от 5.7 до 23.3% от общей площади ледяного покрова в СЛО в конце августа. Площадь “невидимых” областей варьируется от года к году, в зависимости от сложившихся условий. Их учет крайне важен как для практических задач (например, обеспечение судоходства), так и для научных задач при определении площади льда в СЛО.

В дальнейшем планируется оценка изменений площади областей морского льда в СЛО, неопределяемых методами СМР по различным алгоритмам в период интенсивного таяния, и расчет площади льда в СЛО с учетом таких зон. Так как из года в год площадь “невидимых” зон отличается в зависимости от сформировавшихся ледовых условий, то, очевидно, что такая коррекция должна значительно изменить данные о межгодовой изменчивости площади льда в СЛО в летний период.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа с ледовыми картами, составленными в Центре ледовой и гидрометеорологической информации ААНИИ и данными ледовой авиаразведки ААНИИ, выполнялась в рамках гранта РФФИ № 18-05-60048 Исследование межгодовой изменчивости баланса морского льда Северного Ледовитого океана на рубеже XX и XXI веков (Алексеева Т.А., Смоляницкий В.М.).

Работа с данными алгоритма ASI и спутниковыми снимками в видимом диапазоне выполнялась в рамках темы “Мониторинг”, гос. регистрация № 01.20.0.2.00164 (Соколова Ю.В., Тихонов В.В., Раев М.Д., Шарков Е.А.).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аппель 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.
- Афанасьева Е.В., Алексеева Т.А., Соколова Ю.В., Демчев Д.М., Чуфарова М.С., Быченков Ю.Д., Девятаев О.С.* Методика составления ледовых карт ААНИИ // Российская Арктика. 2019. №7. С. 5–20.
<https://doi.org/10.24411/2658-4255-2019-10071>
- Брызгин Н.Н.* К вопросу об альбедо поверхности дрейфующих льдов // Проблемы Арктики и Антарктики. 1959. Вып. 1. С. 33–40.
- Доронин Ю.П.* К методике расчета радиационного баланса снежно-ледяного покрова в Арктике // Труды ААНИИ. 1961. Т. 229. С. 84–89.
- Животовская М.А., Заболотских Е.В., Шапрон Б.* Ложная диагностика морского льда в Арктике спутниковыми микроволновыми радиометрами в экстремальных погодных условиях // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2019. Т. 16. С. 209–220.
<https://doi.org/10.21046/2070-7401-2019-16-6-209-220>
- Иванов Б.В.* Оценка естественного и антропогенного загрязнения морского льда // МГИ. 2007. Т. 102. С. 121–126.
- Савченко В.Г., Нагурный А.П., Махитас А.П.* Реакция морского ледяного покрова на аэрозольное загрязнение атмосферы // Метеорология и гидрология. 1990. № 4. С. 102–108.
- Руководство по производству ледовой авиаразведки. Л.: Гидрометеиздат. 1981. 240 с.
- Agnew T. Howell S.* The use of operational ice charts for evaluating passive microwave ice concentration data // Atmosphere-Ocean. 2003. V. 41. P. 317–331.
<https://doi.org/10.3137/ao.410405>
- Alekseeva T., Tikhonov V., Frolov S., Repina I., Raev M., Sokolova J., Sharkov E., Afanasieva E., Serovenikov 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.
<https://doi.org/10.3390/rs11212481>
- Boyarskii D.A., Tikhonov V.V., Kleeorin N.I., Mirovskii V.G.* Inclusion of scattering losses in the models of the effective permittivity of dielectric mixtures and applications to wet snow // J. Electromagnetic Waves and Applications. 1994. V. 8. P. 1395–1410.
<https://doi.org/10.1163/156939394X00281>
- Cavalieri D.J., Parkinson C.L.* Arctic sea ice variability and trends, 1979–2010 // The Cryosphere. 2012. V. 6. P. 881–889.
<https://doi.org/10.5194/tc-6-881-2012>
- Cavalieri D.J., Burns B.A., Onstott R.G.* Investigation of the effects of summer melt on the calculation of sea ice concentration using active and passive microwave data // J. Geophysical Research: Oceans. 1990. V. 95. P. 5359–5369.
<https://doi.org/10.1029/JC095iC04p05359>
- Darby D.A., Myers W.B., Jakobsson M., Rigor I.* Modern dirty sea ice characteristics and sources: The role of anchor ice // J. Geophysical Research: Oceans 2011. V. 116.
<https://doi.org/10.1029/2010JC006675>
- Eicken H., Gradinger R., Gaylord A., Mahoney A., Rigor I., Melling H.* Sediment transport by sea ice in the Chuckchi and Beaufort Seas: Increasing importance due to changing ice conditions? // Deep Sea Research II. 2005. V. 52. P. 3281–3302.
- Emery W., Camps A.* Introduction to Satellite Remote Sensing: Atmosphere, Ocean, Land and Cryosphere Application. Elsevier Inc.: 2017. 856 p.
- Frolov I.E., Gudkovich Z.M., Karklin V.P., Kovalev E.G., Smolyanitsky V.M.* Climate Change in Eurasian Arctic Shelf Seas – Centennial Ice Cover Observations. Springer-Verlag Berlin Heidelberg: 2009. 166 p.
<https://doi.org/10.1007/978-3-540-85875-1>
- Hallikainen M., Lemmetyinen J., Jiang L.* Snow Properties From Passive Microwave, in: Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences. Elsevier: 2017.
<https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.10358-6>
- Han H., Lee S., Kim H.-C., Kim, M.* Retrieval of summer sea ice concentration in the Pacific Arctic ocean from AMSR2 observations and numerical weather data using

- random forest regression // *Remote Sensing*. 2021. V. 13. <https://doi.org/10.3390/rs13122283>
- Ivanova N., Johannessen O., Pedersen L., Tonboe R.* Retrieval of Arctic Sea Ice Parameters by Satellite Passive Microwave Sensors: A Comparison of Eleven Sea Ice Concentration Algorithms // *Ieee Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 2014. V. 52. P. 7233–7246. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2014.2310136>
- Ivanova N., Pedersen L., Tonboe R., Kern S., Heygster G., Lavergne T., Sorensen A., Saldo R., Dybkjaer 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 // *Cryosphere*. 2015a. V. 9. P. 1797–1817. <https://doi.org/10.5194/tc-9-1797-2015>
- Ivanova N., Pedersen L.T., Tonboe R.T., Kern S., Heygster G., Lavergne T., Sorensen A., Saldo R., Dybkjaer 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*. 2015b. V. 9. P. 1797–1817. <https://doi.org/10.5194/tc-9-1797-2015>
- Kern S., Lavergne T., Notz D., Pedersen L.T., Tonboe R.T., Saldo R., Sorensen A.M.* Satellite passive microwave sea-ice concentration data set intercomparison: closed ice and ship-based observations // *The Cryosphere*. 2019. V. 13. P. 3261–3307.
- Knuth M.A., Ackley S.F.* Summer and early-fall Sea-ice concentration in the Ross Sea: comparison of in Situ ASPeCt observations and satellite passive microwave estimates // *Annals of Glaciology*. 2006. V. 44. P. 303–309. <https://doi.org/10.3189/172756406781811466>
- Lubin D., Garrity C., Ramseier R., Whritner R. H.* Total sea ice concentration retrieval from the SSM/I 85.5 GHz channels during the arctic summer // *Remote Sensing of Environment*. 1997. V. 62. P. 63–76. [https://doi.org/10.1016/S0034-4257\(97\)00081-3](https://doi.org/10.1016/S0034-4257(97)00081-3)
- Mätzler C.* Applications of the interaction of microwaves with the natural snow cover // *Remote Sensing Reviews*. 1987. V. 2. P. 259–387. <https://doi.org/10.1080/02757258709532086>
- Nürnberg D., Wollenburg I., Dethleff D., Eicken H., Kassens H., Letzig T., Reimnitz E., Thiede J.* Sediments in Arctic sea ice: Implications for entrainment, transport and release // *Marine Geology*. 1994. V. 119. P. 185–214. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(94\)90181-3](https://doi.org/10.1016/0025-3227(94)90181-3)
- Ozsoy-Cicek B., Ackley S.F., Worby A., Xie H., Lieser J.* Antarctic sea-ice extents and concentrations: comparison of satellite and ship measurements from International Polar Year cruises // *Annals of Glaciology*. 2011. V. 52. P. 318–326. <https://doi.org/10.3189/172756411795931877>
- Raizer V.* Advances in passive microwave remote sensing of oceans. Taylor & Francis: 2017.
- Reimnitz E., Kassens H., Eicken H.* Report of Polar Research. Russian-Germany cooperation: “Laptev Sea System”. 1995. P. 71–77.
- Sharkov E.A.* Breaking Ocean Waves Geometry, Structure and Remote Sensing. Springer: 2007. 278 p.
- 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. <https://doi.org/10.1029/2005JC003384>
- Stroeve J., Notz, D.* Changing state of Arctic sea ice across all seasons // *Environmental Research Letters*. 2018. V. 13. P. 103001. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aade56>
- Tikhonov V.V., Boyarskii D.A., Repina I.A., Raev M.D., Sharkov E.A., Alexeeva T.A.* Snow Cover Effect on Brightness Temperature of Arctic Ice Fields Based on SSM/I Data // *Progress In Electromagnetics Research Symposium (PIERS) Proceedings*. 2013. Stockholm, Sweden. P. 514–518.
- 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., Boyarskii D.A., Sharkov E.A., Raev M.D., Repina I.A., Ivanov V.V., Alexeeva T.A., Komarova N.Y.* Microwave Model of Radiation from the Multilayer “Ocean-Atmosphere” System for Remote Sensing Studies of the Polar Regions // *Progress In Electromagnetics Research B*. 2014. V. 59. P. 123–133. <https://doi.org/10.2528/PIERB14021706>
- Tikhonov V.V., Repina I.A., Raev M.D., Sharkov E.A., Ivanov V.V., Boyarskii D.A., Alexeeva T.A., Komarova N.Y.* A physical algorithm to measure sea ice concentration from passive microwave remote sensing data // *Advances in Space Research*. 2015. V. 56. P. 1578–1589. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2015.07.009>
- Ulaby F.T., Long D.G.* Microwave radar and radiometric remote sensing. Univ. of Michigan Press.: 2014.
- Wang Q., Lu P., Zu Y., Li Z., Leppäranta M., Zhang G.* Comparison of Passive Microwave Data with Shipborne Photographic Observations of Summer Sea Ice Concentration along an Arctic Cruise Path // *Remote Sensing*. 2019. V. 11. <https://doi.org/10.3390/rs11172009>
- Wiebe H., Heygster G., Markus T.* Comparison of the ASI Ice Concentration Algorithm With Landsat-7 ETM+ and SAR Imagery // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 2009. V. 47. P. 3008–3015. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2009.2026367>

Analysis of Sea Ice Areas Undetectable by Satellite Microwave Radiometry (ASI Algorithm) in the Arctic Ocean

T. A. Alekseeva^{1, 2}, J. V. Sokolova^{1, 2}, V. V. Tikhonov^{2, 3}, V. M. Smolyanitsky¹, E. V. Afanasyeva¹, M. D. Raev², and E. A. Sharkov²

¹Arctic and Antarctic Research Institute, St. 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

In the period of intense ice melt, the algorithms retrieving sea ice concentration from satellite microwave radiometry (SMR) data may fail to detect vast regions of floating ice. Late stage melt is characterized by abundance of melt ponds on ice resulting in considerable underestimation of sea ice concentration. Also, during melt, ice concentration decreases and ice breccias disintegrate, therefore the size of ice floes decreases. In winter, at river mouths in the shelf seas, ice is formed with a heavy load of terrigenous sediments carried by the rivers. Dirty ice surface becomes visible in summer when snow cover melts off. SMR techniques fail to adequately determine dirty ice concentration. The article considers the impact of ice melt, concentration, floe size and dirtiness on the determination of sea ice extent in the Arctic in summer using the Artist Sea Ice (ASI) algorithm. Our study shows that the portion of ice cover left undetected by the SMR technique may range in different years 5.7 to 23.3% of the total Arctic sea ice extent.

Keywords: Arctic Ocean, satellite microwave radiometry, ice extent, ice concentration, stage of ice melt, dirty ice, ice pollution

REFERENCES

- Afanasyeva E.V., Alekseeva T.A., Sokolova YU.V., Demchev D.M., CHufarova M.S., Bychenkov YU.D., Devyataev O.S. Metodika sostavleniya ledovykh kart AANII [AARI methodology for sea ice charts composition] // Rossijskaya Arktika. 2019. № 7. S. 5–20. DOI: 10.24411/2658-4255-2019-10071. (In Russian)
- Agnew T. Howell S. The use of operational ice charts for evaluating passive microwave ice concentration data // Atmosphere-Ocean. 2003. V. 41. P. 317–331. DOI: 10.3137/ao.410405
- 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. DOI: 10.3390/rs11212481, 2019
- 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)
- Boyarskii D.A., Tikhonov V.V., Kleorin N.I., Mirovskii V.G. Inclusion of scattering losses in the models of the effective permittivity of dielectric mixtures and applications to wet snow // J. Electromagnetic Waves and Applications. 1994. V. 8. P. 1395–1410. DOI: 10.1163/156939394X00281
- Bryazgin N.N. K voprosu ob al'bedo poverhnosti drejfyushchih 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., Parkinson C.L. Arctic sea ice variability and trends, 1979–2010 // The Cryosphere. 2012. V. 6. P. 881–889. DOI: 10.5194/tc-6-881-2012
- Cavalieri D.J., Burns B.A., Onstott R.G. Investigation of the effects of summer melt on the calculation of sea ice concentration using active and passive microwave data // J. Geophysical Research: Oceans. 1990. V. 95. P. 5359–5369. DOI: 10.1029/JC095iC04p05359
- Darby D.A., Myers W.B., Jakobsson M., Rigor I. Modern dirty sea ice characteristics and sources: The role of anchor ice // J. Geophysical Research: Oceans 2011. V. 116. DOI: 10.1029/2010JC006675
- Doronin YU.P. K metodike rascheta radiacionnogo balansa snezhno-ledyanogo pokrova v Arktike [Method of calculation of radiation balance of snow-ice cover in the Arctic] // Trudy AANII. 1961. T. 229. S. 84–89. (In Russian)
- Eicken H., Gradinger R., Gaylord A., Mahoney A., Rigor I., Melling H. Sediment transport by sea ice in the Chuckchi and Beaufort Seas: Increasing importance due to changing ice conditions? // Deep Sea Research II. 2005. V. 52. P. 3281–3302.
- Emery W., Camps A. Introduction to Satellite Remote Sensing: Atmosphere, Ocean, Land and Cryosphere Application. Elsevier Inc.: 2017. 856 p.
- Frolov I.E., Gudkovich Z.M., Karklin V.P., Kovalev E.G., Smolyanitsky V.M. Climate Change in Eurasian Arctic Shelf Seas – Centennial Ice Cover Observations. Springer-Verlag Berlin Heidelberg: 2009. 166 p. DOI: 10.1007/978-3-540-85875-1
- Hallikainen M., Lemmetyinen J., Jiang L. Snow Properties From Passive Microwave, in: Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences. Elsevier: 2017. DOI: 10.1016/B978-0-12-409548-9.10358-6
- Han H., Lee S., Kim H.-C., Kim, M. Retrieval of summer sea ice concentration in the Pacific Arctic ocean from AMSR2 observations and numerical weather data using random forest regression // Remote Sensing. 2021. V. 13. DOI: 10.3390/rs13122283

- Ivanov B.V.* Ocenka estestvennogo i antropogennogo zagryazneniya morskogo l'da [Estimation of natural and anthropogenic dirtiness of sea ice] // MGI. 2007. T. 102. S. 121–126. (In Russian)
- Ivanova N., Johannessen O., Pedersen L., Tonboe R.* Retrieval of Arctic Sea Ice Parameters by Satellite Passive Microwave Sensors: A Comparison of Eleven Sea Ice Concentration Algorithms // *Ieee Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 2014. V. 52. P. 7233–7246. DOI: 10.1109/TGRS.2014.2310136
- Ivanova N., Pedersen L., Tonboe R., Kern S., Heygster G., Lavergne T., Sorensen A., Saldo R., Dybkjaer 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 // *Cryosphere*. 2015a. V. 9. P. 1797–1817. DOI: 10.5194/tc-9-1797-2015
- Ivanova N., Pedersen L.T., Tonboe R.T., Kern S., Heygster G., Lavergne T., Sorensen A., Saldo R., Dybkjaer 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*. 2015b. V. 9. P. 1797–1817. DOI: 10.5194/tc-9-1797-2015
- Kern S., Lavergne T., Notz D., Pedersen L. T., Tonboe R. T., Saldo R., Sorensen A. M.* Satellite passive microwave sea-ice concentration data set intercomparison: closed ice and ship-based observations // *The Cryosphere*. 2019. V. 13. P. 3261–3307.
- Knuth M.A., Ackley S.F.* Summer and early-fall Sea-ice concentration in the Ross Sea: comparison of in Situ ASPeCt observations and satellite passive microwave estimates // *Annals of Glaciology*. 2006. V. 44. P. 303–309. DOI: 10.3189/172756406781811466
- Lubin D., Garrity C., Ramseier R., Whritner R.H.* Total sea ice concentration retrieval from the SSM/I 85.5 GHz channels during the arctic summer // *Remote Sensing of Environment*. 1997. V. 62. P. 63–76. [https://doi.org/10.1016/S0034-4257\(97\)00081-3](https://doi.org/10.1016/S0034-4257(97)00081-3)
- Mätzler C.* Applications of the interaction of microwaves with the natural snow cover // *Remote Sensing Reviews*. 1987. V. 2. P. 259–387. DOI: 10.1080/02757258709532086.
- Nürnberg D., Wollenburg I., Dethleff D., Eicken H., Kassens H., Letzig T., Reimnitz E., Thiede J.* Sediments in Arctic sea ice: Implications for entrainment, transport and release // *Marine Geology*. 1994. V. 119. P. 185–214. DOI: 10.1016/0025-3227(94)90181-3
- Ozsoy-Cicek B., Ackley S. F., Worby A., Xie H., Lieser J.* Antarctic sea-ice extents and concentrations: comparison of satellite and ship measurements from International Polar Year cruises // *Annals of Glaciology*. 2011. V. 52. P. 318–326. DOI: 10.3189/172756411795931877
- Raizer V.* Advances in passive microwave remote sensing of oceans. Taylor & Francis: 2017.
- Reimnitz E., Kassens H., Eicken H.* Report of Polar Research. Russian-Germany cooperation: “Laptev Sea System”. 1995. P. 71–77.
- Рководство по производству ледовой авиаразведки [Guidance to ice air reconnaissance]. L.: Гидрометеоздат. 1981. 240 с. (In Russian)
- Savchenko V.G., Nagurnyj A.P., Makshtas A.P.* Reakciya morskogo ledyanogo pokrova na aerazol'noe zagryaznenie atmosfery [Response of sea ice cover to airborne contamination] // *Meteorologiya i gidrologiya*. 1990. № 4. S. 102–108. (In Russian)
- Sharkov E.A.* Breaking Ocean Waves Geometry, Structure and Remote Sensing. Springer: 2007. 278 p.
- Smith D.M.* Extraction of winter total sea-ice concentration in the Greenland and Barents Seas from SSM/I data // *International Journal of Remote Sensing*. 1996. V. 17. P. 2625–2646. DOI: 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. DOI: 10.1029/2005JC003384
- Stroeve J., Notz D.* Changing state of Arctic sea ice across all seasons // *Environmental Research Letters*. 2018. V. 13. P. 103001. DOI: 10.1088/1748-9326/aade56
- Tikhonov V.V., Boyarskii D.A., Repina I.A., Raev M.D., Sharkov E.A., Alexeeva T.A.* Snow Cover Effect on Brightness Temperature of Arctic Ice Fields Based on SSM/I Data // *Progress In Electromagnetics Research Symposium (PIERS) Proceedings*. 2013. Stockholm, Sweden. P. 514–518.
- 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. DOI: 10.1134/S0001433816090267
- Tikhonov V.V., Boyarskii D.A., Sharkov E.A., Raev M.D., Repina I.A., Ivanov V.V., Alexeeva T.A., Komarova N.Y.* Microwave Model of Radiation from the Multilayer “Ocean-Atmosphere” System for Remote Sensing Studies of the Polar Regions // *Progress In Electromagnetics Research B*. 2014. V. 59. P. 123–133. DOI: 10.2528/PIERB14021706
- Tikhonov V.V., Repina I.A., Raev M.D., Sharkov E.A., Ivanov V.V., Boyarskii D.A., Alexeeva T.A., Komarova N.Y.* A physical algorithm to measure sea ice concentration from passive microwave remote sensing data // *Advances in Space Research*. 2015. V. 56. P. 1578–1589. DOI: 10.1016/j.asr.2015.07.009
- Ulaby F.T., Long D.G.* Microwave radar and radiometric remote sensing. Univ. of Michigan Press.: 2014.
- Wang Q., Lu P., Zu Y., Li Z., Leppäranta M., Zhang G.* Comparison of Passive Microwave Data with Shipborne Photographic Observations of Summer Sea Ice Concentration along an Arctic Cruise Path // *Remote Sensing*. 2019. V. 11. DOI: 10.3390/rs11172009
- Wiebe H., Heygster G., Markus T.* Comparison of the ASI Ice Concentration Algorithm With Landsat-7 ETM+ and SAR Imagery // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 2009. V. 47. P. 3008–3015. DOI: 10.1109/TGRS.2009.2026367
- Zhivotovskaya M.A., Zabolotskih E.V., SHapron B.* Lozhnaya diagnostika morskogo l'da v Arktike sputnikovymi mikrovolnovymi radiometrami v ekstremal'nyh pogodnykh usloviyah [Spurious Arctic sea ice identification by satellite microwave radiometers under extreme weather conditions] // *Sovremennyye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*. 2019. T. 16. S. 209–220. DOI: 10.21046/2070-7401-2019-16-6-209-220. (In Russian)

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

ДОЛГОПЕРИОДНЫЕ ТЕНДЕНЦИИ ИНТЕНСИВНОСТИ ВОСТОЧНЫХ ПОГРАНИЧНЫХ АПВЕЛИНГОВЫХ СИСТЕМ ПО РАЗЛИЧНЫМ СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ. Ч. 2: АПВЕЛЛИНГИ В ТИХОМ ОКЕАНЕ

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

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

*E-mail: apolonsky5@mail.ru

Поступила в редакцию 17.04.2021 г.

На основании спутниковых данных о температуре поверхности океана и трех наборах данных о приповерхностном ветре, подготовленных разными научно-исследовательскими группами, приводится сравнительная оценка долгопериодных тенденций интенсивности крупнейших Тихоокеанских апвеллингов (Калифорнийского, Перуанского и Чилийского). Методика оценки таких тенденций аналогична использованной в первой части работы, посвященной Атлантическим апвеллингам. Так же, как и в случае с Атлантическими апвеллингами, различия абсолютных вертикальных скоростей, рассчитанных по разным данным и обусловленных сгонным эффектом и горизонтальной неоднородностью поля ветра, достигают нескольких десятков и даже ста процентов. При этом выделенные тенденции демонстрируют общее усиление апвеллингов с 1980-х гг., что подтверждают опубликованные данные об интенсификации Калифорнийского, Перуанского и Чилийского апвеллингов в период глобального потепления. Однако не все Тихоокеанские апвеллинги демонстрируют монотонную интенсификацию на протяжении всего периода исследования. Это свидетельствует о важной роли естественных климатических вариаций междесятилетнего масштаба в формировании изменчивости интенсивности апвеллингов в период проведения регулярных спутниковых измерений.

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

DOI: 10.31857/S0205961421060075

ВВЕДЕНИЕ

Восточные пограничные апвеллинговые системы (ВПАС) Мирового океана, возникающие, прежде всего, вследствие сгонного эффекта преобладающей системы ветров, представляют собой высокопродуктивные и динамически активные зоны Мирового океана. Важность ВПАС как с климатической, так и с промысловой точек зрения, обоснована в многочисленной литературе (Cushing, 1971; Herbland and Voituriez, 1974; Minas et al., 1982; Carr, 2002; Carr and Kearns, 2003; Chavez and Messie, 2009; Fréon et al., 2009; Upwelling, 2013). Поэтому актуальность мониторинга характеристик крупнейших апвеллинговых систем в условиях меняющегося климата не вызывает сомнений.

Пользуясь спутниковыми данными, апвеллинг можно выделить по температуре поверхности океана (ТПО), которая понижается в зоне подъема вод, по интенсивности вдольберегового приповерхностного ветра (ПВ) в непосредственной близости от берега (на расстоянии порядка радиуса деформации Россби) и по завихренности

ПВ в апвеллинговой зоне. Для большей достоверности количественной оценки пространственной протяженности и интенсивности подъема вод в районе апвеллинга эти параметры рекомендуется использовать совместно (Полонский, Серебренников, 2020).

Хотя анализу крупнейших прибрежных апвеллингов посвящено множество опубликованных работ (Bakun, 1973; Bakun, 1990; Bakun et al., 2015; Belmadani et al., 2014; García-Reyes et al., 2015; Varela et al., 2015; Tim et al., 2015), до сих пор отсутствует единая точка зрения на долгопериодные тенденции в интенсивности ВПАС. Это связано с объективными причинами: недостаточной продолжительностью ветровых и температурных временных рядов в окрестности апвеллинговых систем; низкое разрешение и качество данных по приповерхностному ветру, особенно в непосредственной близости от берега, где собственно и формируется прибрежный апвеллинг. Кроме этого, пространственно-временная изменчивость ТПО не всегда однозначно характеризует процессы апвеллинга, поскольку ТПО определяется не только вертикальными движениями, но и горизонталь-

ными адвективными переносами, а также интенсивностью процессов перемешивания вод (Ross, 1985; Upwelling, 2013; Полонский, Серебренников, 2020; 2021б).

Проблемы спутниковых измерений ПВ и сравнительная оценка долгопериодных тенденций интенсивности крупнейших Атлантических ВПАС (Канарской и Бенгельской) с использованием данных о ТПО, различных наборов данных о ПВ и классической экмановской теории (Ekman, 1905) изложены в 1-й части работы (Полонский, Серебренников, 2021б). В настоящей работе будет дана сравнительная оценка долгопериодных тенденций интенсивности крупнейших Тихоокеанских ВПАС, куда входят Калифорнийский, Перуанский и Чилийский апвеллинги.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Описание источников данных, методов расчета параметров апвеллингов и краткая характеристика методов предварительной обработки ПВ изложены в 1-й части работы (Полонский, Серебренников, 2021б).

Для расчета тенденций интенсивности апвеллингов по пространственно-временной изменчивости ТПО использовались спутниковые данные о температуре с разрешением $0.05^\circ \times 0.05^\circ$ с 1982 по 2019 гг., подготовленные коллективом Group for High Resolution Sea Surface Temperature (GHRSST, <https://www.ghrsst.org>, версия v.2.0). По этим данным рассчитывались величины термического индекса апвеллинга (ТИА), который определяется как разница ТПО между относительно холодным прибрежным апвеллинговым районом и более теплой, удаленной на некоторое расстояние от берега, акваторией на одной и той же широте. В данной работе в качестве апвеллингового района рассматривалась прибрежная полоса акватории шириной 0.5° , а удаленной акваторией считалась полоса такой же ширины, расположенная на расстоянии 1.5° от берега. Выбор более мористой удаленной (оффшорной) зоны приводит к большей средней величине ТИА, но тренд ТИА при этом изменяется незначительно.

По минимальным значениям ТИА строились линейная, кубическая и квантильная регрессии. За величину отклонения линейного тренда от кубической аппроксимации ряда был принят безразмерный коэффициент достоверности CF (confidence factor), основанный на расчете дисперсии вариаций кубической аппроксимации относительно линейного тренда. Наряду с коэффициентом детерминации (R^2), коэффициент достоверности (CF) характеризует значимость линейного тренда ряда. CF изменяется от 0 до 1, где 0 присваивается линейному тренду, не описываемому долговременные тенденции изменений ТИА, а 1 – линейному тренду, очень хорошо аппроксими-

мирующему эти тенденции (Полонский, Серебренников, 2021а). Расчет минимальных значений ТИА выполнялся для каждой географической широты.

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

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

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

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

Более подробное описание методов предварительной обработки ПВ можно найти в 1-й части работы (Полонский Серебренников, 2021б).

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

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ АНАЛИЗ

На рис. 1 показана межгодовая изменчивость, линейный тренд, квантильная медианная регрес-

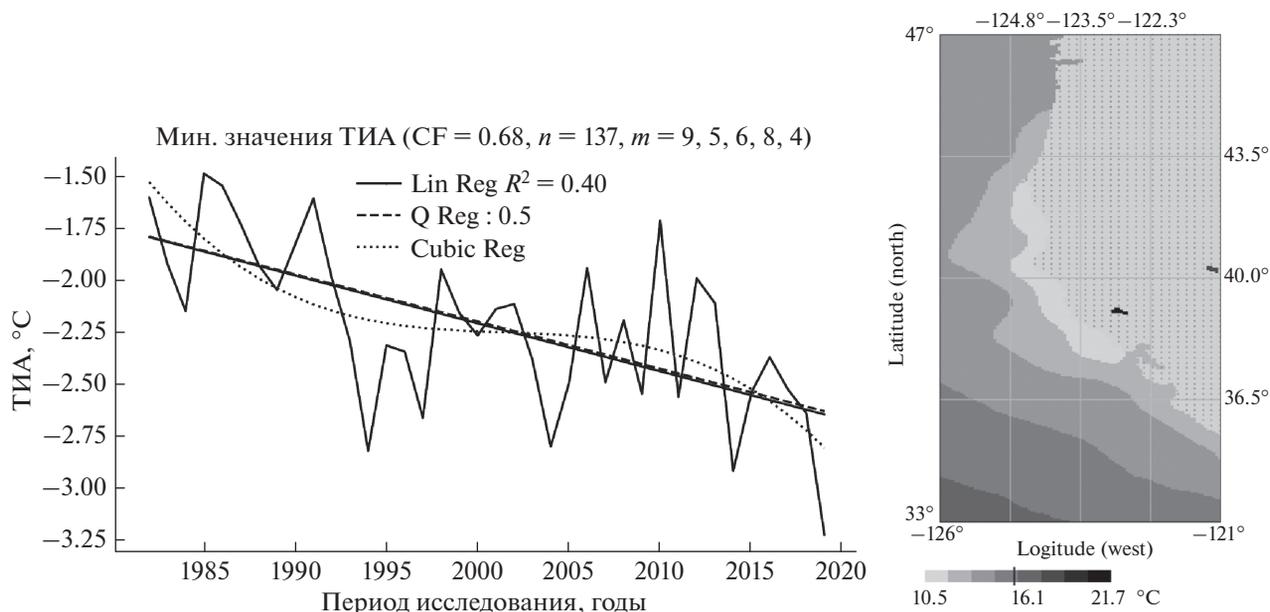


Рис. 1. Межгодовая изменчивость, линейный тренд (сплошная линия), квантильная медианная регрессия (штриховая линия, совпадающая с линейным трендом) и кубическая аппроксимация (пунктирная кривая) минимальных значений ТИА для Калифорнийского апвеллинга за 1982–2019 гг. На врезке справа показана ТПО в окрестности Калифорнийского апвеллинга за средне-климатический июнь.

На рис. 1 использованы следующие обозначения и сокращения:

“Lin Reg $R^2 = 0.40$ ” – линейная регрессия с коэффициентом детерминации $R^2 = 0.40$;

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

“Cubic Reg” – кубическая аппроксимация;

“CF = 0.68” – коэффициент достоверности, показывающий близость кубической аппроксимации к линейной регрессии (CF изменяется от 0 до 1 в порядке возрастания достоверности);

“ $n = 137$ ” – количество выбранных для обработки точек в области апвеллинга с минимальными значениями ТИА;

“ $m = 9, 5, 6, 8, 4$ ” – номера обрабатываемых месяцев (сентябрь, май, ..., апрель) в порядке уменьшения коэффициента детерминации линейного тренда, рассчитанного для каждого месяца.

сия и кубическая аппроксимация минимальных значений ТИА для Калифорнийского апвеллинга, а на рис. 2–4 аналогичные характеристики для суммарной скорости подъема воды, обусловленной сгонным (экмановским) эффектом и завихренностью в поле ветра (экмановской накачкой). Рассмотрим временную изменчивость ТИА и влияние выбора различных наборов данных о приповерхностном ветре на временной ход скорости подъема вод. После этого перейдем к аналогичному анализу для Перуанского и Чилийского апвеллингов.

В целом все расчеты по разным наборам данных о поле ветра указывают на интенсификацию Калифорнийского апвеллинга. При этом линейный тренд суммарной вертикальной скорости ветрового происхождения, рассчитанный по данным “ССМР ПВ” за 1988–2018 гг., характеризуется коэффициентом детерминации $R^2 = 0.26$ (рис. 2), R^2 , оцененный по данным “Sorernicus ПВ” за 1992–2018 гг., равен 0.21 (рис. 3), а по данным “Eclipse ПВ” за 1988–2017 гг. – 0.12 (рис. 4). Необходимо отметить, что для первых 2-х наборов данных коэффициент детерминации выделенного

линейного тренда невелик, а для “Eclipse ПВ” тренд вообще незначим. Долговременные тенденции минимальных значений ТИА подтверждают интенсификацию Калифорнийского апвеллинга с большим уровнем значимости по сравнению с приведенными выше величинами. По минимальным значениям ТИА в области Калифорнийского апвеллинга выделяется линейный тренд, косвенно указывающий на интенсификацию подъема подповерхностных относительно холодных вод. Коэффициент детерминации тренда достигает 0.40 (рис. 1). Вместе с тем, следует отметить, что линейный тренд явно не является оптимальной аппроксимацией долговременной изменчивости ТИА. Из рис. 1 видно, что апвеллинг по данным о ТПО в целом интенсифицировался до 1997 г., затем до 2016 г. преобладала межгодовая изменчивость температуры без выраженной тенденции изменения средней величины ТИА, а с 2017 г. индекс ТИА снова начал резко уменьшаться (расти по абсолютной величине). Временной ход вертикальной скорости ветрового происхождения, представленный на рис. 2–4, также свидетельствует о немономонном характере междесятилетней изменчивости интенсивности Кали-

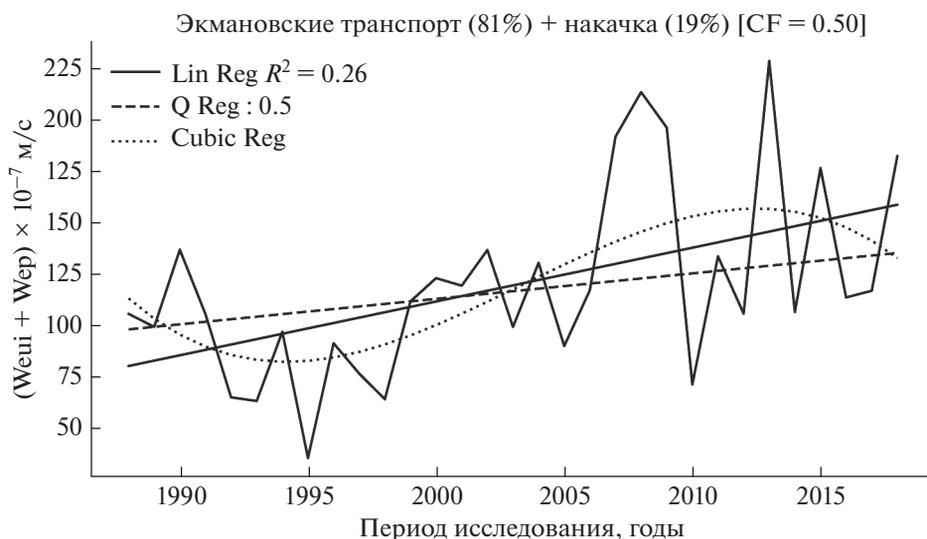


Рис. 2. Межгодовая изменчивость суммарной скорости подъема воды, обусловленной экмановскими течениями ($W_{eui} + W_{ep}$) для Калифорнийского апвеллинга. В расчетах использовался набор данных “ССМР ПВ” за 1988–2018 гг. Положительные величины вертикальной скорости указывают на восходящие движения. Сверху приведен осредненный за весь анализируемый период вклад экмановского транспорта и накачки (в %).

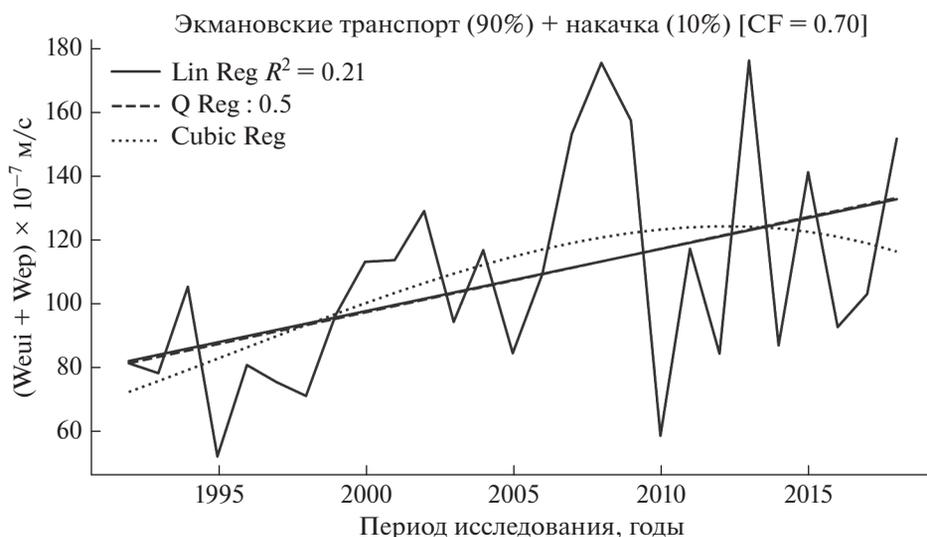


Рис. 3. То же, что и на рис. 2, но по набору данных “Copernicus ПВ” за 1992–2018 гг.

форнийского апвеллинга. Другими словами, вероятно наличие существенной квазипериодической изменчивости в интенсивности ветрового апвеллинга десятилетнего масштаба в этой области Тихого океана, вызванной естественными процессами в климатической системе и происходящими на фоне антропогенно-обусловленного потепления.

Подчеркнем, что (так же, как это имело место в случае с Атлантическими апвеллингами) абсолютные величины вертикальной скорости ветрового происхождения, оцененные по разным на-

борам данных, очень сильно различаются между собой. Типичные величины вертикальной скорости, рассчитанные по наборам данных “ССМР ПВ” и “Copernicus ПВ”, составляют порядка $(110–115) \times 10^{-7}$ м/с (рис. 2, 3), а для набора данных “Eclipse ПВ” вертикальная скорость увеличивается в среднем до 250×10^{-7} м/с (рис. 4). В основном, эти расхождения связаны с использованием различных методик обработки данных и применением различных процедур сглаживания и интерполяции спутниковых измерений.

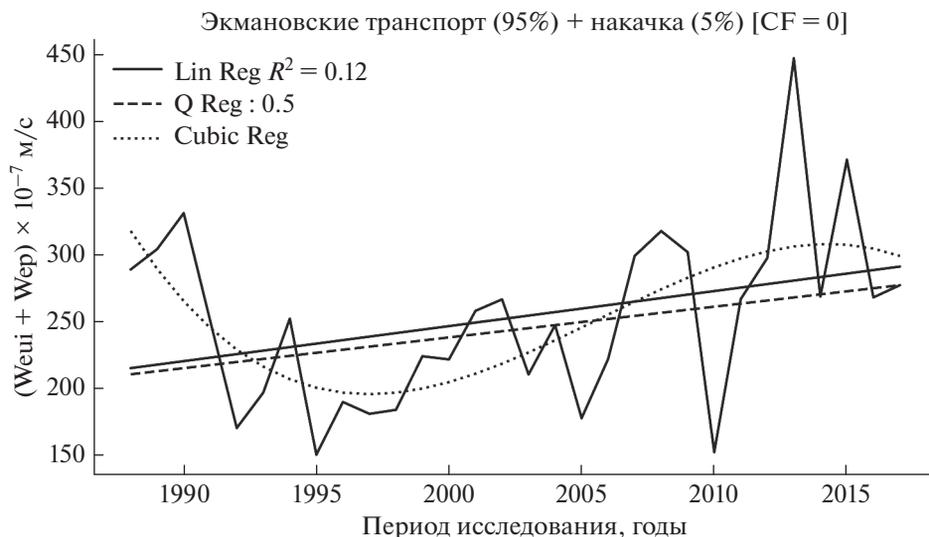


Рис. 4. То же, что и на рис. 2, но по набору данных “Eclipse ПВ” за 1988–2017 гг.

Перейдем к анализу тенденций интенсивности Перуанского апвеллинга, которые демонстрируются временными рядами ТИА и вертикальными движениями ветрового происхождения, представленными соответственно на рис. 5 и рис. 6–8. Так же, как и в случае Калифорнийского апвеллинга, в целом за весь рассматриваемый период отмечается интенсификация Перуанского апвеллинга. При этом коэффициенты детерминации линейного тренда интенсивности вертикальных движений для Перуанского апвеллинга, оцененные по двум наборам данных, выше, чем для Калифорнийского, а по третьему набору данных – ниже. Коэффициенты детерминации (R^2) и достоверности (CF) линейного тренда вертикальных скоростей ветрового происхождения, рассчитанные по набору данных “ССМР ПВ” за 1988–2018 гг., составляют 0.42 и 0.45 соответственно, для массива “Eclipse ПВ” за 1988–2017 гг. – 0.74 и 0.42 (рис. 6 и 8), а для вертикальных движений, оцененных с использованием массива “Сорегникус ПВ” за 1992–2018 гг., этот тренд вообще близок к нулю, а $R^2 = 0.03$ (рис. 7). Данные по минимальным значениям ТИА подтверждают интенсификацию Перуанского апвеллинга с коэффициентами детерминации и достоверности линейного тренда равными 0.24 и 0.82 соответственно (рис. 5). В целом, несмотря на различия приведенных величин с соответствующими величинами, рассчитанными для Калифорнийского апвеллинга, общий вывод одинаков. И в первом, и во втором случаях линейный тренд не является хорошей аппроксимацией долговременных тенденций интенсивности апвеллингов, оцененных по большинству наборов данных.

Типичные величины вертикальной скорости в области Перуанского апвеллинга, оцененные по

различным наборам данных, существенно различаются между собой. Для наборов данных “ССМР ПВ” и “Eclipse ПВ” они составляют порядка $(315–325) \times 10^{-7}$ м/с (рис. 6, 8), а для набора данных “Сорегникус ПВ” около 200×10^{-7} м/с (рис. 7). При этом подтверждается отмеченный ранее факт (см., (Полонский, Серебренников, 2020)) о значительно большем вкладе в суммарные вертикальные скорости в области Перуанского апвеллинга экмановской накачки, чем в других апвеллингах, входящих в ВПАС.

Рассмотрим теперь тенденции изменений ТИА и вертикальной скорости в области Чилийского апвеллинга (рис. 9–12). Тренды в изменчивости минимальных значений ТИА для Чилийского апвеллинга по своему характеру такие же, как и для Калифорнийского апвеллинга, но с более высоким коэффициентом детерминации (0.67 против 0.40). Линейный тренд суммарной вертикальной скорости ветрового происхождения, рассчитанный по данным “ССМР ПВ” за 1988–2018 гг. (рис. 10), характеризуется коэффициентом детерминации $R^2 = 0.50$. Причем рост интенсивности апвеллинга наблюдался с 1998 по 2007 гг. С 1988 по 1997 гг. и с 2008 г. преобладала межгодовая изменчивость без выраженных более долгопериодных тенденций. Согласно данным “Сорегникус ПВ” за 1992–2018 гг. (рис. 11), наблюдался рост интенсивности апвеллинга с коэффициентами детерминации и достоверности 0.37 и 0.97 соответственно. Набор данных “Eclipse ПВ” за 1988–2017 гг. (рис. 12) показывает незначимый коэффициент детерминации ($R^2 = 0.1$) и коэффициент достоверности, равный нулю.

Абсолютная величина вертикальной скорости ветрового происхождения, оцененная по набору данных “ССМР ПВ”, значительно отличается от

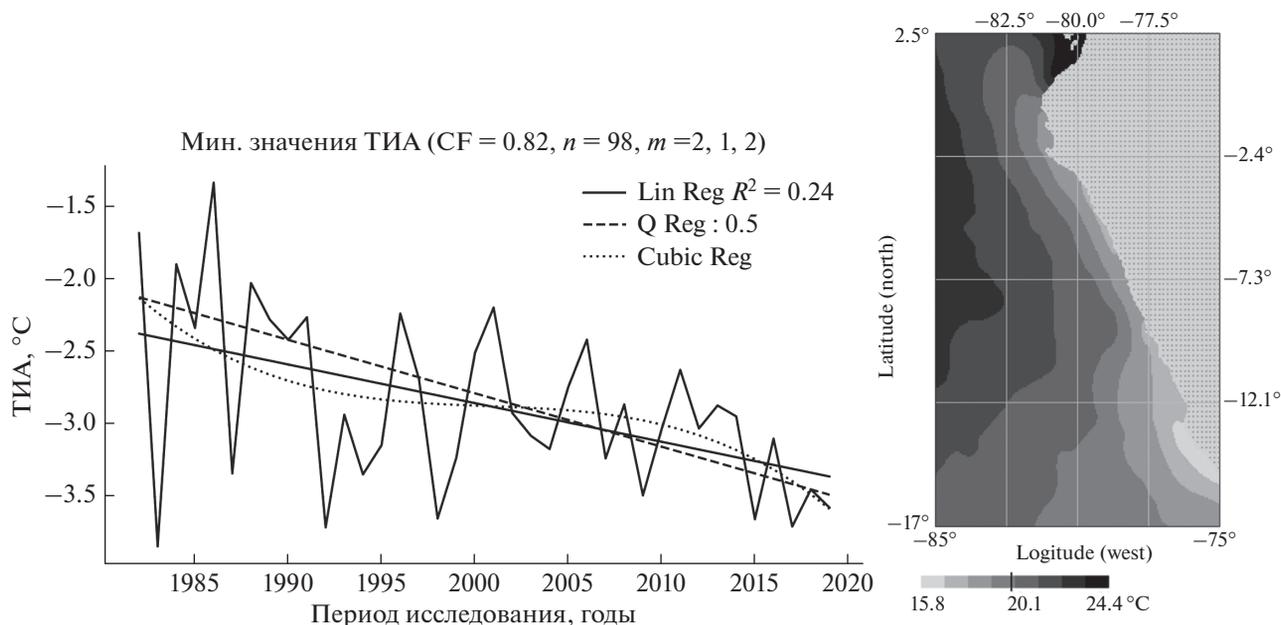


Рис. 5. Межгодовая изменчивость, линейный тренд (сплошная линия), квантильная медианная регрессия (штриховая линия) и кубическая аппроксимация (пунктирная кривая) минимальных значений ТИА для Перуанского апвеллинга за 1982–2019 гг. На врезке справа показана ТПО в окрестности Перуанского апвеллинга за средне-климатический июнь.

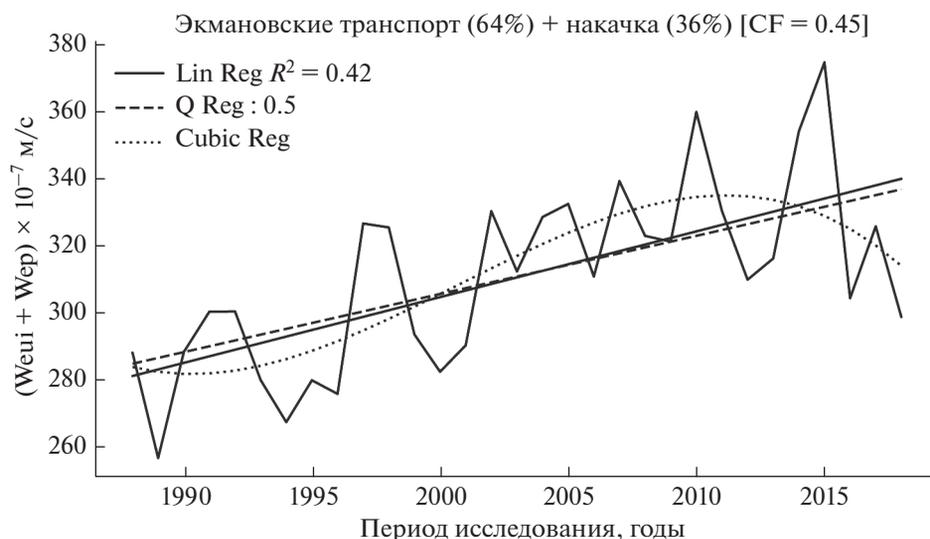


Рис. 6. Межгодовая изменчивость суммарной скорости подъема воды, обусловленной экмановскими течениями ($We_{ui} + We_p$) для Перуанского апвеллинга. В расчетах использовался набор данных “ССМР ПВ” за 1988–2018 гг.

величины, рассчитанной по наборам данных “Corpnicus ПВ” и “Eclipse ПВ”. Типичные величина для первого набора данных составляет порядка 310×10^{-7} м/с (рис. 10), а для второго и третьего – около 220×10^{-7} м/с (рис. 11, 12).

В целом, все расчеты по разным наборам данных о поле ветра и расчет минимальных значений ТИА указывают на интенсификацию Чилийского

апвеллинга. Вместе с тем, можно снова констатировать, что для Чилийского апвеллинга (как и для Калифорнийского и Перуанского), линейный тренд не является оптимальной аппроксимацией долговременной изменчивости большинства рассматриваемых параметров. Все временные ряды, характеризующие тенденции интенсивности Чилийского апвеллинга, указывают на наличие более сложных междесятилетних изменений, чем

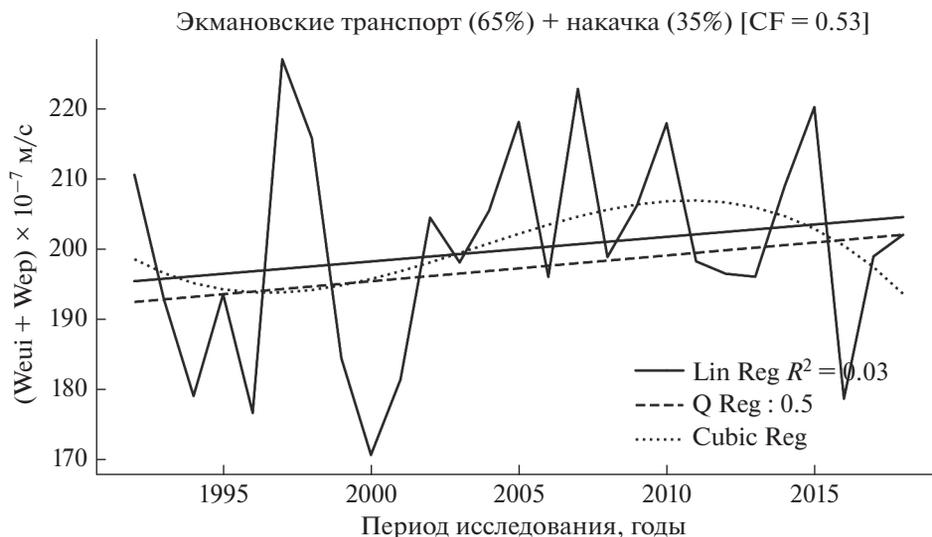


Рис. 7. То же, что и на рис. 6, но по набору данных “Sorernicus ПВ” за 1992–2018 гг.

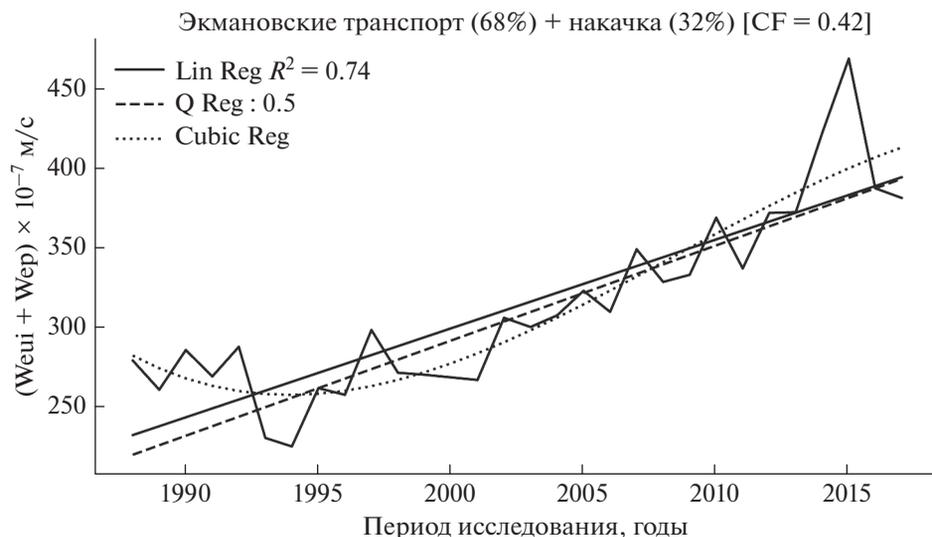


Рис. 8. То же, что и на рис. 6, но по набору данных “Eclipse ПВ” за 1988–2017 гг.

простой линейный тренд (рис. 9–12). Эти изменения характеризуют не столько общую интенсификацию апвеллингов, сколько междесятилетние колебания в системе “океан–атмосфера” естественного происхождения.

Межгодовая изменчивость суммарной скорости подъема воды ($W_{eui} + W_{ep}$) для Калифорнийского, Перуанского и Чилийского апвеллингов ранее рассчитывались авторами для набора данных “Sorernicus ПВ” (Полонский, Серебренников, 2020). Вклады в общую скорость подъема воды экмановского транспорта и накачки для этих апвеллингов, полученные в нашей работе 2020 г., практически совпадают с вклады, рассчитанными в настоящей работе. Совпадают также по

форме графики межгодовых изменений вертикальных скоростей. При этом абсолютные значения скоростей различаются. Это связано с различиями в методике обработки ПВ: в настоящей работе ветер рассчитывался в меньшей по ширине прибрежной полосе (1.25° против 1.75° в работе 2020 г.), и было добавлено ограничение на модуль скорости ветра (напомним, что в настоящей работе использовались только данные о ветрах, скорость которых лежала в диапазоне 4–20 м/с). В результате рассчитанные в настоящей работе вертикальные скорости в обоих апвеллингах оказались примерно на 30% больше, чем оцененные в работе (Полонский, Серебренников, 2020).

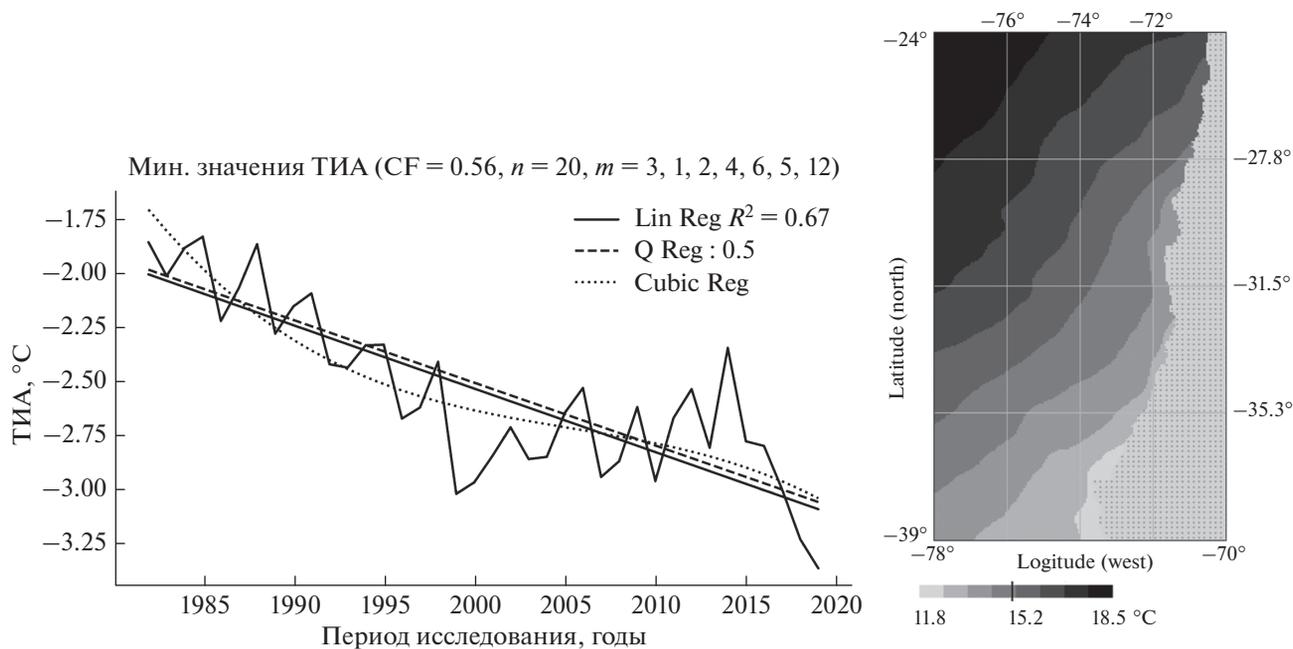


Рис. 9. Межгодовая изменчивость, линейный тренд (сплошная линия), квантильная медианная регрессия (штриховая линия) и кубическая аппроксимация (пунктирная кривая) минимальных значений ТИА для Чилийского апвеллинга за 1982–2019 гг. На врезке справа показана ТПО в окрестности Чилийского апвеллинга за средне-климатический июнь.

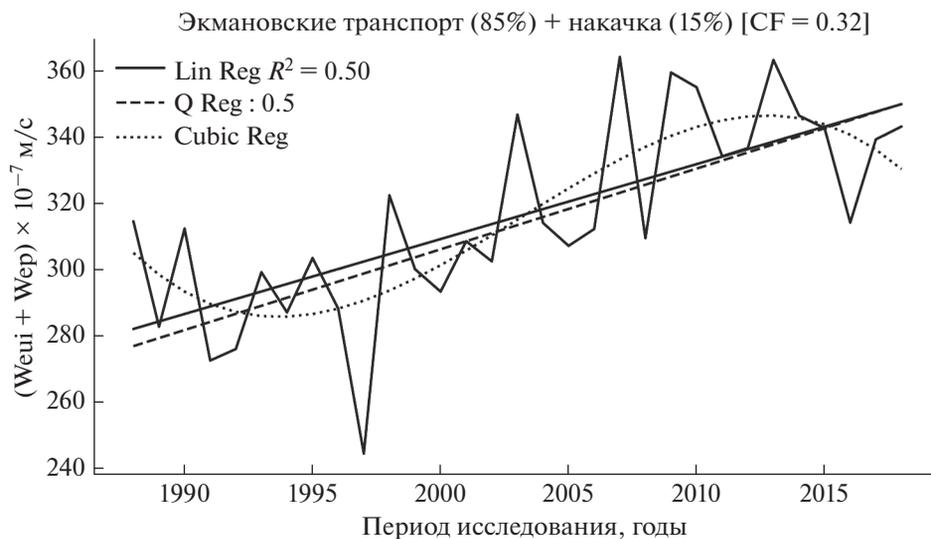


Рис. 10. Межгодовая изменчивость суммарной скорости подъема воды, обусловленной экмановскими течениями ($We_{ui} + We_p$) для Чилийского апвеллинга. В расчетах использовался набор данных “ССМР ПВ” за 1988–2018 гг.

В табл. 1 показано влияние выбора набора данных о ветре на тренды суммарной скорости подъема воды в Калифорнийском, Перуанском и Чилийском апвеллингах. Сравнение линейных трендов было сделано за общий (одинаковый) для всех наборов ветров период исследования (1992–2017 гг.). Хорошо видно, что максимальные величины линейного тренда, а также наибольшие значе-

ния суммарной скорости подъема воды ($We_{ui} + We_p$) для всех апвеллингов показали графики, построенные по данным “Eclipse ПВ” (если рассматривать только значимые величины). Для всех наборов ПВ Калифорнийский апвеллинг характеризуется наименьшей скоростью подъема вод, чего нельзя сказать о величине тренда суммарной вертикальной скорости.



Рис. 11. То же, что на рис. 10, но по набору данных “Copernicus ПВ” за 1992–2018 гг.



Рис. 12. То же, что на рис. 10, но по набору данных “Eclipse ПВ” за 1988–2017 гг.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В целом, можно сделать вывод, что, несмотря на все различия в методиках расчета ПВ по спутниковым данным, полученных различными научно-исследовательскими группами, долгопериодные тенденции суммарной скорости подъема воды для Калифорнийского, Перуанского и Чилийского апвеллингов с 1980-х годов указывают на их усиление. Тенденции межгодовых изменения минимальных значений ТИА также подтверждают усиление крупнейших апвеллингов Тихого океана. Однако это усиление немонотонно. Практически все апвеллинги для разных наборов ветров показали интенсификацию в начале и/или

середине рассматриваемого временного отрезка. В дальнейшем эта интенсификация резко замедлилась или даже вообще прекратилась. Например, для Чилийского апвеллинга рост суммарной скорости подъема воды, построенной по набору данных “ССМР ПВ”, практически прекратился начиная с 2008 г. В области Калифорнийского и Чилийского апвеллингов минимальные значения их термического индекса в период с 2001 по 2016 гг. не росли по абсолютной величине. Это свидетельствует о важной роли естественных междесятилетних вариаций интенсивности апвеллингов. Поэтому, несмотря на то, что формально за 30-летний период наблюдается усиление Калифорнийского, Перуанского и Чилийского апвеллингов,

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

Анализируемые апвеллинги в Тихом океане	Суммарная вертикальная скорость (Weui + Wep) для ветра "ССМР ПВ"			Суммарная вертикальная скорость (Weui + Wep) для ветра "Copernicus ПВ"			Суммарная вертикальная скорость (Weui + Wep) для ветра "Eclipse ПВ"		
	R^2	Max 10^{-7} м/с	Inc 10^{-7} м/с	R^2	Max 10^{-7} м/с	Inc 10^{-7} м/с	R^2	Max 10^{-7} м/с	Inc 10^{-7} м/с
Калифорнийский	0.31	162.3	88.0	0.17	127.7	44.3	0.41	317.6	142.7
Перуанский	0.43	344.2	57.2	0.03	204.5	9.4	0.82	406.1	173.8
Чилийский	0.52	352.3	69.2	0.31	239.8	31.1	0.26	348.6	227.9

Примечания. R^2 – коэффициент детерминации линейного тренда; Max – значение вертикальной скорости, рассчитанное по уравнению линейной регрессии для 2017 г. (максимальное значение, обусловленное линейным трендом за рассматриваемый период); Inc – общее приращение вертикальной скорости за весь анализируемый период, связанное с линейным трендом. Незначимые величины показаны курсивом. Для зачеркнутых величин CF = 0.

невозможно сделать однозначный вывод об антропогенном характере их интенсификации на временном отрезке, длина которого порядка одного климатического периода.

БЛАГОДАРНОСТИ

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

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Полонский А.Б., Серебрянников А.Н. Интенсификация восточных пограничных апвеллинговых систем в Атлантическом и Тихом океанах. // Метеорология и Гидрология, 2020. № 5. С. 86–95.

Полонский А.Б., Серебрянников А.Н. Модифицированная методика вычисления параметров климатической изменчивости апвеллингов по термическому индексу // Исслед. Земли из космоса. 2021а. № 1. С. 67–77. <https://doi.org/10.31857/S0205961421010085>

Полонский А.Б., Серебрянников А.Н. Долгопериодные тенденции интенсивности восточных пограничных апвеллинговых систем по различным спутниковым данным. Ч. 1: Атлантические апвеллинги // Исслед. Земли из космоса. 2021б. № 5. С. 31–45.

Bakun A. Coastal upwelling indices, west coast of North America, 1946–71 // U.S. Dep. Commer. 1973. 103 (NOAA Technical Report, NMFS SSRF-671).

Bakun A. Global climate change and intensification of coastal ocean upwelling // Science. 1990. V. 247. P. 198–201. <https://doi.org/10.1126/science.247.4939.198>

Bakun A., Black B.A., Bograd S.J., Garcia-Reyes M., Miller A.J., Rykaczewski R.R., et al. Anticipated effects of climate change on coastal upwelling ecosystems // Curr. Clim. Change Rep. 2015. V. 1. P. 85–93. <https://doi.org/10.1007/s40641-015-0008-4>

Belmadani A., Echevin V., Codron F., Takahashi K., Junquas C. What dynamics drive future wind scenarios for coastal upwelling off Peru and Chile? // Climate Dynamics. 2014. V. 43. № 7–8. P. 1893–1914. <https://doi.org/10.1007/s00382-013-2015-2>

Carr M.E. Estimation of potential productivity in Eastern Boundary Currents using remote sensing // Deep-Sea Res. 2002. V. 49. № 1–3. P. 59–80.

Carr M.E., Kearns E. Production regimes in four Eastern Boundary Current systems // Deep-Sea Res. 2003. V. 50. P. 3199–3221.

Chavez F.P., Messie M. A comparison of east-ern boundary upwelling ecosystems // Prog. Oceanogr. 2009. V. 83. № 1–4. P. 80–96. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2009.07.032>

Cushing D.H. Upwelling and the production of fish // Adv. Mar. Biol. 1971. V. 9. P. 255–334. [https://doi.org/10.1016/S0065-2881\(08\)60344-2](https://doi.org/10.1016/S0065-2881(08)60344-2)

Ekman V. On the influence of the earth's rotation on ocean currents // Ark. Mat. Astron. Fys. 1905. V. 2. P. 1–53.

Fréon P., Barange M., Aristegui J. Eastern boundary upwelling ecosystems: integrative and comparative approaches // Prog. Oceanogr. 2009. V. 83. P. 1–14.

García-Reyes M., Sydeman W.J., Schoeman D.S., Rykaczewski R.R., Black B.A., Smit A.J., Bograd S.J. Under Pressure: Climate Change, Upwelling, and Eastern Boundary Upwelling Ecosystems // Front. Mar. Sci. 2015. V. 2. P. 109. <https://doi.org/10.3389/fmars.2015.00109>

Herbland A., Voituriez B. La production primaire dans l'upwelling mauritanien en mars 1973 // Cah. O.R.ST.OM., Sér. Océanogr. 1974. V. 12(3). P. 187–201.

Minas H.J., Codispoti L., Dugdale R. Nutrients and primary production in the upwelling region off Northwest Africa // Rapp. P.-v. Reun. Cons. int. Explor. Mer. 1982. V. 180. P. 148–183.

Ross D.B., Cardone V.J., Overland J., McPherson R.D., Pier-son W.J. Jr., Yu T. Oceanic surface winds // Adv. Geophys. 1985. V. 27. P. 101–138. [https://doi.org/10.1016/S0065-2687\(08\)60404-5](https://doi.org/10.1016/S0065-2687(08)60404-5)

Tim N., Zorita E., Hünicke B. Decadal variability and trends of the Benguela Upwelling System as simulated in a high ocean-only simulation // Ocean Sci. 2015. V. 11. P. 483–502. <https://doi.org/10.5194/os-11-483-2015>

Upwelling: Mechanisms, ecological effects and threats to biodiversity (Eds. Fischer W.E., Green A.B.) // Nova Sci. Publ. Inc. USA. N.Y. 2013. P. 59–76.

Varela R., Álvarez I., Santos F., et al. Has upwelling strengthened along worldwide coasts over 1982–2010? // Sci. Rep. 2015. V. 5. 10016. <https://doi.org/10.1038/srep10016>

Influence of Different Satellite Data on Surface Winds on Coastal Upwelling. Part 2: Pacific Ocean

A. B. Polonsky¹ and A. N. Serebrennikov¹

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

Based on satellite data on the ocean surface temperature and three sets of near-surface wind data prepared by different research groups, a comparative assessment of long-term trends in the intensity of the largest Pacific upwellings (California, Peruvian, and Chilean) is done. The methodology for assessing of such trends is similar to that used in the first part of the work devoted to the Atlantic upwellings. As well as in the case of the Atlantic upwellings, the differences in absolute vertical velocities, calculated from different data and due to the surge effect and horizontal inhomogeneity of the wind field, reach several tens and even one hundred percent. At the same time, the identified trends demonstrate a general strengthening of upwellings since the 1980s, it confirms the published data on the intensification of the California, Peruvian, and Chilean upwellings during the global warming period. However, not all Pacific upwellings show monotonic intensification throughout the study period. This indicates the most important role of natural climatic variations on an interdecadal scale in the formation of variability in the intensity of upwellings during the period of regular satellite measurements.

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

REFERENCES

- Bakun A.* Coastal upwelling indices, west coast of North America, 1946–1971 // U.S. Dep. Commer. 1973. 103 (NOAA Technical Report, NMFS SSRF-671).
- Bakun A.* Global climate change and intensification of coastal ocean upwelling // *Science*. 1990. V. 247. P. 198–201. DOI: 10.1126/science.247.4939.198
- Bakun A., Black B.A., Bograd S.J., García-Reyes M., Miller A.J., Rykaczewski R.R. et al.* Anticipated effects of climate change on coastal upwelling ecosystems // *Curr. Clim. Change Rep.* 2015. V. 1. P. 85–93. DOI: 10.1007/s40641-015-0008-4
- Belmadani A., Echevin V., Codron F., Takahashi K., Junquas C.* What dynamics drive future wind scenarios for coastal upwelling off Peru and Chile? // *Climate Dynamics*. 2014. V. 43. № 7–8. P. 1893–1914. DOI: 10.1007/s00382-013-2015-2
- Carr M.E.* Estimation of potential productivity in Eastern Boundary Currents using remote sensing // *Deep-Sea Res.* 2002. V. 49. № 1–3. P. 59–80.
- Carr M.E., Kearns E.* Production regimes in four Eastern Boundary Current systems // *Deep-Sea Res.* 2003. V. 50. P. 3199–3221.
- Chavez F.P., Messie M.* A comparison of east-ern boundary upwelling ecosystems // *Prog. Oceanogr.* 2009. V. 83. № 1–4. P. 80–96. DOI: 10.1016/j.pocean.2009.07.032
- Cushing D.H.* Upwelling and the production of fish // *Adv. Mar. Biol.* 1971. V.9. P. 255–334. DOI: 10.1016/S0065-2881(08)60344-2
- Ekman V.* On the influence of the earth's rotation on ocean currents // *Ark. Mat. Astron. Fys.* 1905. V. 2. P. 1–53.
- Fréon P., Barange M., Aristegui J.* Eastern boundary upwelling ecosystems: integrative and comparative approaches // *Prog. Oceanogr.* 2009. V. 83. P. 1–14.
- García-Reyes M., Sydeman W.J., Schoeman D.S., Rykaczewski R.R., Black B.A., Smit A.J., Bograd S.J.* Under Pressure: Climate Change, Upwelling, and Eastern Boundary Upwelling Ecosystems // *Front. Mar. Sci.* 2015. V. 2. P. 109. DOI: 10.3389/fmars.2015.00109
- Herbland A., Voituriez B.* La production primaire dans l'upwelling maur-itanien en mars 1973 // *Cah. O.R.ST.OM., Sér. Océanogr.* 1974. V. 12(3). P. 187–201.
- Minas H.J., Codispoti L., Dugdale R.* Nutrients and primary production in the upwelling region off Northwest Africa // *Rapp. P-v. Reun. Cons. int. Explor. Mer.* 1982. V. 180. P. 148–183.
- Polonskiy A.B., Serebrennikov A.N.* Intensification of Eastern Boundary Upwelling Systems in the Atlantic and Pacific Oceans // *Russian Meteorology and Hydrology*. 2020. V. 45. № 6. P. 422–429. DOI: 10.3103/S1068373920060059
- Polonsky A.B., Serebrennikov A.N.* Modifitsirovannaya metodika vychisleniya parametrov klimaticheskoy izmenchivosti apvellingov po termicheskomu indeksu [Modified method for calculating the parameters of climatic variability of upwellings by thermal index] // *Issled. Zemli iz kosmosa*. 2021a. № 1. P. 67–77. DOI: 10.31857/S0205961421010085 (In Russian).
- Polonsky A.B., Serebrennikov A.N.* Dolgoperiodnye tendentsii intensivnosti vostochnykh pogranychnykh apvelingovykh sistem po razlichnym sputnikovym dannym. Ch.1: Atlanticheskie apvellingsi [Long-term tendencies of intensity of eastern coastal upwelling systems assessed using different satellite data on surface winds. Part 1: Atlantic Ocean] // *Issled. Zemli iz kosmosa*. 2021b. № 5. C. 31–45. (In Russian).
- Ross D.B., Cardone V.J., Overland J., McPherson R.D., Pier-son W.J. Jr., Yu T.* Oceanic surface winds // *Adv. Geophys.* 1985. V. 27. P. 101–138. DOI: 10.1016/S0065-2687(08)60404-5
- Tim N., Zorita E., Hünicke B.* Decadal variability and trends of the Benguela Upwelling System as simulated in a high ocean-only simulation // *Ocean Sci.* 2015. V. 11. P. 483–502. DOI: 10.5194/os-11-483-2015
- Upwelling: Mechanisms, ecological effects and threats to biodiversity (Eds. Fischer W.E., Green A.B.) // *Nova Sci. Publ. Inc. USA. N.Y.* 2013. P. 59–76.
- Varela R., Álvarez I., Santos F. et al.* Has upwelling strengthened along worldwide coasts over 1982–2010? // *Sci. Rep.* 2015. V. 5. 10016. DOI: 10.1038/srep10016

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

ОТКЛИК РАСТИТЕЛЬНОГО ПОКРОВА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ НА КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ В 1982–2015 гг.

© 2021 г. Е. М. Короткова^{a, b, *}, В. В. Зуев^a

^aИнститут мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

^bТомский государственный архитектурно-строительный университет, Томск, Россия

*E-mail: katia_sova@mail.ru

Поступила в редакцию 25.05.2021 г.

Работа посвящена исследованиям отклика разных типов растительного покрова Западно-Сибирской равнины на наблюдаемые в последние десятилетия температурные изменения. В работе проведен анализ трендов рядов вегетационного индекса NDVI и температуры воздуха в районах метеостанций Западно-Сибирской равнины, характеризующихся различными типами растительности. Выявлены фазы роста (1982–1997 гг.) и стабилизации (1997–2015 гг.) значений NDVI на фоне наблюдаемого эффекта замедления глобального потепления, уменьшения солнечной активности и смены фаз температуры поверхности океана в регионе Эль-Ниньо (ONI) с положительной на отрицательную. Показано, что весенние месяцы вносят основной вклад в вариации сезонного значения NDVI. Проведен корреляционный анализ весенних значений NDVI и температуры воздуха в периоды роста и стабилизации NDVI. Показано, что характер отклика растительности на наблюдающиеся увеличение температуры зависит от ее типа и местоположения. Так, связь NDVI и температуры воздуха в зоне тундры возрастает, на сильно заболоченных территориях лесотундры и северной тайги – снижается, на территории Обь-Енисейского междуречья от лесотундры до подтайги в большинстве случаев снижается, на территории левобережья Оби – возрастает.

Ключевые слова: растительный покров, NDVI, температура воздуха, климатические изменения, Западная Сибирь

DOI: 10.31857/S0205961421060051

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время в связи с наблюдающимися климатическими изменениями множество исследований посвящено глобальным и региональным изменениям растительного покрова. Данные нормализованного разностного индекса растительности (NDVI) свидетельствуют об изменениях продуктивности растительности в северных регионах Евразии и Америки, являющихся наиболее чувствительными к растущей температуре воздуха (Seidl et al., 2017; Seddon et al., 2016). В последние десятилетия в тундре регистрируется широко распространенное “позеленение”, на которое указывают увеличивающиеся максимумы NDVI в вегетационный период (Walker et al., 2009; Epstein et al., 2012; Bhatt et al., 2017), в то же время в некоторых районах зоны бореальных лесов отмечается смена тенденции NDVI с “позеленения” на “потемнение” (Beck, Goetz 2011; Елсаков, Телятников, 2013; Vuergmann et al., 2014). Однако, наблюдаемые тенденции очень чувствительны к временной и пространственной выборке и имеют большую пространственную неоднородность (Miles and Esau, 2016).

Территория Западно-Сибирской равнины слабо изучена на предмет климатически-обусловленных изменений продуктивности растительного покрова. Немногочисленные исследования растительного покрова таежной зоны региона фрагментарны и связаны преимущественно с антропогенным воздействием на ландшафты вследствие активной разработки нефтегазовых месторождений (Шарикалов, Якутин, 2012; Алексева, Яценко, 2013; Коркина, Талынева, 2015; Кобзарь и др., 2016). Имеющиеся оценки изменений растительности тундры указывают на рост ее продуктивности в последние десятилетия (Елсаков, Телятников, 2013; Титкова, Виноградова, 2015; Белонская и др., 2011). Попытка оценки изменений продуктивности разных типов растительности северной части Западно-Сибирской равнины в 2000–2016 гг. была предпринята в работе Miles et al., 2019, в которой так же было установлено преимущественное увеличение продуктивности растительности в тундре и ее снижение в тайге. Тренды же NDVI за период 1982–2015, рассмотренные в работе Зуев и др., 2019, показывают преимущественно положительные тенденции про-

дуктивности растительности, как в зоне тундры, так и в зоне тайги.

Климатические исследования свидетельствуют о том, что температура воздуха в Сибири растет более быстрыми темпами по сравнению с другими регионами (Cohen et al., 2014), а климатические модели показывают дальнейшее потепление (Miao et al., 2014). В этой связи исследование отклика различных типов растительности Западно-Сибирской равнины, являющейся одним из самых значительных пулов углерода в мире, к наблюдаемым климатическим изменениям, представляется особо важной задачей. Имеющиеся данные об NDVI с 1982 по 2015 гг. (Pinzon and Tucker, 2014) позволяют оценить тенденции изменений продуктивности различных типов растительности Западно-Сибирской равнины более чем за 30 лет и сопоставить их с температурными изменениями того же периода.

ОБЪЕКТ И МЕТОДЫ

Для оценки влияния климатических изменений на растительность Западной Сибири был проведен анализ связи вегетационного индекса NDVI и температуры воздуха. Анализ производился для территорий вблизи метеостанций Росгидромета, имеющих длинные ряды наблюдений за температурой воздуха. Таким образом, было отобрано 33 метеостанции, расположенные в природных зонах от тундры до подтайги, более южные станции не участвовали в анализе по причине высокой антропогенной нарушенности ландшафтов этих территорий (обилие пахотных земель). Ряды среднемесячной температуры воздуха были получены с помощью сервиса ВНИИГМИ-МЦД (Булыгина и др.). В качестве индикатора состояния растительности использовался вегетационный индекс NDVI, являющийся показателем количества фотосинтетически активной биомассы и определяющийся по разности спектральной яркости между красным и ближним инфракрасным диапазонами на космоснимках поверхности Земли. В работе использовались данные NDVI GIMMS, полученные с помощью многоканального радиометра AVHRR, размещенного на борту спутников NOAA, и представляющие собой среднемесячные значения индекса NDVI за период 1982–2015 гг. с разрешением $1/12 \times 1/12^\circ$, (Pinzon and Tucker, 2014). Не смотря на то, что данные набора NDVI GIMMS доступны лишь до 2015 г., он является наиболее репрезентативным долгопериодным набором из представленных в настоящее время (Marshal et al., 2016; Tian et al., 2015). Для расчета NDVI в окрестностях каждой метеостанции выбиралась область размером $0.5 \times 0.5^\circ$ с наиболее однородным типом растительности и минимальным количеством объектов инфраструктуры, данные в которой осреднялись. Типы раститель-

ности определялись в соответствии с картой растительности России, разработанной в ИКИ РАН на основе данных спутникового мониторинга земной поверхности (Барталев и др., 2011). Все расчеты выполнены для уровня значимости 0.05.

Список метеостанций, отобранных для анализа, с указанием природной зоны, характерного типа растительности в выбранном для каждой станции квадрате $0.5 \times 0.5^\circ$ и теплового периода для каждой природной зоны, определенного по данным среднемесячной температуры воздуха на рассматриваемых станциях за период 1982–2015, приведен в табл. 1.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Одним из основных факторов, определяющих продуктивность растительных систем, является температура воздуха. Растительность северных территорий особо чувствительна к колебаниям температуры воздуха осеннего и весеннего периодов, когда температура выступает лимитирующим фактором фотосинтеза и определяет начало и конец вегетационного периода, а также сроки наступления фенологических явлений (Wang et al., 2011, Piao et al., 2008, 2011, 2015). Для оценки изменений NDVI и температуры воздуха за теплый период, определенный в табл. 1, были рассчитаны сезонные значения параметров для каждой станции и их линейные тренды за 1982–2015 гг. Как видно из рис. 1, а значимые положительные тренды сезонного значения NDVI наблюдаются в районах большинства метеостанций региона кроме сильно заболоченных территорий лесотундры и северной тайги – районов станций Салехард, Янов Стан, Надым, Тарко-Сале, Толька, Березово, Халясавэй, а также среднетаежной станции Александровское, для которых тренды сезонного значения NDVI не значимы. Тренды температуры воздуха теплого периода на большинстве станций региона положительны, однако не значимы (рис. 1, б).

При анализе динамики сезонного значения NDVI было выявлено, что характер его увеличения на большинстве станций региона не линейен. При осреднении сезонных значений NDVI в пределах природных зон, становится видно, что в большинстве случаев NDVI достигает своего пикового значения в 1997 г., а с конца 1990-х–начала 2000-х годов наблюдается спад либо стабилизация его значений во всех природных зонах (рис. 2, а). При этом увеличение сезонного значения NDVI в 1982–1997 гг. (тренды значимы для всех природных зон региона) происходит на фоне увеличения сезонной температуры воздуха лишь на станциях южной тайги и подтайги, в остальных природных зонах тренды сезонного значения температуры воздуха в 1982–1997 гг. близки к нулю либо отрицательны (рис. 2, б). Таким образом, видно, что при общих положительных трендах NDVI и тем-

Таблица 1. Характеристики отобранных для анализа метеостанций

Природная зона	Станция	Тип растительности в районе метеостанции	Теплый период
Тундра	Антипаюта	Растительность скудная – мхи, лишайники и низкорослые кустарники	Июнь–сентябрь
	Новый Порт	Кустарниковая, травянистая, кустарничковая растительность	
	Тазовский	Кустарниковая растительность	
	Ныда	Кустарниковая, болотная растительность	
Лесотундра	Салехард	Прибрежная растительность, болотная растительность	Май–сентябрь
	Янов Стан	Болотная растительность, темнохвойные вечнозеленые леса по долинам рек	
	Надым	Болотная растительность, темнохвойные вечнозеленые леса по долинам рек	
	Тарко-Сале	Лиственничные леса	
Северная тайга	Саранпауль	Болотная растительность, смешанные леса	Май–сентябрь
	Толька	Болотная растительность, лиственные леса	
	Березово	Темнохвойные, светлохвойные, смешанные леса	
	Халясавэй	Болотная растительность	
Средняя тайга	Октябрьское	Смешанные, темнохвойные	Май–сентябрь
	Няксимволь	Светлохвойные с присутствием лиственных, смешанных леса, болотная растительность	
	Ларьяк	Болотная растительность, лиственные леса	
	Ханты-Мансийск	Болотная растительность, светлохвойные леса	
	Угут	Болотная растительность, смешанные леса	
	Александровское	Пойменная растительность, болотная растительность, лиственные леса	
	Ванжиль-Кынак	Темнохвойные, смешанные леса, болотная растительность	
	Напас	Болотная растительность, смешанные леса	
	Леуши	Лиственные с присутствием смешанных леса, болотная растительность	
Средний Васюган	Болотная растительность, смешанные леса		
Южная тайга	Усть-Озерное	Болотная растительность, светлохвойные леса	Апрель–октябрь
	Колпашево	Болотная растительность, смешанные леса	
	Тобольск	Лиственные леса, луговая растительность, сосновые леса	
	Туринск	Смешанные леса	
	Бакчар	Смешанные леса, болотная растительность	
	Пудино	Болотная растительность, смешанные леса	
Подтайга	Тюмень	Лиственные леса, луговая растительность (есть пашни)	Апрель–октябрь
	Первомайское	луговая растительность, светлохвойные леса (есть пашни)	
	Тара	Лиственные леса, луговая растительность	
	Томск	Смешанные, светлохвойные леса, луговая растительность	
	Северное	Лиственные леса, луговая растительность	

пературы воздуха в 1982–2015 гг. (рис. 1) динамика параметров внутри указанного периода не имеет однонаправленных тенденций, хотя известно, что колебания сезонного значения NDVI находятся в зависимости от колебаний температуры воздуха в теплый период, в частности в весенние месяцы (Зуев и др., 2019). Значимых трен-

дов сезонной температуры воздуха ни в период 1982–1997 гг. ни в период 1997–2015 гг. в природных зонах региона не выявлено.

Торможение роста NDVI с 1997 г. отмечается во всем Северном полушарии, в особенности в Европе, Северной Америке и Центральной Сибири и связывается с уменьшением прихода к по-

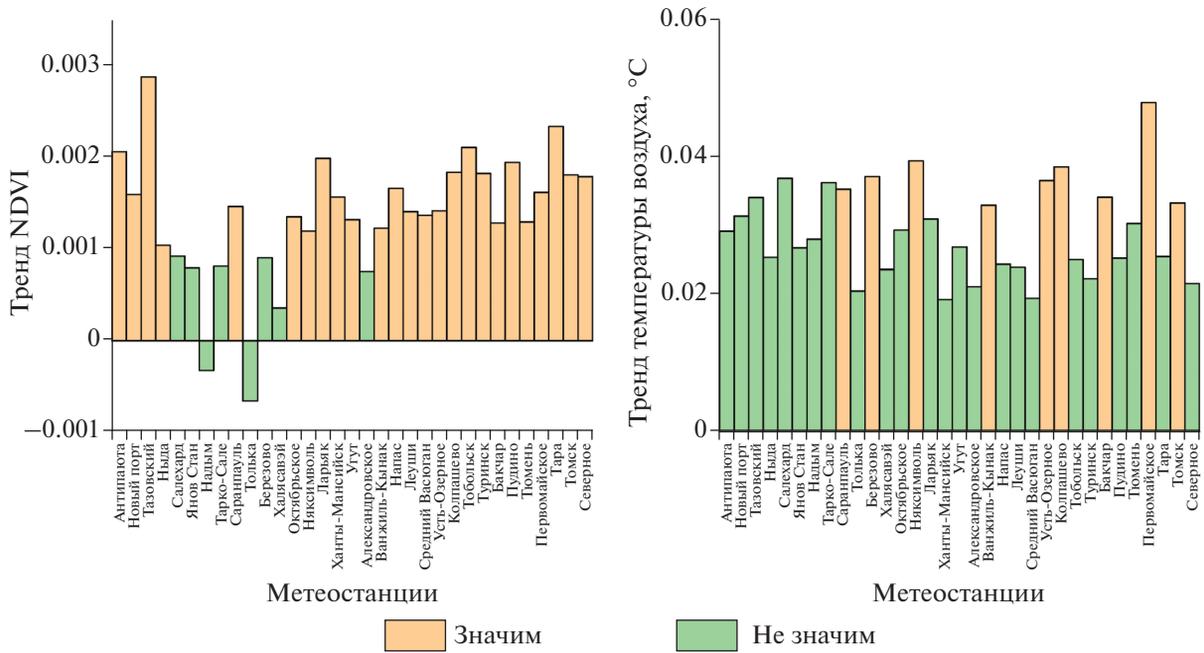


Рис. 1. Линейные тренды сезонного значения *a* – NDVI, *б* – температуры воздуха на метеостанциях региона за 1982–2015 гг.

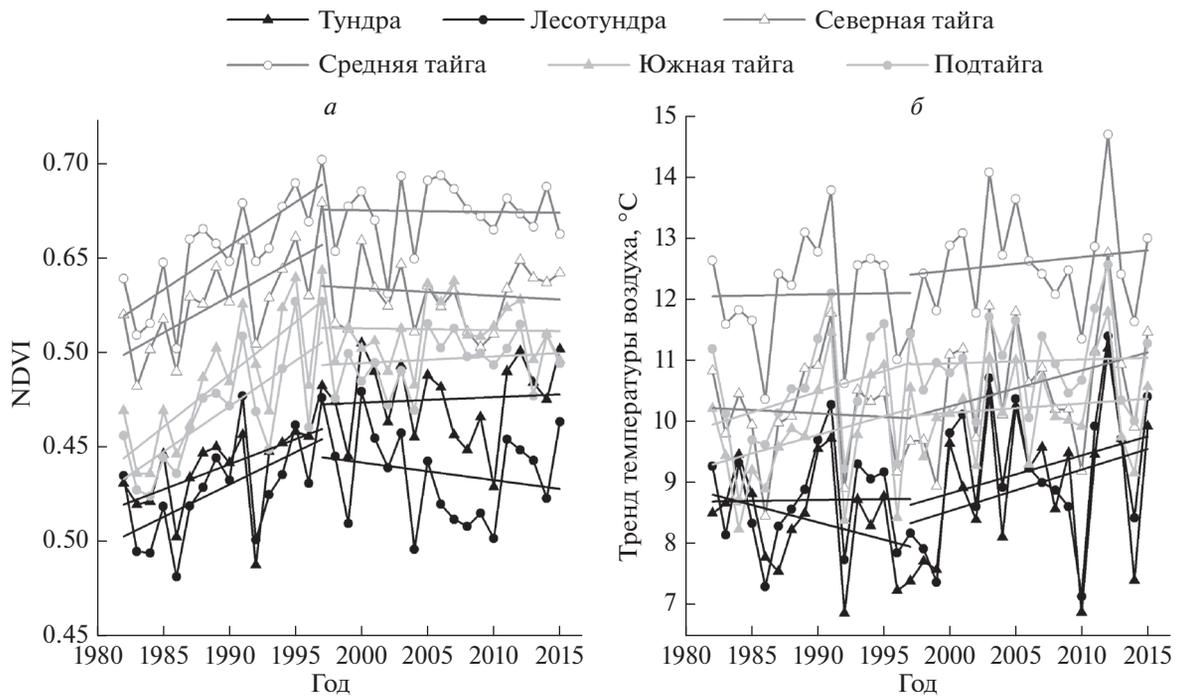


Рис. 2. Динамка сезонного значения *a* – NDVI, *б* – температуры воздуха в пределах природных зон региона 1982–2015 гг.

верхности Земли солнечной радиации и снижением запасов почвенной влаги (Kong et al., 2017). В 1997–1998 годах наблюдалось экстремально сильное явление Эль-Ниньо, а с конца 1990-х гг.

отмечается низкая фаза индекса температуры поверхности океана в регионе Эль-Ниньо – ONI на фоне снижения солнечной активности (Climate etc..., 2021). Таким образом, смена тенденции

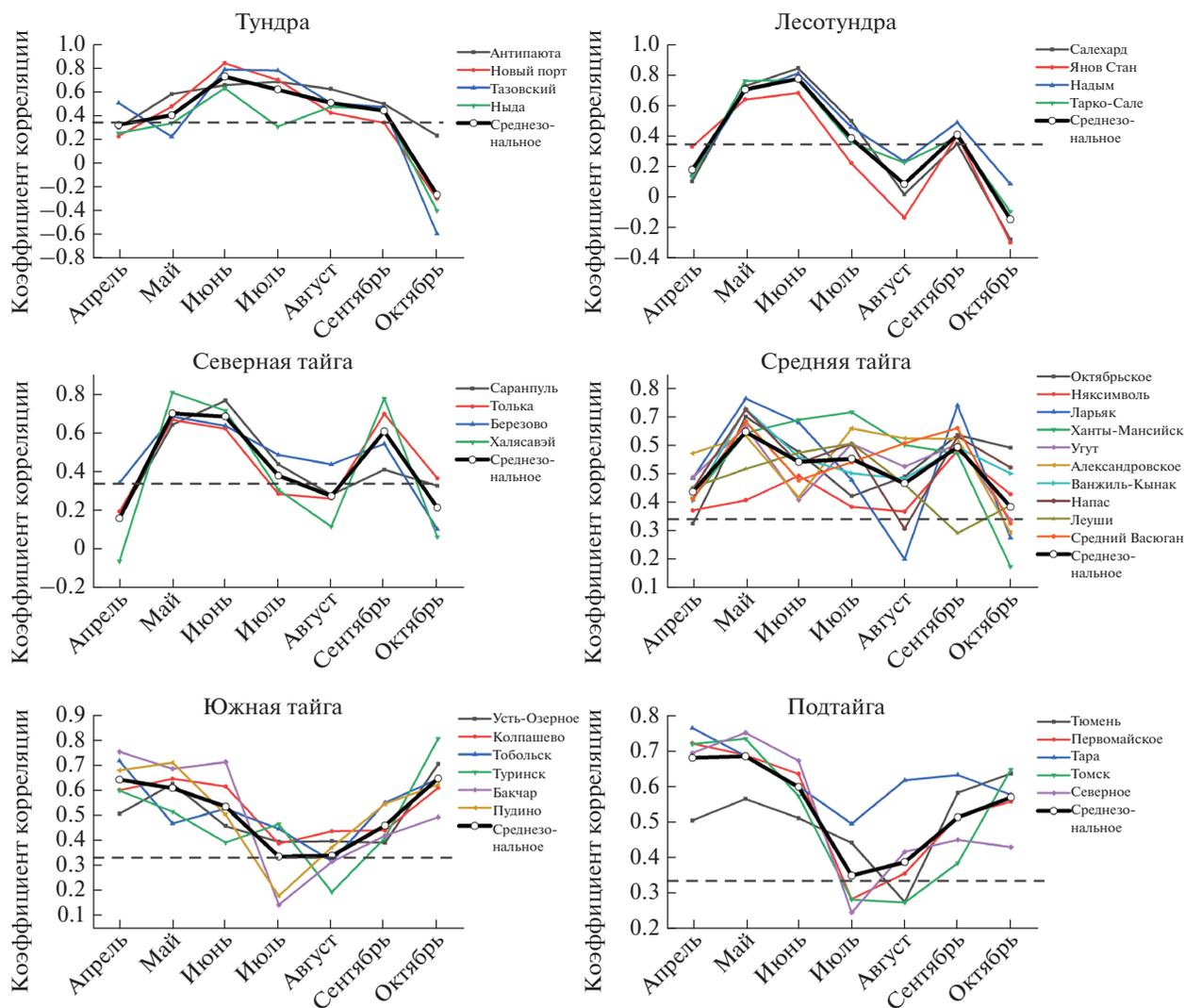


Рис. 3. Коэффициенты корреляции сезонного и месячного значений NDVI для рассматриваемых станций за период 1982–2015 гг., пунктиром обозначено критическое значение коэффициента корреляции при уровне значимости 0.05 ($r = 0.34$).

NDVI после 1997 г. может быть так же связана с низкой фазой ONI в результате уменьшения солнечной активности. Стоит отметить так же, что рост значений NDVI в период 1982–1997 гг. наблюдался в период высокой фазы ONI. Кроме того, прекращение роста значений NDVI происходит на фоне периода замедления глобального потепления, причины которого в настоящее время остаются дискуссионными (Володин, Грицун, 2018).

По результатам ранее проведенных исследований (Зуев и др., 2019) было установлено, что изменчивость сезонного значения NDVI на территории тайги и тундры Западной Сибири в значительной степени определяется изменчивостью NDVI в первый месяц теплого периода. Для детализации этого вывода рассмотрим коэффициен-

ты корреляции сезонного и месячного значений NDVI для всех отобранных станций (рис. 3).

Видно, что наибольший вклад в динамику сезонного значения NDVI вносят весенние и осенние месяцы – месяцы, когда температура воздуха является лимитирующим фактором фотосинтеза. На станциях тундры максимальные коэффициенты наблюдаются в первом месяце теплого периода – июне – и в основном показывают сильную корреляцию с сезонным значением NDVI ($r > 0.7$). На станциях лесотундры максимальные коэффициенты корреляции так же наблюдаются весной в мае–июне, связь так же является сильной, однако, появляется и осенний пик, приходящийся на сентябрь, значения которого варьируются на уровне значимости. На станциях северной тайги осенний пик более выражен, коэффициенты кор-

реляции, свидетельствующие о сильной и средней связи сезонного и месячного значений NDVI, характерны для мая, июня и сентября. В зоне средней тайги коэффициенты корреляции в течение теплого периода ведут себя неоднозначно. Среднерегиональное значение указывает на наличие майского и сентябрьского пиков, однако данные по станциям сильно разнятся. Так, например, для станций Ханты-Мансийск, Александровское и Леуши максимальные значения коэффициентов корреляции отмечаются в июле, для станции Няксимволь характерен только осенний пик в сентябре. На станциях южной тайги и подтайги ход коэффициентов корреляции так же в меньшей степени согласован по сравнению со станциями тундры, лесотундры и северной тайги, максимальные коэффициенты в среднем наблюдаются в апреле–мае и октябре. Таким образом, понятно, что наибольший вклад в изменение сезонного значения NDVI вносят осенние и весенние месяцы, когда основным фактором, лимитирующим фотосинтез, и, следовательно, влияющим на развитие растительности, является температура воздуха.

Если обобщить полученные результаты, то можно сделать вывод о том, что в среднем, месяцами, вносящими наибольший вклад в динамику сезонного значения NDVI, являются: июнь – для тундры, май и сентябрь – для лесотундры, северной и средней тайги, апрель и октябрь – для южной тайги и подтайги. Максимальные значения NDVI для рассматриваемой территории наблюдаются в летние месяцы (Зуев и др., 2019), соответственно на формирование растительности в летний период текущего года влияние оказывают метеорологические условия лета и предшествующей весны. Таким образом, для дальнейшего анализа были использованы данные NDVI за весенние месяцы, вносящие наибольший вклад в изменение сезонного значения NDVI, а также температура воздуха в весенние месяцы. Для оценки изменений вклада температурного фактора в развитие растительности на рассматриваемой территории рассчитывались коэффициенты корреляции NDVI и температуры воздуха для территории каждой станции за 2 периода – 1981–1997 и 1998–2015 гг. Использовались месячные значения NDVI за июнь для тундры, май для лесотундры, северной и средней тайги, апрель для южной тайги и подтайги. Наиболее показательными оказались коэффициенты корреляции месячных значений NDVI с температурой воздуха, осредненной за 2 месяца – май–июнь для тундры, апрель–май для лесотундры, северной и средней тайги, март–апрель для южной тайги и подтайги.

Результаты корреляционного анализа представлены на рис. 4. Видно, что на станциях зоны тундры, коэффициенты корреляции NDVI и температуры воздуха в период 1997–2015 гг. по срав-

нению с предыдущим периодом прирастают, что свидетельствует о росте вклада температуры воздуха весенних месяцев в процесс развития растительности данных территорий. Наиболее чувствителен к температуре воздуха растительный покров южной тундры – в районе станций Новый Порт, Тазовский и Ныда, для которого характерна кустарниковая и кустарничковая растительность. Растительность же в районе станции Антипаюта, относящейся к зоне северной тундры с преобладанием мохово-лишайникового покрова в летне-весенний период в меньшей степени зависима от температуры воздуха, однако, коэффициент корреляции NDVI и температуры в 1997–2015 гг. становится значимым.

Противоположные тенденции характерны для зоны лесотундры – коэффициенты корреляции весенних значений NDVI и температуры воздуха в период 1997–2015 гг. снижаются относительно предыдущего периода. Для районов рассматриваемых станций зоны лесотундры характерны преимущественно болотные ландшафты с вкраплениями темнохвойных, лиственничных и смешанных лесов и открытые водные поверхности. В зоне северной тайги снижение коэффициентов корреляции в период 1997–2015 гг. характерно так же для заболоченных районов станций Халясавэй и Толька, расположенных в восточной части региона. Отметим, что для заболоченных территорий вышеупомянутых станций характерны незначимые положительные, а в некоторых случаях отрицательные тренды NDVI за весь период наблюдений при положительных трендах температуры воздуха (рис. 1). Известным эффектом потепления в северных районах Западной Сибири является таяние вечной мерзлоты и образование термокарстовых озер, вследствие чего площадь водных поверхностей на заболоченных территориях увеличивается (Manasurov, 2014). Вследствие этого процесса снижается доля поверхностей, покрытых растительностью, что приводит к снижению NDVI и соответствующему снижению корреляции NDVI с температурой воздуха. Растительность в районах расположенных на левобережье Оби станций Березово и Саранпауль с преобладанием сосновых лесов в 1997–2015 гг. наоборот отвечает на потепление ростом продуктивности – при значимых положительных трендах сезонной температуры воздуха на этих станциях (рис. 1, б) наблюдается повышение коэффициента корреляции между весенними значениями NDVI и температуры воздуха.

Снижение вклада весенней температуры воздуха в развитие растительности весной в 1997–2015 гг. характерно для районов станций средне-таежной зоны, расположенных на правобережье Оби – Ларьяк, Напас, Ванжиль-Кынак; растительность этих территорий представлена смешанными лесами и болотными сообществами. Для районов

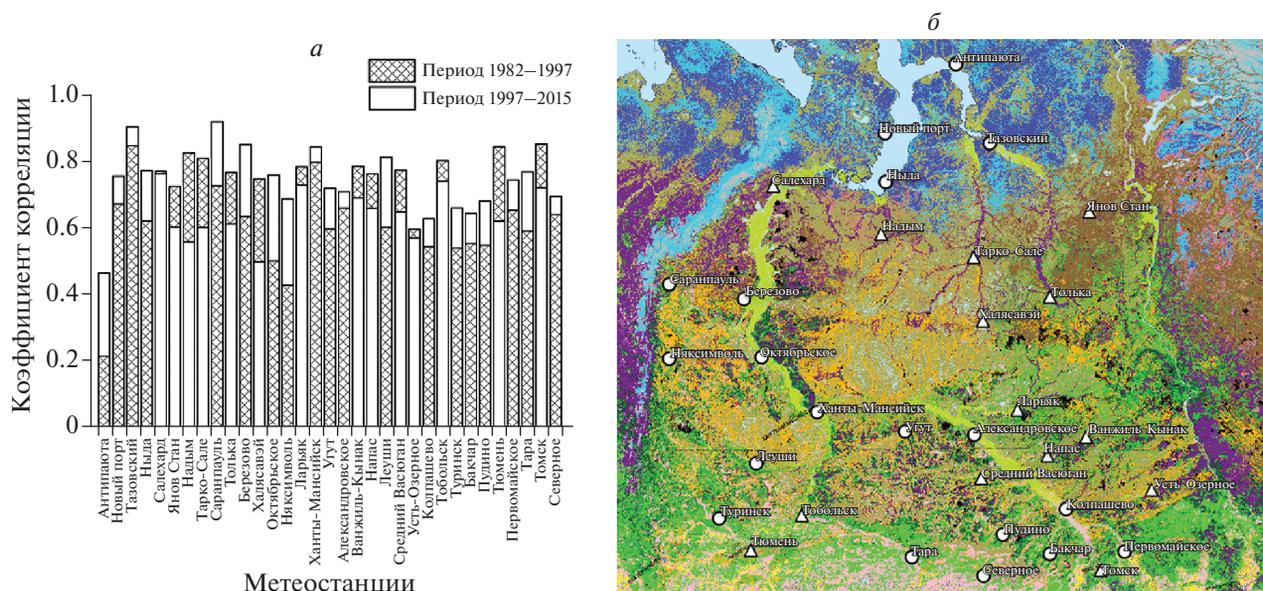


Рис. 4. Коэффициенты корреляции весенних значений NDVI и температуры воздуха на станциях региона, *а* – коэффициенты корреляции в периоды 1982–1997 и 1997–2015, *б* – распределение растущих (красный) и падающих (синий) коэффициентов корреляции на карте растительности (Барталев и др., 2011).

станций среднетаежной зоны, расположенных на севере Васюганской равнины с преобладанием болотной растительности и темнохвойных лесов (Угут, Александровское, за исключением станции Средний Васюган) и правобережье Иртыша (Ханты-Мансийск – болотная растительность с сосновыми лесами, Леуши – смешанные леса) наблюдается увеличение коэффициента корреляции весенних значений NDVI и температуры воздуха в 1997–2015 гг.

Растительность в зонах южной тайги и подтайги преимущественно отвечает на потепление увеличением связи продуктивности с температурой воздуха, хотя тренды как сезонного значения NDVI, так и температуры этих зонах в 1997–2015 гг. близки к нулю. Так, территории с произрастанием смешанных лесов в районе станции Туринск, а также заболоченные территории с произрастанием смешанных лесов в районах станций, расположенных на юге Васюганской и Кетско-Тымской равнин (Колпашево, Бакчар, Пудино), показывают увеличение связи между весенними значениями NDVI и температуры воздуха в 1997–2015 гг. Исключением являются районы станций Усть-Озерное (заболоченные территории с сосновыми и кедровыми лесами) и Тобольск (заболоченные территории со смешанными лесами), хотя коэффициенты корреляции для этих станций в 1982–1997 и 1997–2015 гг. близки по величине. Растительность южнотаежных территорий, представленная преимущественно лиственными лесами и лугами демонстрирует увеличение связи между весенними значениями NDVI и температуры воз-

духа в 1997–2015 гг. (районы станций Тара, Северное, Первомайское), однако, для районов станций Томск и Тюмень характерно снижение этой связи.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По результатам проведенного анализа удалось установить, что линейные тренды сезонного значения NDVI в 1982–2015 для всех исследуемых районов Западно-Сибирской равнины преимущественно положительны, как и тренды температуры воздуха. Однако, с конца XX века рост сезонных значений NDVI в пределах природных зон исследуемого региона прекращается. Рост значений NDVI в 1982–1997 гг. и их стабилизация в 1997–2015 гг. происходят на фоне наблюдаемого эффекта замедления глобального потепления, уменьшения солнечной активности и смены фаз температуры поверхности океана в регионе Эль-Ниньо – ONI с положительной на отрицательную.

В зонах тундры и лесотундры значимый вклад в вариации сезонного значения NDVI вносит развитие растительности в весенне-летние месяцы, в зонах северной, средней, южной тайги и подтайги – в весенние осенние месяцы, однако, максимальные летние значения NDVI определяются условиями предшествующей весны.

По результатам сравнительного анализа между фазами роста (1982–1997 гг.) и стабилизации (1997–2015 гг.) сезонного значения NDVI было выявлено, что реакция различных типов растительности Западно-Сибирской равнины на по-

тепление различна. Так, связь продуктивности растительности тундры, и в особенности южной тундры, с температурой воздуха возрастает в период 1997–2015 гг., что свидетельствует о возрастающей чувствительности растительности тундры к потеплению. На заболоченных территориях лесотундры и северной тайги проявляются противоположные тенденции — в связи с потеплением и таянием вечной мерзлоты эти территории заболачиваются еще больше, появляется больше водных пространств, что негативно сказывается на продуктивности растительности, вследствие чего связь NDVI с температурой воздуха снижается. В целом в зонах от лесотундры до подтайги Обь-Енисейского междуречья в большинстве случаев связь NDVI с температурой воздуха в 1997–2015 гг. снижается, а на территории левобережья Оби до Уральских гор, наоборот, возрастает.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено в рамках госбюджетной темы № 121031300156-5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеева М.Н., Яценко И.Г.* Экологический мониторинг нефтедобывающих территорий на основе космических снимков // Интерэкспо Гео-Сибирь. 2013. Т. 4. № 2. С. 101–106.
- Барталев С.А. и др.* Спутниковое картографирование растительного покрова России по данным спектрорадиометра MODIS // Соврем. пробл. дист. зондир. Земли из космоса. 2011. Т. 8. № 4. С. 285–302.
- Белоновская Е.А. и др.* “Позеленение” Российской Арктики и современные тренды изменения ее биоты // Известия РАН. Серия географическая. 2016. № 3. С. 28–39.
- Бульгина О.Н., Разуваев В.Н., Трофименко Л.Т., Швец Н.В.* Описание массива данных среднемесячной температуры воздуха на станциях России. Свидетельство о государственной регистрации базы данных № 2014621485. <http://meteo.ru/data/156-temperature#описание-массива-данных>.
- Володин Е.М., Грицун А.С.* О природе замедления глобального потепления в начале XXI в. // Докл. АН. 2018. Т. 482. № 3. С. 315–318.
- Елсаков В.В., Телятников М.Ю.* Межгодовые изменения индекса NDVI на территории Европейского северо-востока России и Западной Сибири в условиях климатических флуктуаций последних десятилетий // Соврем. пробл. дист. зондир. Земли из космоса. 2013. Т. 10. № 3. С. 260–271.
- Зув В.В., Короткова Е.М., Павлинский А.В.* Климатически обусловленные изменения растительного покрова тайги и тундры Западной Сибири в 1982–2015 гг. по данным спутниковых наблюдений // Исследование Земли из космоса. 2019. № 6. С. 66–76.
- Кобзарь С.К., Перемитина Т.О., Яценко И.Г.* Анализ состояния растительности нефтедобывающих территорий Томской области с применением данных дистанционного зондирования // Опт. атм. и океана. 2016. Т. 29. № 5. С. 414–418.
- Коркина Е.А., Талышева О.Ю.* Антропогенная трансформация природных ландшафтов в зоне техногенеза нефтедобывающей промышленности Среднего Приобья // Известия СамНЦ РАН. 2015. Т. 17. № 5. С. 40–44.
- Титкова Т.Б., Виноградова В.В.* Отклик растительности на изменение климатических условий в бореальных и субарктических ландшафтах в начале XXI века // Соврем. пробл. дист. зондир. Земли из космоса. 2015. Т. 12. № 3. С. 75–86.
- Шарикалов А.Г., Якутин М.В.* Динамика лесных экосистем на территориях месторождений углеводородного сырья в подзоне северной тайги Западной Сибири // Интерэкспо Гео-Сибирь. 2012. Т. 2. № 3. С. 61–66.
- Beck P., Goetz S.* Satellite observations of high northern latitude vegetation productivity changes between 1982 and 2008: ecological variability and regional differences // Environmental Research Letters. 2011. V. 6. P. 045501.
- Bhatt U. et al.* Changing seasonality of panarctic tundra vegetation in relationship to climatic variables // Environmental Research Letters. 2017. V. 12. P. 055003.
- Buermann W., Parida B., Jung M., MacDonald G.M., Tucker C.J., Reichstein M.* Recent shift in Eurasian boreal forest greening response may be associated with warmer and drier summers // Geophysical Research Letters. 2014. V. 41. P. 1995–2002.
- Climate etc [Электронный ресурс]. URL: <https://judithcurry.com/2019/09/01/enso-predictions-based-on-solar-activity/> (дата обращения 5.04.2021)
- Cohen J., Screen J.A., Furtado J.C., Barlow M., Whittleston D.* The relationship between recent Arctic amplification and extreme mid-latitude weather // Nature Geoscience. 2014. V. 7. P. 627–637.
- Epstein H. et al.* Dynamics of aboveground phytomass of the circumpolar Arctic tundra during the past three decades // Environmental Research Letters. 2012. V. 7. P. 015506.
- Kong D., Zhang Q., Singh V.P., Shi P.* Seasonal vegetation response to climate change in the Northern Hemisphere (1982–2013) // Global and Planetary Change. 2017. V. 148. P. 1–8.
- Manasyrov R.M., Pokrovsky O.S., Kirpotin S.N., Shirokova L.S.* Thermokarst lake waters across the permafrost zones of western Siberia // The Cryosphere. 2014. V. 8. № 4. P. 1177–1193.
- Marshall M., Okuto E., Kang Y., Opiyo E., Ahmed M.* Global assessment of vegetation index and phenology lab (VIP) and global inventory modeling and mapping studies (GIMMS) version 3 products // Biogeosciences. 2016. V. 13. № 3. P. 625–639. <https://doi.org/10.5194/bgd-12-9081-2015>
- Miao C. et al.* Assessment of CMIP5 climate models and projected temperature changes over Northern Eurasia. Environ. Res. Lett. 2014. V. 9. P. 1–12. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/9/5/055007>
- Miles M., Miles V., Esau I.* Varying climate response across the tundra, forest-tundra and boreal forest biomes in northern West Siberia // Environmental Research Letters. 2019. V. 14. P. 075008. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ab2364>
- Miles V., Esau I.* Spatial heterogeneity of greening and browning between and within bioclimatic zones in northern

- west Siberia // *Environmental Research Letters*. 2016. V. 11. P. 115002.
- Piao S. et al. Detection and attribution of vegetation greening trend in China over the last 30 years // *Global change biology*. 2015. V. 21. № 4. P. 1601–1609.
- Piao S.L., Wang X., Ciais P., Zhu B., Wang T., Liu J. Changes in satellite-derived vegetation growth trend in temperate and boreal Eurasia from 1982–2006 // *Global Change Biology*. 2011. V. 17. P. 3228–3239.
- Piao S.L. et al. Net carbon dioxide losses of northern ecosystems in response to autumn warming // *Nature*. 2008. V. 451. P. 49–53.
- Pinzon J.E., Tucker C.J. A Non-Stationary 1981–2012 AVHRR NDVI3g Time Series // *Remote Sens*. 2014. V. 6. № 8. P. 6929–6960.
<https://doi.org/10.3390/rs6086929>
- Seddon A.W.R., Macias-Fauria M., Long P.R., Benz D., Willis K.J. Sensitivity of global terrestrial ecosystems to climate variability // *Nature*. 2016. V. 531. № 7593. P. 229–232.
- Seidl R. et al. Forest disturbances under climate change // *Nat. Clim. Change*. 2017. V. 7. № 6. P. 395–402.
- Tian F., Fensholt R., Verbesselt J., Grogan K., Horion S., Wang Y. Evaluating temporal consistency of long-term global NDVI datasets for trend analysis // *Remote Sens. Environ*. 2015. V. 163. 326–340.
<https://doi.org/10.1016/j.rse.2015.03.031>
- Walker D. et al. Spatial and temporal patterns of greenness on the Yamal Peninsula, Russia: interactions of ecological and social factors affecting the arctic normalized difference vegetation index // *Environ. Res. Lett*. 2009. V. 4. P. 045004.
- Wang X., Piao S., Ciais P., Li J., Friedlingstein P., Koven C., Chen A. Spring temperature change and its implication in the change of vegetation growth in North America from 1982 to 2006 // *Proceedings of the National Academy of Sciences*. 2011. V. 108. № 4. P. 1240–1245.

The Response of the West Siberian Plain Vegetation Cover to Climate Change in 1982–2015

E. M. Korotkova^{1, 2} and V. V. Zuev¹

¹*Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems, Tomsk, Russia*

²*Tomsk State University of Architecture and Building, Tomsk, Russia*

The work is devoted to the study of the response of different types of vegetation cover of the West Siberian Plain to the temperature changes observed in recent decades. The paper analyzes the trends in the series of the vegetation index NDVI and air temperature in the areas of meteorological stations of the West Siberian Plain, characterized by different vegetation types. The phases of growth (1982–1997) and stabilization (1997–2015) of NDVI values were identified against the background of the observed effects: global warming slowdown, decrease in solar activity and change in the phases of the ocean surface temperature in the El Niño region (ONI) from positive to negative. It is shown that the spring months make the main contribution to the variations in the seasonal NDVI value. Correlation analysis of spring NDVI and air temperature values during the periods of growth and stabilization of NDVI was carried out. It is shown that the nature of the response of vegetation to the observed increase in temperature depends on its type and location. Thus, the relationship between NDVI and air temperature in the tundra zone increases, in highly swampy areas of the forest-tundra and northern taiga it decreases, in the territory of the Ob-Yenisei interfluvium from forest tundra to subtaiga in most cases it decreases, and in the territory of the left bank of the Ob it increases.

Keywords: vegetation cover, NDVI, air temperature, climate change, Western Siberia

REFERENCES

- Alekseeva M.N., Yashchenko I.G. Ekologicheskij monitoring nefte dobyvayushchih territorij na osnove kosmicheskikh snimkov // *Interesko Geo-Sibir*. 2013. T. 4. № 2. S. 101–106. (In Russian)
- Bartalev S.A. et al. Sputnikovoe kartografirovanie rastitel'nogo pokrova Rossii po dannym spektrodiametra MODIS // *Sovrem. probl. dist. zondir. Zemli iz kosmosa*. 2011. T. 8. № 4. S. 285–302. (In Russian)
- Belonovskaya E.A. et al. "Pozelenenie" Rossijskoj Arktiki i sovremennye trendy izmeneniya ee bioty // *Izvestiya RAN. Seriya geograficheskaya*. 2016. № 3. S. 28–39. (In Russian)
- Bulygina O.N., Razuvaev V.N., Trofimenko L.T., Shvec N.V. Opisaniye massiva dannyh srednemesyachnoj temperatury vozduha na stanciyah Rossii. Svidetel'stvo o gosudarstvennoj registracii bazy dannyh № 2014621485.
<http://meteo.ru/data/156-temperature#opisanie-massiva-dannyh>. (In Russian)
- Volodin E.M., Gricun A.S. O prirode zamedleniya global'nogo potepleniya v nachale XXI v. // *Doklady Akademii Nauk*. 2018. T. 482. № 3. S. 315–318. (In Russian)
- Elsakov V.V., Telyatnikov M.Yu. Mezhdodovye izmeneniya indeksa NDVI na territorii Evropejskogo severo-vostoka Rossii i Zapadnoj Sibiri v usloviyah klimaticheskikh fluktuacij poslednih desyatiletij // *Sovrem. probl. dist. zondir. Zemli iz kosmosa*. 2013. T. 10. № 3. S. 260–271. (In Russian)
- Zuev V.V., Korotkova E.M., Pavlinskij A.V. Klimaticheski obuslovlennye izmeneniya rastitel'nogo pokrova tajgi i tundry Zapadnoj Sibiri v 1982–2015 gg. po dannym sputnikovyh nablyudenij // *Issledovanie Zemli iz kosmosa*. 2019. № 6. S. 66–76. (In Russian)
- Kobzar' S.K., Peremitina T.O., Yashchenko I.G. Analiz

- sostoyaniya rastitel'nosti nefte dobyvayushchih territorij Tomskoj oblasti s primeneniem dannyh distancionnogo zondirovaniya // Opt. atm. i okeana. 2016. T. 29. № 5. S. 414–418. (In Russian)
- Korkina E.A., Talyneva O.Yu.* Antropogennaya transformaciya prirodnyh landshaftov v zone tekhnogeneza nefte dobyvayushchej promyshlennosti Srednego Priob'ya // Izvestiya SamNC RAN. 2015. T. 17. № 5. S. 40–44. (In Russian)
- Titkova T.B., Vinogradova V.V.* Otklik rastitel'nosti na izmenenie klimaticheskikh uslovij v boreal'nyh i subarkticheskikh landshaftah v nachale XXI veka // Sovrem. probl. dist. zondir. Zemli iz kosmosa. 2015. T. 12. № 3. S. 75–86. (In Russian)
- Sharikalov A.G., Yakutin M.V.* Dinamika lesnyh ekosistem na territoriyah mestorozhdenij uglevodorodnogo syr'ya v podzone severnoj tajgi Zapadnoj Sibiri // Interespo Geo-Sibir'. 2012. T. 2. № 3. S. 61–66. (In Russian)
- Beck P., Goetz S.* Satellite observations of high northern latitude vegetation productivity changes between 1982 and 2008: ecological variability and regional differences // Environmental Research Letters. 2011. V. 6. P. 045501.
- Bhatt U. et al.* Changing seasonality of panarctic tundra vegetation in relationship to climatic variables // Environmental Research Letters. 2017. V. 12. P. 055003.
- Buermann W., Parida B., Jung M., MacDonald G.M., Tucker C.J., Reichstein M.* Recent shift in Eurasian boreal forest greening response may be associated with warmer and drier summers // Geophysical Research Letters. 2014. V. 41. P. 1995–2002.
- Climate etc [Electronic resource]. URL: <https://judithcurry.com/2019/09/01/enso-predictions-based-on-solar-activity/> (application date 5.04.2021)
- Cohen J., Screen J.A., Furtado J.C., Barlow M., Whittleston D.* The relationship between recent Arctic amplification and extreme mid-latitude weather // Nature Geoscience. 2014. V. 7. P. 627–637.
- Epstein H. et al.* Dynamics of aboveground phytomass of the circumpolar Arctic tundra during the past three decades // Environmental Research Letters. 2012. V. 7. P. 015506.
- Kong D., Zhang Q., Singh V.P., Shi P.* Seasonal vegetation response to climate change in the Northern Hemisphere (1982–2013) // Global and Planetary Change. 2017. V. 148. P. 1–8.
- Manasypov R.M., Pokrovsky O.S., Kirpotin S.N., Shirokova L.S.* Thermokarst lake waters across the permafrost zones of western Siberia // The Cryosphere. 2014. V. 8. № 4. P. 1177–1193.
- Marshall M., Okuto E., Kang Y., Opiyo E., Ahmed M.* Global assessment of vegetation index and phenology lab (VIP) and global inventory modeling and mapping studies (GIMMS) version 3 products // Biogeosciences. 2016. V. 13. № 3. P. 625–639.
- <http://dx.doi.org/10.5194/bgd-12-9081-2015>
- Miao C. et al.* Assessment of CMIP5 climate models and projected temperature changes over Northern Eurasia. Environ. Res. Lett. 2014. V. 9. P. 1–12. DOI: 10.1088/1748-9326/9/5/055007
- Miles M., Miles V., Esau I.* Varying climate response across the tundra, forest–tundra and boreal forest biomes in northern West Siberia // Environmental Research Letters. 2019. V. 14. P. 075008. DOI: 10.1088/1748-9326/ab2364
- Miles V., Esau I.* Spatial heterogeneity of greening and browning between and within bioclimatic zones in northern west Siberia // Environmental Research Letters. 2016. V. 11. P. 115002.
- Piao S. et al.* Detection and attribution of vegetation greening trend in China over the last 30 years // Global change biology. 2015. V. 21. № 4. P. 1601–1609.
- Piao S.L., Wang X., Ciais P., Zhu B., Wang T., Liu J.* Changes in satellite-derived vegetation growth trend in temperate and boreal Eurasia from 1982–2006 // Global Change Biology. 2011. V. 17. P. 3228–3239.
- Piao S.L. et al.* Net carbon dioxide losses of northern ecosystems in response to autumn warming // Nature. 2008. V. 451. P. 49–53.
- Pinzon J.E., Tucker C.J.* A Non-Stationary 1981–2012 AVHRR NDVI3g Time Series // Remote Sens. 2014. V. 6. № 8. P. 6929–6960. DOI: 10.3390/rs6086929
- Seddon A.W.R., Macias-Fauria M., Long P.R., Benz D., Willis K.J.* Sensitivity of global terrestrial ecosystems to climate variability // Nature. 2016. V. 531. № 7593. P. 229–232.
- Seidl R. et al.* Forest disturbances under climate change // Nat. Clim. Change. 2017. V. 7. № 6. P. 395–402.
- Tian F., Fensholt R., Verbesselt J., Grogan K., Horion S., Wang Y.* Evaluating temporal consistency of long-term global NDVI datasets for trend analysis // Remote Sens. Environ. 2015. V. 163. 326–340. DOI: 10.1016/j.rse.2015.03.031
- Walker D. et al.* Spatial and temporal patterns of greenness on the Yamal Peninsula, Russia: interactions of ecological and social factors affecting the arctic normalized difference vegetation index // Environ. Res. Lett. 2009. V. 4. P. 045004.
- Wang X., Piao S., Ciais P., Li J., Friedlingstein P., Koven C., Chen A.* Spring temperature change and its implication in the change of vegetation growth in North America from 1982 to 2006 // Proceedings of the National Academy of Sciences. 2011. V. 108. № 4. P. 1240–1245.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

СТРУКТУРНЫЙ КОНТРОЛЬ ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА ПОЛЯРНОГО УРАЛА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ АНАЛИЗА МУЛЬТИСПЕКТРАЛЬНЫХ СНИМКОВ КОСМИЧЕСКОГО АППАРАТА LANDSAT 8

© 2021 г. Ю. Н. Иванова^{a, b, *}, Р. И. Выхристенко^a

^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 31.03.2021 г.

По материалам многозональной космической съемки аппарата Landsat 8 выполнен анализ территорий восточного склона Полярного Урала, перспективных на выявление золоторудной минерализации: Юнъягинское рудное поле (Шучьинская зона), Тоупугол-Ханмейшорский рудный район и Манюкую-Ворчатинский рудный узел (центральная часть Малоуральской зоны). Мы провели сопоставление этих площадей для выявления схожих закономерностей геологического строения и размещения месторождений и рудопроявлений в системе морфоструктур, что поможет разработать прогнозно-поисковые признаки (геологические, морфологические) золоторудной минерализации. Было установлено, что поиски золоторудной гидротермальной минерализации на данной площади следует проводить в концентрах кольцевых структур 2-го порядка (диаметр от 10 км и более) в ассоциации с субвулканическими телами кварцевых диоритов/гранодиоритов и на периферии внутренней части крупных кольцевых структур 1-го порядка (диаметром более 50 км) сложного строения с признаками “телескопированности”, связанных с интрузивными образованиями, представленными диоритами, кварцевыми монцодиоритами, гранодиоритами заключительной фазы внедрения. Минерализация должна быть локализована совместно с участками сгущения линеаментов СЗ, СВ и/или субширотного направлений и в пределах региональных разломных зон протяженностью до сотен км. Оруденение формируется на заключительной стадии развития вулканических сооружений.

Ключевые слова: мультиспектральные снимки, золоторудная минерализация, линеаменты, морфоструктуры, тектоно-вулканическая реконструкция, Полярный Урал, Landsat 8

DOI: 10.31857/S0205961421050055

ВВЕДЕНИЕ

Спектральные методы дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) в практике геологоразведочных работ стали применяться в 1970-х гг. благодаря внедрению многоспектральных фотографий земной поверхности. Сегодня подобные методы широко используются наряду с традиционными (геологическими, геофизическими, геохимическими и др.) для прогнозирования различных типов рудной минерализации (Velsky et al., 2003; Vaughan et al., 2005; di Tommaso, Rubinstein, 2007; Zhang et al., 2007; Pour, Hashim, 2011; Amer et al., 2012).

В последнее время Арктика привлекает большое внимание научных кругов по всему миру, и все больше научных миссий нацелены на этот регион из-за огромных и разнообразных запасов полезных ископаемых, которые все еще плохо

изучены. В состав региона входят Северный Ледовитый океан, части территорий Аляски, Канады, Финляндии, Гренландии, Исландии, Норвегии, России и Швеции, а также прилегающие к ним моря.

Сегодня Китай также заинтересован в ресурсах Арктики. Эта страна не имеет доступа к региону, что объясняет их желание интернационализировать данную площадь. КНР является важным игроком на арктической территории и имеет свои интересы и приоритеты в этом районе (Xinmina, 2019).

Решение многих специфических задач в Арктике, включая прогнозирование залежей руды, также может быть решено с помощью космических технологий, обеспечивающих множество преимуществ для исследовательских и опытно-конструкторских проектов на этой площади, поз-

воляющих проводить широкомасштабные и относительно рентабельные наблюдения и сбор данных в регионе с ограниченной наземной инфраструктурой (Bohlmanna, Koller, 2020).

В настоящее время в специализированных журналах и книгах, посвященных ДЗЗ, очень мало работ по теме прогнозирования рудной минерализации на арктической территории (например, Pour, Hashim, 2012; Saqarää, Sarala, 2013; Graham et al., 2017; Иванова и др., 2019, 2020). Подобные единичные публикации встречаются у исследователей из Китая на территории страны. Их статьи направлены на прогнозирование различных типов минерализации (Cu-порфиновые, Ag–Pb–Zn, Ti–V–Fe, Fe–Cu-скарновые, Au) на основе технологий ГИС, 3D-моделирования, методов математической статистики с привлечением геологических, геохимических и геофизических данных (Wang, Chen, 2008; Cong et al., 2017; Lindagato et al., 2018; Zhang et al., 2019; Wang et al., 2020). Возможно, вскоре аналогичные работы появятся и для северных районов, поскольку в этой стране есть для этого все ресурсы и технологии (например, Xiong et al., 2020).

В данной статье мы представляем анализ мультиспектральных спутниковых изображений с КА ДЗЗ Landsat 8 и результаты морфоструктурного картирования территорий восточной части Полярного Урала, входящих в Российскую часть Арктики. Это исследование поможет выявить прогнозные особенности (геологические, морфологические) для золоторудного оруденения, которые могут быть использованы в качестве вспомогательного средства для разведки полезных ископаемых в других районах Полярного Урала и северных широтах.

Мы выбрали следующие площади (с севера на юг): Щучинскую зону (Юньягинское рудное поле), Тоупугол-Ханмейшорский рудный район и центральную часть Малоуральской зоны (ЦЧМЗ), являющиеся наиболее перспективными на выявление золоторудной минерализации. Сось-Харбейская площадь ранее была проанализирована Г.А. Миловским с соавторами (см. Миловский и др., 2007). Данная территория также является перспективной для выявления золотого оруденения и поэтому включена в работу.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ИЗУЧАЕМЫХ ТЕРРИТОРИЙ

Полярно-Уральский сегмент Восточно-Уральской мегазоны разделяют на Щучинскую и Войкарскую зоны (рис. 1). Они характеризуются осадочно-вулканогенным типом разреза, широко проявленным плутоническим и гипабиссальным магматизмом, сравнительно слабым динамотермальным и интенсивным дислокационным метаморфизмом. Формации отвечают обста-

новкам океанического рифтинга островодужных систем и активной континентальной окраины (Пучков, Иванов, 2020).

Щучинская зона располагается на северном окончании Восточно-Уральской мегазоны. На западе она ограничивается региональным разломом, входящим в систему Главного Уральского разлома (ГУР). Он представляет собой крупный надвиг, по которому комплексы Щучинской зоны надвинуты на комплексы Центрально-Уральской мегазоны. Фрагмент ГУР обрамляет Щучинский синклинорий в виде системы дугообразных нарушений, сливающихся в единую полукольцевую разломную структуру и образующую фронтальную часть надвига, теряющегося в восточном направлении под покровом мезозойских отложений.

В строении Щучинской зоны участвуют осадочные и вулканогенно-осадочные образования ордовика, силура, девона и карбона, прорванные разновозрастными интрузиями различного состава.

Интрузивные магматические образования на территории Щучинской зоны представлены массивами ультрабазитов, сформированных сыум-кеуским дунит-гарцбургитовым комплексом (O_{1-2}), слагающим одноименный массив, расположенный в ее западной части. Массив имеет протяженность 70 км и ширину до 12 км. К данным участкам приурочены рудные залежи хромитов, локализованные в телах дунитов. Образование сыум-кеуского и малыкского комплексов отнесены к офиолитовым комплексам Урала (Гурская, Смелова, 2003).

Крупные массивы базитов представлены породами малыкского (O_3) и харампэйско-масловского (S_1) габброноритовых комплексов.

Небольшие интрузивные тела образуют базиты юньягинского габбро-гранодиорит-гранитового комплекса (D_{1-2}). Они сложены метаморфизованными габброноритами и габброамфиболитами с линзовидно-полосчатым внутренним строением (Зылева и др., 2014; Andreichev et al., 2017).

С габбро и диоритами данного комплекса генетически связаны золотосодержащие скарново-магнетитовые месторождения и рудопроявления, локализованные в Юньягинское платино-золото-железорудном узле площадью 670 км² ($S-D_2$). Одноименное месторождение в настоящее время представляет промышленный интерес. Помимо данного объекта рудный узел вмещает ряд рудопроявлений и пунктов минерализации медно-железорудной скарновой с золотом, титан-железорудной мафитовой (волковский тип), ванадий-титан-железорудной ультрамафит-мафитовой (качканарский тип) и титан-железорудной метаморфогенной формаций.

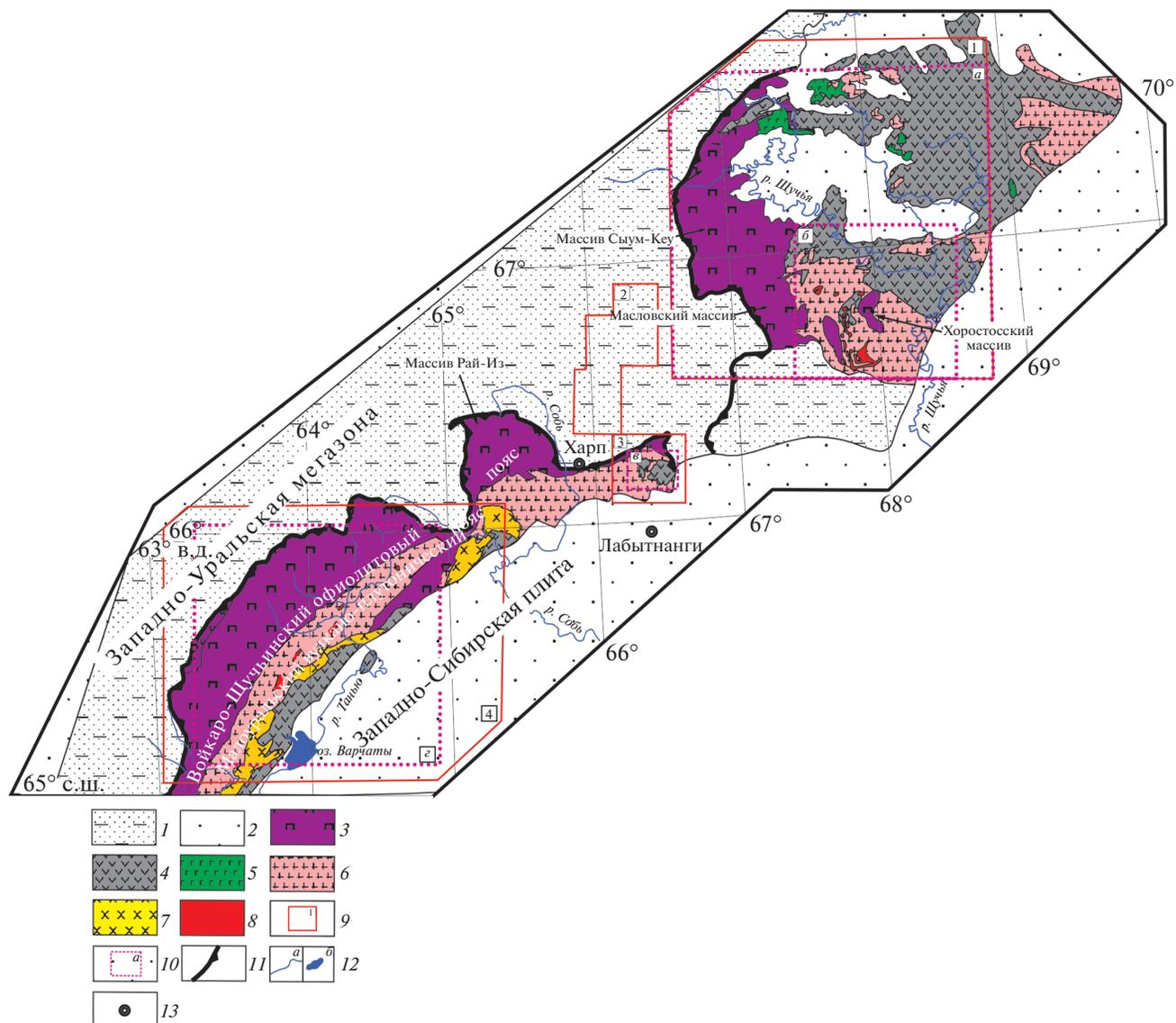


Рис. 1. Тектоническая схема Уральского складчатого пояса (по Государственная..., 2007): 1 – позднекембрийские и палеозойские образования Западно-Уральской структурной мегазоны; 2 – мезозойско-кайнозойский чехол Западно-Сибирской плиты; 3–9 – Восточно-Уральская мегазона (Шучьинская – южная, Войкарская – северная): 3 – ордовикские метаморфизованные гипербазиты и габброиды; 4 – ордовикско-девонские вулканические и вулканогенно-осадочные образования; 5 – средне-позднеордовикские габброиды и плагиогранитоиды хойпейского комплекса; 6 – ранне-среднедевонские диориты и гранитоиды юнягинского и собского комплексов; 7 – ранне-среднедевонские габброиды, диориты и монцонитоиды конгорского комплекса; 8 – средне-позднедевонские гранитоиды юрменекского и янослорского комплексов; 9–10 – границы изучаемых территорий, соответствующие рамкам на рис. 2–4: 9 – рис. 2, а (1), рис. 2, б (2), рис. 2, в (3), рис. 2, г (4); 10 – 3, а (а), рис. 4 (б), рис. 3, б (б), рис. 3, в (в); 11 – ГУР; 12 – основные реки и озеро; 13 – города.

Месторождение Юнягинское расположено в 10 км восточнее железнодорожной ветки Обская–Бованенково. На объекте выполнена предварительная разведка. Скважинами вскрыты рудоносные скарны на контакте плагиогранитов и диоритов юнягинского комплекса с эффузивно-осадочными породами янганапэйской толщи, представленной порфиоровыми андезибазальтами и базальтами и их туфами, содержащей маломощ-

ные прослои кварцитов, песчаников и мраморизованных известняков. В экзоконтакте интрузии породы превращены в роговики и скарны. Главные рудные минералы представлены магнетитом, пиритом, пирротинном и халькопиритом, образующими иногда линзообразные тела с крутым падением. Мощность рудных интервалов составляет до 120 м. Наблюдаются отдельные залежи массивных магнетитовых руд мощностью до 9 м.

Концентрация золота по данным пробирного анализа (кern разведочных скважин) проб составляет от 0.5 до 5.5 г/т (Селюкова и др., 1999). Ресурсы категории P_3 для рудного узла были апробированы Всероссийским научно-исследовательским геологическим институтом им. А.П. Карпинского (ФГУП ВСЕГЕИ) и утверждены в количествах: железная руда – 139.5 млн т, сопутствующее золото – 60 т; платина – 30 т (экспертами переведены в минерагенический потенциал) (Зылева и др., 2014). Другие известные перспективные рудопроявления и пункты минерализации изучены гораздо хуже.

Габброиды харампэйско-масловского комплекса образуют группы субизометричных массивов размером до 16 км, приуроченных к периферийным частям Шучинской зоны. Выделяются два крупных массива данного комплекса: Масловский и Хоросотосский (см. рис. 1). Первый массив с юго-запада обрезан крупным Ханмей-Сибилейским разломом, входящим в систему надвигов ГУР. Фланги массива дислоцированы нарушениями СЗ и СВ простираения. Второй – перекрыт кайнозойскими осадками. К массивам габброидов харампэйско-масловского комплекса приурочены залежи титано-магнетитовых руд магматогенного типа (Зылева и др., 2014; Andreichev et al., 2017).

Войкарская зона имеет субмеридиональное ССВ простираение и представляет собой ряд аллохтонов, полого погружающихся в ВЮВ направлении. Зона существенно тектонизирована и разбита надвигами на отдельные пластины. Аллохтоны состоят из вулканогенных и терригенно-вулканогенных пород палеозойского возраста океанического и надсубдукционного происхождения. Подошва аллохтонов (в западной части Войкарской зоны) ограничена ГУР. Восточная часть зоны сложена ранне-среднепалеозойскими и поздне-докембрийскими блоками в различной степени метаморфизованных ультраосновных и основных пород офиолитовой ассоциации. Эти блоки слагают горные массивы Рай-Из и Войкаро-Сыньинский в осевой части Уральского хребта. Восточнее ГУР расположены девонские надсубдукционные плутонические, гипабиссальные, а также ассоциирующие с ними преимущественно вулканические и вулканогенно-осадочные образования (D_3-S_2) Восточной подзоны (Малоуральская зона) (Ремизов и др., 2014).

Малоуральская зона в среднем палеозое (O_3-C_1) представляла собой либо островную дугу (O_3-D_1), сменившуюся в раннем девоне окраинно-континентальным вулканоплутоническим поясом (Язева, Бочкарев, 1984), либо островную дугу, сформированную на гетерогенном основании (Кузнецов и др., 2000; Соболев и др., 2017; 2018). В северной и западной частях Войкарской подзоны массивы Войкаро-Сыньинский и Рай-Из об-

рамлены с юга и востока полосой габбро-амфиболитов. На востоке расположены ордовикско-девонские островодужные плутонические и осадочно-вулканические комплексы, объединенные в Малоуральскую подзону. В ней (к востоку от габбро-амфиболитов) выходят на поверхность вулканические толщи (поздний ордовик – средний девон) с тонкими прослоями осадочных пород, прорванными интрузиями разного состава (от габбро до гранитоидов) (Государственная..., 2007). Эти вулканические толщи являются частью палеозойской островодужной системы Полярного Урала, которая в эйфеле и вплоть до пермского столкновения с Восточно-Европейским континентом развивалась, скорее всего, как зрелая островная дуга (Estrada et al., 2012; Викентьев и др., 2017).

Геологическое строение Манюкую-Варчатинского рудного узла, Тоупугол-Ханмейшорского рудного района и Сось-Харбейской площади можно найти в отчетах (Прямоносков и др., 2001; Галлиулин и др., 2005; Шишкин и др., 2007; Перминов и др., 2009; и др., Бутаков и др., 2012; Кременецкий, 2012; Зылева и др., 2014; Ремизов и др., 2014; и др.) и работах (Черняев и др., 2005; Кениг, Бутаков, 2013; Soloviev и др., 2013; Викентьев и др., 2017).

МЕТОДИКА

В процессе анализа космических снимков (КС) нами была использована трехканальная мозаика, составленная из сцен КА ДЗЗ Landsat 8 в растровом формате MrSID с разрешением на местности ~30 м и площадью около 35000 м². Анализ КС проводился в программе ArcGis. При обработке КС основное внимание уделялось выявлению дизъюнктивных нарушений (линейных, дуговых, кольцевых и радиально-концентрических). Наиболее четко линейные выражаются на каналах раstra RGB = 1 : 2 : 2; 7 : 5 : 3 и 10 : 7 : 3 по резкой границе фототона и рисунку речной сети.

Анализ КС основывался на комплексном подходе, включающем морфоструктурный анализ (Иванова и др., 2019): снятие информативных структурных показателей рельефа и гидрографической сети с различных изображений земной поверхности; выявление главнейших морфоструктурных элементов в масштабе 1 : 200000; сопоставление с имеющимися геологическими картами, данными геофизических работ (карты магнитных и гравитационных полей, масштаб 1 : 200000 – как для изучаемой площади (Шишкин и др., 2007; Прямоносков и др., 2001; Ремизов и др., 2014; Зылева и др., 2014)), так и для сопредельных территорий с целью уточнения внешних контуров морфоструктур и элементов их внутреннего строения.

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Комплексная аэрогеофизическая съемка Щучинской зоны была выполнена АО “ГНПП “Аэрогеофизика” в 2006–2009 г. по госзаказу для составления геофизической основы в зоне проектируемой железной дороги Ивдель–Лабитнанги (Калмыков, Трусов, 2015). Съемка проводилась в масштабе 1 : 50000. В геофизический комплекс входили: аэромагниторазведка, аэроэлектроразведка дипольного индуктивного профилирования и аэрогамма-спектрометрия.

Щучинская зона по данным геофизических исследований имеет дугообразную морфологию с повышенными значениями магнитного поля и поля силы тяжести, приуроченными к ее периферийным частям в соответствии с развитыми здесь комплексами плутогенных формаций гипербазитов и габброидов. Внутренние и восточные области структуры характеризуются спокойным характером потенциальных полей и их пониженным уровнем, что обусловлено развитием здесь палеозойских вулканогенно-осадочных и осадочных комплексов, а также присутствием наложенных мезозойских впадин, выполненных мощной толщей терригенных осадков.

Геофизические исследования для Тоупугол-Ханмейшорской площади можно найти в отчетах (Волчков, Кряжев, 2005; Будаков и др., 2012).

В 2009 г. ИМГРЭ провело комплекс геофизических работ в пределах Манюкую-Варчатинского рудного узла (ЦЧМЗ) с целью уточнения положения рудных зон и корректировки на этой основе бурения для заложения скважин: метод вызванной поляризации с установкой срединного градиента по сети 50 × 10; профильные высокочастотные магнитометрические работы; аэромагнитные съемки масштаба 1 : 50000.

В результате в пределах рудопроявления Благодатное была выявлена крупная отрицательная аномалия, интерпретируемая как глубокозалегающая интрузия конгорского комплекса, с которой, вероятно, связано оруденение (рис. 2г) (Кременецкий, 2012).

АНАЛИЗ КС ИЗУЧАЕМЫХ ТЕРРИТОРИЙ

Впервые для территории Щучинской зоны с помощью многоспектрональных КС КА ДЗЗ Landsat 8 мы был проведен анализ, построена морфоструктурная карта (рис. 2, а) и выполнена тектоно-вулканическая реконструкция (рис. 3, а).

В работе (Дьяконов, 2011) был проведен палеофациальный анализ палеовулкана (Щучинский) с выделением жерловой, прижерловой, склоновой и удаленной фаций.

С помощью КС уверенно выделяются фрагменты Центрально-Уральской мегазоны, представленные радиальными субпараллельными линиями СЗ направления от 20 до 40 км и ГУР –

также радиальные субпараллельные разрывные нарушения, но уже СВ ориентировки протяженностью до 30 км (см. рис. 2, а, 3, а). Данный палеовулкан имеет овальную форму, вытянутую в СЗ направлении, и размер 90 × 95 км. В ее строении входят 3 дуговые структуры 2-го и более низших порядков.

С анализом КС для Тоупугол-Ханмейшорского рудного района и ЦЧМЗ можно ознакомиться в статьях (Иванова и др., 2019, 2020) (рис. 2, в, з).

Методику анализа КС для Собы-Харбейской площади и их интерпретацию можно посмотреть в статье (Миловский и др., 2007) (рис. 2, б).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Как уже было сказано выше, на геофизических картах четко фиксируется и прослеживается Ханмей-Сибилейская зона разломов, которую не удалось выделить на КС. Это, скорее всего, связано с тем, что западная часть палеовулкана сильно эродирована, а значительная часть ее восточной половины скрыта под мезо-кайнозойским чехлом, мощность которого более 1 км.

Возможно, данная зона разломов является долгоживущей структурой, с глубинным заложением (проникает в земную кору и верхнюю мантию) и магмопроводящим характером. Она совместно с линеаментами СВ направления “контролировала” главный глубинный очаг внутри данного палеовулкана. В периоды активизации по ним происходили тектонические подвижки, сопровождавшиеся притоком мантийного тепла, и, возможно, происходило “перемещение” очага с ЮЗ на СВ (по возрасту интрузивных массивов) с поступлением легкоподвижных компонентов из глубинных оболочек.

Параллельно возникали второстепенные (дополнительные) малоглубинные очаги, формировавшие дуговые/кольцевые структуры № 1, 2, 3 более низших порядков с разнообразной рудной специализацией (Томпсон и др., 1984).

На периферии кольцевой структуры № 1 локализованы рудопроявления Мо, Ti и Cr (см. рис. 2, а). К внутренней части кольцевой структуре № 2 относится наибольшее число рудопроявлений Fe и Hg, включая месторождение Юнгинское. К кольцевой структуре № 3 приурочены рудопроявления Fe и Ti. Возможно, наименьшее разнообразие рудной минерализации для кольцевой структуры № 3 связано с тем, что она образовалась последней в результате постепенного отмирания исходного и/или второстепенного очага с дефицитом порции глубинных расплавов и флюидов, тогда как кольцевая структура № 2 не испытывала недостатка расплавов (Поцелуев и др., 2006).

На площадях Тоупугол-Ханмейшорского рудного района и ЦЧМЗ прослеживаются протяженные

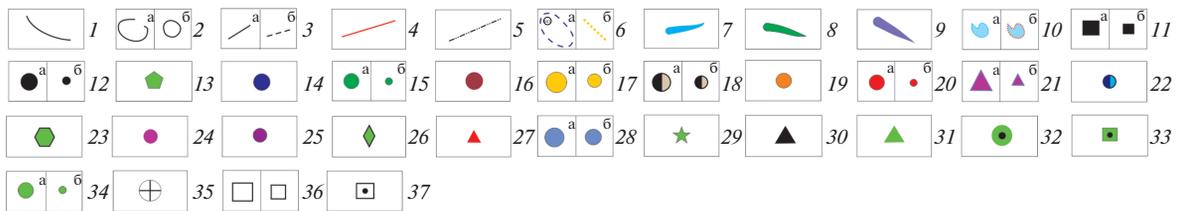
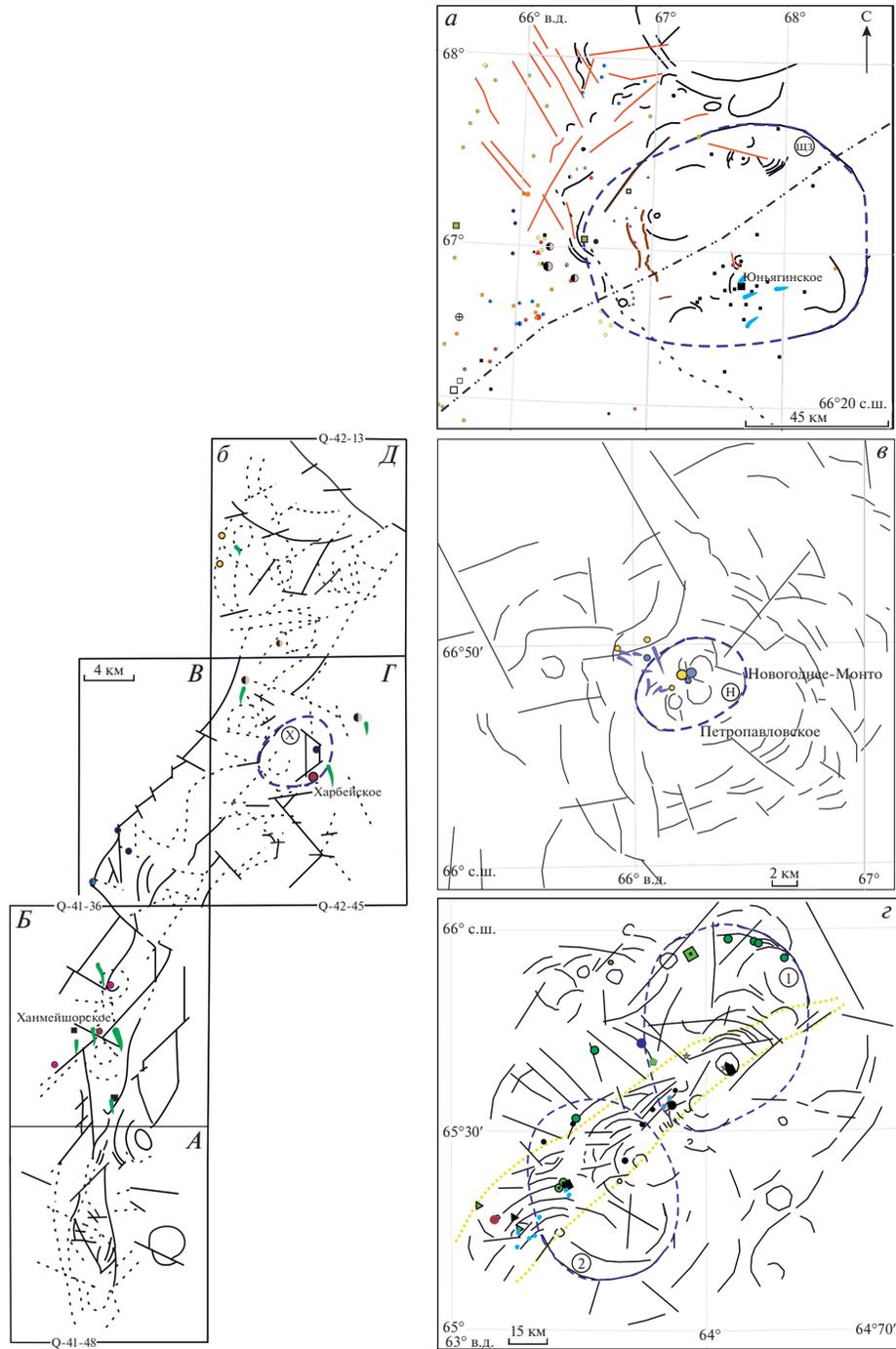


Рис. 2. Морфоструктурные карты: Щучинская зона (а), Собь-Харбейская площадь (по Миловский и др., 2007) с добавлениями (площади: А–Д: А – Яркеуская, Б – Ханмейская, В – Понпельзская, Г – Тайкеуская, Д – Харбейская (б), Тоупугол-Ханмейшорский рудный район (в), ЦЧМЗ (г). Условные обозначения: 1–6 – линеаменты: 1 – концентрические структуры 1-го и 2-го порядков; 2 – кольцевые (а) и дуговые (б) морфоструктуры 3-го порядка центрального типа; 3 – радиальные (а) и радиальные с нечетко выраженными структурно-тектоническими или геоморфологическими особенностями территории, которые не всегда подтверждаются в результате геолого-разведочных работ по (Миловский и др., 2007) для рис. 2, б; 4 – ГУР; 5 – Ханмей-Сибилейская зона разломов, вынесенная с геофизической карты; 6 – контуры: Щучинская зона (ЩЗ), Харбейская морфоструктура (Х), Новогодненская морфоструктура (Н), морфоструктуры № 1 и № 2 ЦЧМЗ (1, 2) (а); структура СВ направления ЦЧМЗ (б); 8–11 – субвулканические тела: 7 – диориты и гранодиориты 2-й фазы внедрения юнягинского комплекса по (Зылева и др., 2014); 8 – кварцевые диориты и гранодиориты харбейско-собского комплекса 2-й фазы внедрения по (Шишкин и др., 2007), 9 – кварцевые диориты кварцевые диориты собского комплекса 2-й фазы внедрения Тоупугол-Ханмейшорского рудного района по (Прямосов и др., 2001), 10 – кварцевые монодиориты, гранодиориты и диориты конгорского комплекса Манюкую-Варчатинского рудного поля по (Шишкин и др., 2007) (а); перспективные интрузии диоритов конгорского комплекса 2-й фазы внедрения, выявленные в ходе геофизических работ (б), 11 – Fe–Cu–Au (а – месторождение, б – рудопроявление), 12 – Fe–Ti–V (а – месторождение, б – рудопроявление), 13 – рудопроявление Cu–Pd–Au, 14 – рудопроявление Pb, 15 – рудопроявление Cu, 16 – Mo–Cu рудопроявление, 17 – золото–кварцевый/порфирировый тип (а – месторождение, б – рудопроявление); 18 – Tn–Nb (а – месторождение, б – рудопроявление); 19 – месторождение Mn, Fe, Ge; 20 – Mo (а – месторождение, б – рудопроявление), 21 – Cr (а – месторождение, б – рудопроявление), 22 – Pb–Zn рудопроявление; 23 – рудопроявление Be; 24 – рудопроявление Sb; 25 – рудопроявление Hg; 26 – рудопроявление редких земель; 27 – рудопроявление Mn, 28 – скарново-магнетитовый тип с золотом (а – месторождение, б – рудопроявление), 29 – рудопроявление Pt, 30 – рудопроявление Fe–Cu, 31 – Cu–Au рудопроявление, 32 – рудопроявление Cu–Mo, 33 – точка минерализации Cu–Zn, 34 – Cu–Zn (а – месторождение, б – рудопроявление), 35 – месторождение фосфорита, 36 – месторождение (а), рудопроявление (б) жадита, 37 – месторождение мусковита. Черными кружками внутри Манюкую-Варчатинского рудного поля показаны рудопроявления Благодатное, Геохимическое и Полярная Надежда.

радиальные ← зоны первого порядка. Они имеют СВ (до 50 км) и СЗ (до 25 км) направления (см. рис. 2, в, г). Эти структуры, вероятно, соответствуют ослабленным участкам земной коры (зонам декомпрессии), фиксирующим разломы фундамента и контролирующим рудную минерализацию (Горный и др., 2014).

К морфоструктуре № 1 (ЦЧМЗ) приурочено большинство рудопроявлений, которые локализованы в основном на ее периферии (Cu, Au, Zn, Fe, Ti, V). Рудопроявления Благодарное, Геохимическое и Полярная Надежда также принадлежат морфоструктуре № 1. Некоторые рудопроявления Fe, Cu, Mo принадлежат морфоструктуре № 2. Рудопроявления и точки минерализации (Cu–Mo, Fe–Ti–V, Cu располагаются во внутренней части, Fe–Cu, Mo–Cu, Cu–Au – во внешней части) относятся к морфоструктуре № 2 (см. рис. 2, в, г).

Кроме того, в пределах ЦЧМЗ была выделена серия коротких по простиранию радиальных линеаментов СВ простирания, сосредоточенных в полосе шириной 25 км при общей длине первые сотни км. Эта зона формирует структуру СВ направления и, вероятно, отражает дизъюнктивные нарушения и сложное блоковое строение территории, а также, вероятно, играет рудоконтролирующую роль. Возможно, она образовалась позже морфоструктур № 1 и 2, поскольку при пересечении кольцевых структур концентрические и радиальные линеаменты пересекают их без видимого смещения, так и с разрывами, а также с обрезаниями и смещениями отдельных частей кольцевых разломов (Космическая..., 1983).

ТЕКТОНО-ВУЛКАНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ИЗУЧАЕМЫХ ТЕРРИТОРИЙ

По (Ваганов и др., 1985; Ананьев и др., 2010) для кольцевых структур № 1 и 2 ЦЧМЗ выявлено, что в целом со временем положение последовательно формировавшихся очагов при подъеме к поверхности смещалось на юг и затем на ЮЗ в ходе эволюции магматического процесса (рис. 3, в) (Иванова и др., 2020).

Для основной кольцевой структуры Щучинской зоны проведение тектоно-вулканической реконструкции было затруднительным из-за небольшого числа выделенных дуговых/кольцевых линеаментов 1-го порядка и мощного чехла осадков мезозой-кайнозойского возраста. Мы можем посмотреть, как менялись со временем характер и траектории очагов, формировавших дуговые и кольцевые структуры 2 и 3-го порядков, входящих в Щучинскую зону.

Данные линеаменты также имеют признаки телескопированности расположения дуговых структур. Траектория магматического очага также изменялась при его подъеме к поверхности. Так для кольцевой структуры № 1 направление смещения траектории магматического очага было с ЮЗ на СВ. Для кольцевой структуры № 2 с СЗ на ЮВ. Для кольцевой структуры № 3 – с СВ на ЮЗ (рис. 3, а).

По расчетам (Ваганов и др., 1985, Аэрокомические..., 2000) для Щучинского палеовулкана можно заключить, что основная магматическая камера располагалась на глубине 30 км (или ниже?) – в нижних частях земной коры. Для кольцевых структур № 1, 2 и 3 промежуточные камеры располагались на глубинах примерно 18, 6 и 8 км,

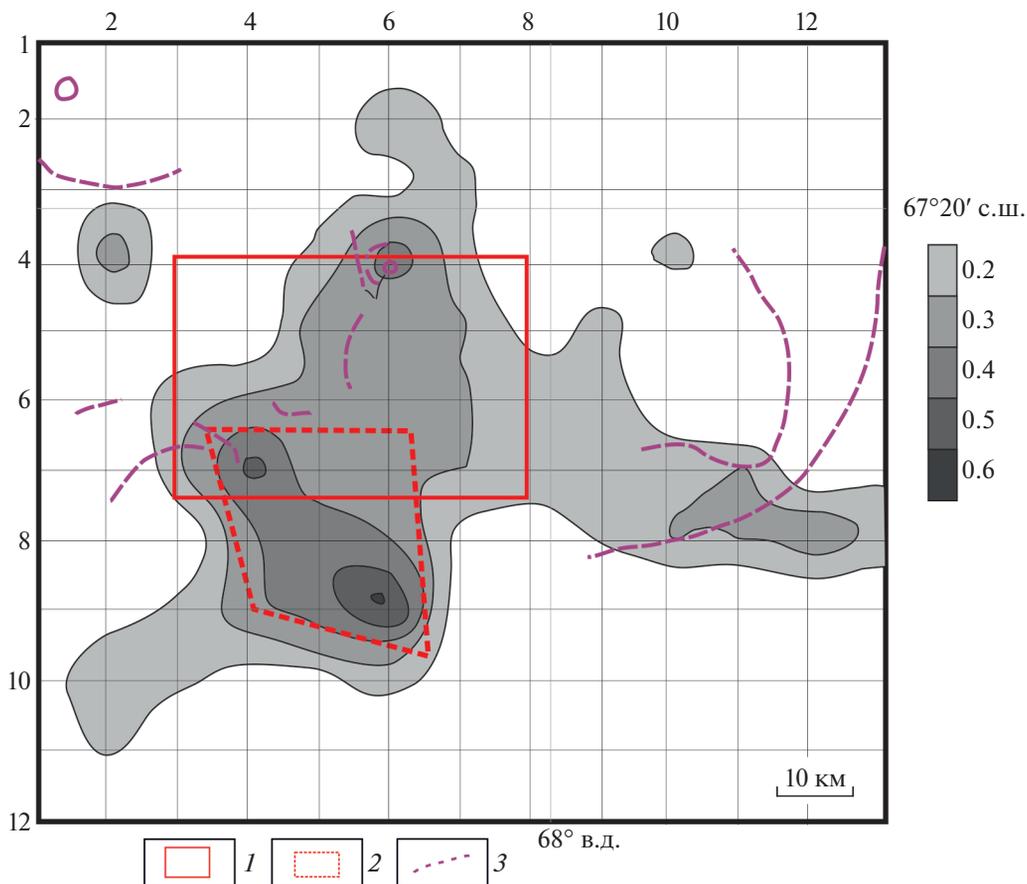


Рис. 4. Прогнозная карта на золото-медно-порфировый тип оруденения: 1 – границы Юньягинского рудного поля, 2 – рекомендуемый участок для прогнозных работ; 3 – линеаменты, вынесенные с рис. 3, а. Градацией серого цвета показаны рискованные зоны. Горизонтальные и вертикальные линии – сетка, где по горизонтали изображены профили, по вертикали – линии.

соответственно, что отвечает средней и верхней частям земной коры.

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ЗОЛОТО-МЕДНО-ПОРФИРОВОГО ТИПА МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ПРЕДЕЛАХ ЩУЧЬИНСКОЙ ЗОНЫ

В работе (Иванова, Бочнева, 2016) на основе разработанной методики прогнозирования оруденения для Щучьинской зоны (Юньягинское рудное поле и прилегающая территория) приведена прогнозная карта для золото-медно-порфировой минерализации с указанием на ней рискованных зон и линеаментов (совмещение прогнозной и морфоструктурных карт) (рис. 4), где рискованные зоны – это различные уровни вероятности обнаружения оруденения. По мере увеличения насыщенности цветом возрастает степень уверенности в прогнозе золото-медно-порфировой минерализации, т.е. вероятности обнаружения оруденения.

Зона с наибольшим значением прогноза образует компактную область, расположенную в юго-западной части исследуемой территории, чуть

ниже Юньягинского рудного поля и составляет небольшую площадь ~101 км².

В пределах рекомендуемой области необходимы дальнейшие крупномасштабные (в т.ч. полевые) работы, которые рекомендуется проводить совместно с геофизическими и геохимическими исследованиями.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕРРИТОРИЙ

Мы сравнили морфоструктурные карты Щучьинской зоны, Сось-Харбейской площади, Топугул-Ханмейшорского рудного района и ЦЧМЗ для выявления схожих структурных особенностей локализации золотого оруденения и разработки прогнозно-поисковых признаков на данный тип оруденения.

Территории имеют следующие сходства:

1. На площадях присутствуют тектоно-магматические образования сложной природы и длительной эволюции.

2. Внутреннее строение кольцевых морфоструктур 1-го порядка осложняется радиальными разломами разного ранга СЗ и СВ направления, субширотными нарушениями, которые секут концентрические и (или) дуговые линеаменты 2-го и 3-го ранга, а также зонами концентрации мелких кольцевых структур.

3. Рудная минерализация принадлежит центрам кольцевых структур 2-го порядка (диаметр от 10 км и более) и периферии внутренних частей крупных кольцевых структур 1-го порядка (диаметром более 50 км) сложного строения с признаками телескопированности совместно с участками сгущения линеаментов СЗ и/или СВ, а также субширотного направлений в пределах региональных разломных зон протяженностью до сотен км.

4. Интрузивные образования представлены многофазными и разновозрастными комплексами, с которыми связана минерализация.

Различия:

1. Новогодненская морфоструктура (6 × 10 км), а также кольцевые и дуговые структуры Сось-Харбейской площади (до 5 км) имеют меньший диаметр, чем морфоструктуры ЦЧМЗ (54 × 44 км и 48 × 38 км) и Щучьинской зоны (90 × 95 км).

2. Кольцевые и дуговые структуры Сось-Харбейской площади (до 10 км) и Тоупугол-Ханмейшорского рудного района (до 20 км) сопровождаются менее протяженными радиальными линеаментами, чем морфоструктуры № 1 и 2 ЦЧМЗ (до 50 км).

3. Новогодненская морфоструктура – вулканоплутоническая моногенная структура 2-го порядка – вероятно, образованная под влиянием одного ведущего геологического процесса, тогда как Щучьинская зона и морфоструктуры ЦЧМЗ – кольцевые структуры 1-го порядка, которые формировались в периоды тектонической активизации, сопровождавшей импульсами магматической деятельности ниже- и среднекоровых очагов.

4. Изучаемые концентрические структуры отличаются морфологией, характером магматизма, типом металлогенической зональности внутри структур за счет индивидуальных особенностей рудоносности отдельных блоковых структур и влияния секущих, специализированных линеаментных зон различной ориентировки.

7. Щучьинская зона отличается разнообразием рудной минерализации по сравнению с другими территориями, возможно, из-за наличия протяженной до 145 км Ханмей-Сибилейской зоны, определяющей размещение минерализации.

ВЫВОДЫ

Таким образом, в результате анализа изображений КА Landsat 8 территорий восточного склона Полярного Урала в сочетании с комплексным

подходом установлено, что золоторудная минерализация северного сегмента Урала приурочена к сложно построенной системе кольцевых, дуговых и радиальных структур. Представляется, что первоочередное значение в рудолокализации играли крупные кольцевые морфоструктуры, реконструированные в качестве корневых частей длительно развивавшихся стратовулканов с глубокофокусными (Щучьинская зона, ЦЧМЗ) и относительно мелкофокусными (Новогодненское рудное поле, Сось-Харбейская площадь) магматическими очагами.

На основании результатов, полученных в ходе исследования 4 площадей, можно сделать вывод, что золоторудную гидротермальную минерализацию на севере восточного склона Урала следует искать в концентрических кольцевых структурах 2-го порядка (диаметр от 10 км и более) в ассоциации с субвулканическими телами кварцевых диоритов/гранодиоритов и на периферии внутренней части крупных кольцевых структур 1-го порядка (диаметром более 50 км) сложного строения с признаками телескопированности, связанных с интрузивными образованиями, представленными диоритами, кварцевыми монцодиоритами, гранодиоритами заключительной фазы внедрения. Минерализация должна быть локализована совместно с участками сгущения линеаментов СЗ, СВ и/или субширотного направлений и в пределах региональных разломных зон протяженностью до сотен км. Оруденение формируется на заключительной стадии развития вулканических сооружений.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Авторы выражают благодарность Российскому фонду фундаментальных исследований (грант № 20-35-70060) за финансовую поддержку.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ананьев Ю.С., Поцелуев А.А., Житков В.Г.* Космоструктурные модели золоторудных объектов Западной Калбы // Изв. Томского политех. ун-а. 2010. Т. 317. № 1. С. 35–42.
- Аэрокосмические методы геологических исследований / Под ред. А.В. Перцова. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 316 с.
- Бутаков К.В., Гандулкадыров М.М., Шамсутдинова Р.Р.* Оценочные работы на золотое оруденение в пределах Тоупугол-Ханмейшорской площади. Отчет о результатах работ за 2010–2012 гг. Результаты оценочных работ в пределах Тоупугол-Ханмейшорской площади. Лабитнанги, 2012. 126 с.
- Ваганов В.И., Иванкин П.Ф., Кропоткин П.Н.* и др. Взрывные кольцевые структуры щитов и платформ. М.: Наука, 1985. 200 с.
- 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. местор. 2017. Т. 59. № 6. С. 501–541.

- Волчков А.Г., Крайнев С.Г. Вещественный состав, условия локализации и формирования золотого оруденения Новогодненского рудного поля. Тоупугол-Ханмейшорская площадь, Полярный Урал. Отчет по договору № бд. М.: ЦНИГРИ, 2005.
- Галиуллин И.З., Перминов И.Г., Коновалов Ю.И. и др. Специализированные геохимические поиски на благородные и редкие металлы в пределах Западно-Харьбейской площади за 2004–2005 гг., Лабытнанги, 2005.
- Горный В.И., Крицук С.Г., Латыпов И.Ш., Тронин А.А. Особенности минералогической зональности рудно-магматических систем, вмещающих кварцево-жильные месторождения золота (по материалам спутниковой спектроскопии) // Современ. пробл. дистан. зондир. Земли из космоса. 2014. Т. 11. № 3. С. 140–156.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (3-е поколение). Уральская серия. Лист Q-41 – Воркута. Объясн. зап. СПб: ВСЕГЕИ, 2007. 541 с.
- Гурская Л.И., Смелова Л.В. Платинометальное минералообразование и строение массива Сьум-Кеу (Полярный Урал) // Геол. руд. местор. 2003. Т. 45. № 4. С. 353–371.
- Дьяконов В.В. Фанерозойские палеовулканические сооружения и рудная минерализация медно-молибден-порфирирового типа // Дис. док. геол.-мин. наук. Москва: РУДН, 2011, 289 с.
- Зылёва Л.И., Коновалов А.Л., Казак А.П. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (3-е поколение). Серия Западно-Сибирская. Лист Q-42 – Салехард: Объясн. зап. СПб.: ВСЕГЕИ, 2014. 396 с.
- Калмыков Б.А., Трусов А.А. Особенности внутреннего строения палеозойских комплексов Шучьинского синклиория Полярного Урала по аэрогеофизическим данным // Разведка и охрана недр. 2015. С. 57–64.
- Кениг В.В., Бутаков К.В. Месторождения рудного золота Новогоднее-Монто и Петропавловское – новый золоторудный район на Полярном Урале // Разведка и охрана недр. 2013. № 11. С. 22–24.
- Космическая информация в геологии / Под ред. А.В. Пейве. М.: Наука, 1983. 536 с.
- Кременецкий А.А. Обоснование поисковых и поисково-ревизионных работ на рудное золото в пределах Манююкун-Варчатинского рудного узла (рудопроявление): Полярная Надежда, Геохимическое и Благодарное). Масштаб 1 : 10000. М.: ФГУП ИМГРЭ, 2012. 45 с.
- Кузнецов Н.Б., Удоратина О.В., Андрищев В.Л. Палеозойское изотопное омоложение комплексов доуралид и проблема эволюции восточной окраины восточно-европейского континента в палеозое // Вест. Воронеж. гос. ун-а. Сер.: Геология. 2000. № 9. С. 15–19.
- Иванова Ю.Н., Бочнева А.А. Прогнозирование перспективных площадей на золото-медно-порфирировый тип оруденения на основе анализа поисковых признаков и их функциональных и корреляционных взаимосвязей // Геоинформатика. 2016. № 2. С. 41–50.
- Иванова Ю.Н., Выхристенко Р.И., Викентьев И.В. Геологическая позиция и структурный контроль оруденения Тоупугол-Ханмейшорского района (Полярный Урал) по результатам дистанционного зондирования // Исслед. Земли из космоса. 2019. № 3. С. 66–76.
- Иванова Ю.Н., Выхристенко Р.И., Викентьев И.В. Структурный контроль золоторудной минерализации центральной части Малоуральского вулканоплутонического пояса (Полярный Урал) по результатам анали-
- за мультиспектральных снимков космического аппарата Landsat 8 // Исслед. Земли из космоса. 2020. № 4. С. 51–62.
- Миловский Г.А., Денисова Е.А., Ежов А.А., Каленкович Н.С. Прогнозирование оруденения на Сось-Харьбейской площади (Полярный Урал) по космогеологическим данным // Исслед. Земли из космоса. 2007. № 6. С. 29–36.
- Перминов И.Г., Григорьев В.В., Козлитин В.И. и др. Прогнозно-поисковые работы на рудное золото в пределах Сось-Харьбейской площади (ЯНАО). Отчет по работам 2006–2009 гг. согласно госконтракту № 111-143/1. Полярно-Уральское ГПП. 2009. Лабытнанги.
- Поцелуев А.А., Бабкин Д.И., Котеев В.И. Калгутинское комплексное месторождение (Горный Алтай): минералого-геохимическая характеристика, флюидный режим рудообразования // Геол. руд. местор. 2006. Т. 48. № 5. С. 439–459.
- Пучков В.Н., Иванов К.С. Тектоника севера Урала и Западной Сибири: общая история развития // Геотектоника. 2020. № 1. С. 41–61.
- Прямоносов А.П., Степанов А.Е., Телегина Т.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000 (2-е изд.). Серия Полярно-Уральская. Лист Q-41-XII. Объясн. зап. Салехард: Комитет природных ресурсов по ЯНАО, 2001. 231 с.
- Ремизов Д.Н., Шишкин М.А., Григорьев С.И. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000 (2-е изд., циф.). Серия Полярно-Уральская. Лист Q-41-XVI (г. Хордьюс). Объясн. зап. СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2014. 256 с.
- Селюкова Т.Н., Галиуллин И.З., Ивановская Г.П. и др. Отчет о поисковых работах на золото вдоль трассы Обская-Бованенково. Отчет Харьбейского отряда за 1996–1999 гг., п. Полярный, Полярно-Уральское государственное геологическое предприятие, 1999.
- Соболев И.Д., Соболева А.А., Удоратина О.В. и др. Девонский островодужный магматизм Войкарской зоны Полярного Урала // Геотектоника. 2018. № 5. С. 39–74.
- Соболев И.Д., Шадрин А.Н., Растрогуев В.А., Козырева Д.А. Раннеостроводужные гранитоиды Шучьинской зоны Полярного Урала (результаты U-Pb (Sims) датирования цирконов) // Вест. Моск. ун-а. Сер. 4: Геология. 2017. Вып 1. С. 22–32.
- Томпсон И.Н., Кочнева Н.Т., Кравцов В.С., Середин В.В., Селиверстова В.А., Хорошилов Л.В. Металлогения скрытых линейментов и концентрических структур // М.: Недра, 1984. 272 с.
- Черняев Е.В., Черняева Е.И., Седельникова А.Ю. Геология золото-скарнового месторождения Новогоднее-Монто (Полярный Урал) // Скарны, их генезис и рудоносность (Fe, Cu, Au, W, Sn, ...). Мат. конф. XI Чтения А.Н. Заварицкого. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2005. С. 131–137.
- Шишкин В.А., Астапов А.П., Кабатови Н.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист Q-41 – Воркута. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. 541 с.
- Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Войкарский вулканоплутонический пояс (Полярный Урал). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 156 с.
- 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.

- Andreichev V.L., Kulikova K.V., Larionov A.N., Sergeev S.A.* Age of island-arc granites in the Shchuch'ya zone, Polar Urals: first U–Pb (SIMS) results // *Doklady Earth Sciences*. 2017. T. 477. № 1. P. 1260–1264.
- Bohlmanna U.M., Koller V.F.* ESA and the Arctic – The European Space Agency's contributions to a sustainable Arctic // *Acta Astronautica*. 2020. V. 176. P. 33–39.
- Cong Y., Dong Q., Bagas L., Xiao K., Wang K.* Integrated GIS-based modelling for the quantitative prediction of magmatic Ti–V–Fe deposits: A case study in the Panzhihua-Xichang area of southwest China // *Ore Geol. Rev.* 2017. V. 91. P. 1102–1118.
- 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.
- Estrada S., Henjes-Kunst F., Burgath K.P., Roland N.W., Schäfer F., Khain E.V., Remizov D.N.* Insights into the magmatic and geotectonic history of the Voikar massif, Polar Urals // *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*. 2012. V. 163. № 1. P. 9–42.
- 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.
- Johnson M.C., Rutherford M.J.* Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks // *Geol.* 1989. V. 17. № 9. P. 837–841.
- Lindagato P., Li Yon., Yang G., Duan F., Wang Z.* Application of geostatistical analyst methods in discovering concealed gold and pathnder elements as geochemical anomalies related to ore mineralization // *Geologos*. 2018. V. 24. Is. 2. P. 95–109.
- Pour B.A., Hashim M.* The application of ASTER remote sensing data to porphyry copper and epithermal gold deposits // *Ore Geol. Rev.* 2012. V. 44. P. 1–9.
- Pour B.A., Hashim M.* The Earth Observing-1 (EO-1) satellite data for geological mapping, southeastern segment of the Central Iranian Volcanic Belt, Iran // *Int. J. Physical Scie.* 2011. V. 6(33). P. 7638–7650.
- Ridolfi F., Renzulli A., Puerini M.* Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2010. V. 160. № 1. P. 45–66.
- Sarapää O., Sarala P.* Rare earth element and gold exploration in glaciated terrain: example from the Mäkärä area, northern Finland // *Geochem: Explor, Environ, and Anal.* 2013. V. 13(2). P. 131–143.
- 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 // *Miner Deposita*. 2013. 48(5). P. 603–627.
- Vaughan R.G., Hook S.J., Calvin W.M., Taranik J.V.* Surface mineral mapping at Steamboat Springs, Nevada, USA, with multi-wavelength thermal infrared images // *Rem. Sens Environ.* 2005. V. 99. P. 140–158.
- Velosky J.C., Stern R.J., Johnson P.R.* Geological control of massive sulfide mineralization in the Neoproterozoic Wadi Bidah shear zone, southwestern Saudi Arabia, inferences from orbital remote sensing and field studies // *Precambrian Res.* 2003. 123(2–4). P. 235–247.
- Wang G., Chen J.* Mineral resource prediction and assessment of copper multi-mineral deposit based on GIS technology in the north of Sanjiang region China // *Earth Scien. Frontiers*. 2008. V. 15. Is. 4. P. 27–32.
- Wang J., Zhou Y., Xiao F.* Identification of multi-element geochemical anomalies using unsupervised machine learning algorithms: A case study from Ag–Pb–Zn deposits in northwestern Zhejiang China // *Appl. Geochem.* 2020. V. 120. Article 104679.
- Xinmina M.* China's Arctic policy on the basis of international law: Identification, goals, principles and positions // *Marine Policy*. 2019. № 100. P. 265–276.
- Xiong F., Robinson B.Z.P.T. Xiangzhen J.Y., Meng X.F.* Genesis of the Ray-Iz chromitite, Polar Urals: Inferences to mantle conditions and recycling processes // *Lithos*. 2020. V. 374–375. Research Article.
- Zhang M., Zhou G., Shen L., Zhao W., Wang C.* Comparison of 3D prospectivity modeling methods for Fe–Cu skarn deposits: A case study of the Zhuchong Fe–Cu deposit in the Yueshan orefield (Anhui), eastern China // *Ore Geol. Rev.* 2019. V. 114. Article 103126.
- Zhang X., Panzer M., Duke N.* Lithologic and mineral information extraction for gold exploration using ASTER data in the south Chocolate Mountains (California) // *J. Photogram. and Rem. Sens.* 2007. V. 62. P. 271–282.

Structural Control of Gold Ore Mineralization of the Eastern Slope of the Polar Urals (Russia) Based on the Analysis of Multispectral Images of Spacecraft the Landsat 8

J. N. Ivanova^{1, 2} and R. I. Vyhristenko¹

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

²*Peoples' Friendship University of Russia, Moscow, Russia*

We analysed the territories of the eastern slope of the Polar Urals, promising for the identification of gold mineralization based on the materials of the multispectral satellite imagery of the Landsat 8 spacecraft: Yunyaginskoe ore field (Shchuchinskaya zone), Toupugol-Khanmeyshorsky ore region, and Manyukuyu-Vorchatinsky ore cluster (central part of the Malouralskaya zona). It was compared with these arias, which revealed similar features as regards geological structure and the location of deposits and ore occurrences in the system of morphological structures. This will help to identify predictive features (geological, morphological) for gold-bearing ore mineralization. The identification of these features in underexplored parts of the eastern slope of the Polar Urals would aid mineral exploration in this remote region. In general, prospecting for gold ore hydrothermal mineralization in the north of the eastern slope of the Polar Urals should be carried out in centers of second-order ring structures (10 km and more in diameter) in association with subvolcanic bodies of quartz diorites/granodiorites, and on the periphery of the inner part of large ring structures of the

first order (more than 50 km in diameter) of a complex structure with signs of “telescoping” associated with intrusive formations, represented by diorites, quartz monzodiorites, and granodiorites of the final phase of intrusion. Mineralization should be localized together with areas of thickening lineaments in NW, NE and/or sublatitudinal directions and within regional fault zones up to hundreds of kilometers in length. Mineralization is formed in the final development stage of volcanic structures.

Keywords: multispectral satellite images, gold deposits, lineaments, morphostructural, tectono-volcanic reconstruction, the Polar Urals, Landsat 8

REFERENCES

- Aerospace methods of geological research / Ed. A.V. Perstov, St. Petersburg: VSEGEI, 2000. 316 p. (In Russian).
- 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.
- Anan'yev Yu.S., Potseluyev A.A., Zhitkov V.G. Cosmostructural models of gold deposits at the Zapadnaya Kalba // *Izv. Tomsk. Politekh. Univ.* 2010. V. 317. № 1. P. 35–42. (In Russian)
- Andreichev V.L., Kulikova K.V., Larionov A.N., Sergeev S.A. Age of island-arc granites in the Shchuch'ya zone, Polar Urals: first U–Pb (SIMS) results // *Doklady Earth Sciences*. 2017. T. 477. № 1. P. 1260–1264.
- Bohlmanna U.M., Koller V.F. ESA and the Arctic – The European Space Agency's contributions to a sustainable Arctic // *Acta Astronautica*. 2020. V. 176. P. 33–39.
- Butakov, K.V., Gapdulkadyrov, M.M., Shamsutdinova, R.R. Appraisals on Gold Mineralization in the Toupugol–Khanmeishor Area. Report on the Results of Activities for 2010–2012. Results of Appraisals in the Toupugol–Khanmeishor Area, Labytnangi, 2012. (In Russian).
- Chernyaev E.V., Chernyaeva E.I., Sedel'nikova A.Yu. Geology of the gold-skarn deposit the Novogodnee-Monto (the Polar Urals) // *Genesis and Ore Content of Skarns: Proceedings of the XI Conference A.N. Zavaritskii Readings (Fe, Cu, Au, W, Sn, ...)*, Ekaterinburg: IGIg UrO RAN, 2005. P. 131–137. (In Russian)
- Cong Y., Dong Q., Bagas L., Xiao K., Wang K. Integrated GIS-based modelling for the quantitative prediction of magmatic Ti–V–Fe deposits: A case study in the Panzhihua-Xichang area of southwest China // *Ore Geol. Rev.* 2017. V. 91. P. 1102–1118.
- 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.
- Dyakonov V.V. Phanerozoic paleovolcanic structures and ore mineralization of copper-molybdenum-porphyry type // *Dis. of doctor of geol.-min. sciences*. Moscow: RUDN, 2011, 289 p. (in Russian)
- Estrada S., Henjes-Kunst F., Burgath K.P., Roland N.W., Schäfer F., Khain E.V., Remizov D.N. Insights into the magmatic and geotectonic history of the Voikar massif, Polar Urals // *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*. 2012. V. 163. № 1. P. 9–42.
- Galiullin I.Z., Perminov I.G., Kononov Yu.I., and et al. Report on the results of works on completion of the object: “Specialized geochemical prospecting for noble and rare metals in within the West Harbeyskaya area Labytnangi”, 2005.
- Gornyy V.I., Kritsuk S.G., Latypov I.Sh., Tronin A.A. Features of the mineralogical zoning of ore-magmatic systems that containing quartz-vein gold deposits (based on satellite spectrometry) // *Sovrem. Probl. Distantionnogo Zondirovaniya Zemli Kosmosa*. 2014. V. 11. № 3. P. 140–156 (In Russian)
- Graham G.E., Kokaly R.F., Kelley K.D., and 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.
- Gurskaya L.I., Smelova L.V. PGE mineral formation and the structure of the Syum-Keu massif (Polar Urals) // *Geol. of Ore Dep.* 2003. V. 45. № 4. P. 309–325.
- Ivanova J.N., Bochneva A.A. Prediction of prospective areas of gold-copper-porphyry mineralization based on the analysis of prediction features and their functional and correlation relationships // *Geoinformatika*. 2016. № 2. P. 41–50 (In Russian).
- Ivanova J.N., Vyhristenko R.I., Vikentiev I.V. Geological position and structural control of ore mineralization in the Toupugol-Khanmeishorsky district (the Polar Urals) based on the remote sensing results // *Izvestiya Atmospheric and Oceanic Physics*. 2019. V. 55. № 9. P. 1379–1388.
- Ivanova J.N., Vyhristenko R.I., Vikentiev I.V. Structural control of gold mineralization in the central part of the Malouralskiy volcano-plutonic belt (Polar Urals) based on the analysis of multispectral images of the Landsat 8 spacecraft // *Issledovanie Zemli iz Kosmosa*, 2020. № 4. P. 51–62.
- Johnson M.C., Rutherford M.J. Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks // *Geol.* 1989. V. 17. № 9. P. 837–841.
- Kalmykov B.A., Trusov A.A. Special features of internal structure of paleozoic complexes of Shuchenskiy synclinorium in Polar Urals With the help of airborne geophysical data // *Razvedka i okhrana neдр.* 2015. P. 57–64. (In Russian)
- Kenig V.V., Butakov K.V. Ore gold deposits the Novogodnee-Monto and the Petropavlovskoye are a new gold ore region in the Polar Urals // *Razvedka i okhrana neдр.* 2013. № 11. P. 22–24. (In Russian)
- Kremenetsky A.A. Justification of search and prediction and audit works on gold within the Manukuyu-Varchatinsky ore cluster (the Polyarnaya Nadezhda, the Geokhimicheskoe, and the Blagodatnoye ore occurrence). Scale 1 : 10000. Moscow: FSUC IMGRE. 2012. 45 p. (in Russian)
- Kuznetsov N.B., Udoratina O.V., Andreichev V.L. Paleozoic isotope rejuvenation of the pre-Uralide complexes and the problem of the Paleozoic evolution of the eastern margin of the East European continent, Vestn. Voronezh. Gos. Univ., Ser. Geol. 2000. № 3(9). P. 15–19. (in Russian)
- Lindagato P., Li Yon., Yang G., Duan F., Wang Z. Application of geostatistical analyst methods in discovering concealed gold and pathnder elements as geochemical anomalies related to ore mineralization // *Geologos*. 2018. V. 24. Is. 2. P. 95–109.
- Milovsky G.A., Denisova E.A., Yezhov A.A., Kalenkovich N.S. Asting mineralization in the Sob'-Kharbey area (the Polar Urals) from Geospatial data // *The study of the Earth from space*. 2007. № 6. P. 29–36. (In Russian)

- Mineragenic potential of the subsoil of Russia. Is. 2: The Ural nappe-fold area: 3 v. V. 1: the Polar and the Northern Urals. Moscow: GEOKART: GEOS. 2013, 484 p. (In Russian)
- Perminov I.G., Grigoriev V.V., Kozlitin V.I.* et al. Prospecting and prospecting works for ore gold within the Sob-Kharbeyskaya area (YaNAO). Report on works 2006–2009 according to the State Contract No. 111–143 // Labytnangi, the Polar-Ural State Geological Enterprise, 2009. (In Russian)
- Potseluev A.A., Babkin D.I., Kotegov V.I.* The Kalguty complex deposit, the Gorny Altai: Mineralogical and geochemical characteristics and fluid regime of ore formation // Geol. of Ore Dep. 2006. V. 48. № 5. P. 384–401.
- Pour B.A., Hashim M.* The application of ASTER remote sensing data to porphyry copper and epithermal gold deposits. Ore Geol. Rev. 2012. V. 44. P. 1–9.
- Pour B.A., Hashim M.* The Earth Observing-1 (EO-1) satellite data for geological mapping, southeastern segment of the Central Iranian Volcanic Belt, Iran // Int. J. Physical Scie. 2011. V. 6(33). P. 7638–7650.
- Pryamonosov A.P., Stepanov A.E.* et al. State geological map of the Russian Federation. Scale 1 : 200000 (second edition). The Polar Ural series. Q-41-XII Sheet. Explanatory note. Salekhard: natural resources committee for the Yamalo-Nenets autonomous district. 2001. 231 p. (In Russian)
- Puchkov V.N., Ivanov K.S.* Tectonics of the Northern Urals and Western Siberia: General History of Development // Geotectonics. 2020. V. 54. № 1. P. 35–53.
- Remizov D.N., Shishkin M.A., Grigoriev S.I., Stepunin A.V.* et al. State geological map of the Russian Federation. Scale 1 : 200,000 (second edition, digital). The Polar-Ural series. Sheet Q-41-XVI (Khordyus). Explanatory letter. Saint Petersburg: Cartographic factory VSEGEI. 2014, 256 p. (In Russian)
- Ridolfi F., Renzulli A., Puerini M.* Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes // Contrib. Mineral. Petrol. 2010. V. 160. № 1. P. 45–66.
- Sarapää O., Sarala P.* Rare earth element and gold exploration in glaciated terrain: example from the Mäkärä area, northern Finland // Geochem: Explor, Environ, and Anal. 2013. V. 13(2). P. 131–143.
- Selyukova T.N., Galiullin I.Z., Ivanovskaya G.P.*, and et al. Report on prospecting works for gold along the Obskaya – Bovanenkov highway. Harbei Detachment Report 1996–1999 biennium Pos. Polyarny, Polar-Ural State Geological Enterprise, 1999. (In Russian)
- Shishkin M.A., Astapov A.P., Kabatov N.V.* et al. State geological map of the Russian Federation. Scale 1 : 1000000 (third generation). The Ural series. Q41 – Vorkuta sheet: Explanatory note. St. Petersburg: VSEGEI. 2007. 541 p. (In Russian)
- Sobolev I.D., Shadrin A.N., Rastorguev V.A., Kozyreva D.A.* Early island-arc granitoids of THE Shchuchinskaya Zone of the Polar Urals: U–PB (SIMS) zircon isotope data // Moscow University Geology Bulletin. 2017. V. 72. № 2. P. 115–125.
- Sobolev I.D., Soboleva A.A., Udoratina O.V.*, and et al. Devonian island-arc magmatism of the Voikar zone in the Polar Urals // Geotectonics. 2018. V. 52. № 5. P. 531–563.
- 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 // Miner Deposita. 2013. V. 48(5). P. 603–627.
- Space information in geology / Ed. A.V. Peive. Moscow: Nauka, 1983. 536 p. (In Russian)
- State geological map of the Russian Federation. Scale 1 : 1000000 (3rd generation). Ural Series. Sheet Q-41 – Vorkuta. Explanatory note. St. Petersburg: VSEGEI. 2007, 541 p. (In Russian)
- Thompson I.N., Kochneva N.T., Kravtsov V.S., Seredin V.V., Seliverstova V.A., Khoroshilov L.V.* Metallogeny of hidden lineaments and concentric structures. Moscow: Nedra, 1984, 272 p. (In Russian)
- Vaganov V.I., Ivankin P.F., Kropotkin P.N.* et al. Explosive ring structures of shields and platforms. M.: Nauka. 1985, 200 p. (In Russian)
- Vaughan R.G., Hook S.J., Calvin W.M., Taranik J.V.* Surface mineral mapping at Steamboat Springs, Nevada, USA, with multi-wavelength thermal infrared images // Rem. Sens Environ. 2005. V. 99. P. 140–158.
- Velosky J.C., Stern R.J., Johnson P.R.* Geological control of massive sulfide mineralization in the Neoproterozoic Wadi Bidah shear zone, southwestern Saudi Arabia, inferences from orbital remote sensing and field studies // Precambrian Res. 2003. V. 123(2–4). P. 235–247.
- 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 // Geol. Ore Dep. 2017. V. 59(6). P. 482–520.
- Volchkov A.G., Kryazhev S.G.* Species composition, localization and formation conditions of gold mineralization in the Novogodnensky ore field, Toupuogol–Khanmeishor area, Polar Urals. Contract report no. 6. 2005. 150 p. (In Russian)
- Wang G., Chen J.* Mineral resource prediction and assessment of copper multi-mineral deposit based on GIS technology in the north of Sanjiang region China // Earth Scien. Frontiers V. 15. Is. 4. 2008. P. 27–32.
- Wang J., Zhou Y., Xiao F.* Identification of multi-element geochemical anomalies using unsupervised machine learning algorithms: A case study from Ag–Pb–Zn deposits in northwestern Zhejiang China // Appl. Geochem. 2020. V. 120. Article 104679.
- Xinmina M.* China's Arctic policy on the basis of international law: Identification, goals, principles and positions // Marine Policy. 2019. № 100. P. 265–276.
- Xiong F., Robinson B.Z.P.T., Xiangzhen J.Y., Meng X.F.* Genesis of the Ray-Iz chromitite, Polar Urals: Inferences to mantle conditions and recycling processes // Lithos. 2020. V. 374–375. Research Article.
- Yazeva R.G., Bochkarev V.V.* Voikar volcano-plutonic belt (Polar Urals). Sverdlovsk: UC AN SSSR, 1984. 156 p. (In Russian)
- Zhang M., Zhou G., Shen L., Zhao W., Wang C.* Comparison of 3D prospectivity modeling methods for Fe–Cu skarn deposits: A case study of the Zhuchong Fe–Cu deposit in the Yueshan orefield (Anhui), eastern China // Ore Geol. Rev. 2019. V. 114. Article 103126.
- Zhang X., Panzer M., Duke N.* Lithologic and mineral information extraction for gold exploration using ASTER data in the south Chocolate Mountains (California) // J. Photogram. and Rem. Sens. 2007. V. 62. P. 271–282.
- Zylova L.I., Kononov A.L., Kazak A.P.* et al. State geological map of the Russian Federation. Scale 1 : 1000000 (third generation). Series West Siberian. Sheet Q-42 – Salekhard: Explanatory note. Saint-Petersberg: VSEGEI, 2014. 396 p. (In Russian)

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

ПРИМЕНЕНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ ВЫСОКОГО РАЗРЕШЕНИЯ ПРИ ПОИСКАХ ПРИБРЕЖНЫХ РОССЫПЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ УГЛЕВОДОРОДОВ В СЕВЕРНЫХ МОРЯХ РОССИИ

© 2021 г. Г. А. Миловский^а, *, В. Т. Ишмухаметова^а, А. Д. Апарин^а

^аНаучный геоинформационный центр РАН, Москва, Россия

*E-mail: oregas@mail.ru

Поступила в редакцию 26.10.2020 г.

Для оценки возможностей многозональной космической съемки высокого разрешения при поисках прибрежных россыпей и месторождений углеводородов в северных морях России использованы данные с российских аппаратов КФА-1000 и Ресурс-П (геотон). Эта космическая съемка с разрешением на местности от 5 до 1 метра позволяет проводить исследования в масштабе от 1 : 25000 до 1 : 5000 и открывает новые возможности для поисков полезных ископаемых в прибрежной зоне, так как позволяет выявлять структурные элементы, контролирующие расположение прибрежных россыпей и залежей углеводородов.

Ключевые слова: космическая съемка высокого разрешения, геолого-геофизические данные, поисковые признаки, прибрежные россыпи, месторождения углеводородов

DOI: 10.31857/S0205961421060063

ВВЕДЕНИЕ

Космическая съемка высокого разрешения практически не применяется при поисках месторождений углеводородов и россыпей, локализованных в прибрежной акватории арктических морей России. Это обусловлено объективными причинами: наличием снежно-ледяного покрова, сохраняющегося в прибрежной зоне большую часть года, метеорологическими условиями, затрудняющими получение качественных снимков, а также сложностью последующей разработки выявленных месторождений. В последнее время наблюдается усиление интереса российских нефтегазовых компаний к восточному сектору российской Арктики, вместе с тем, исследованиям береговой линии на наличие такого недооцененного источника золота как прибрежно-морские россыпи не уделяется должного внимания. Космическая съемка с разрешением на местности от 5 до 1 метра позволяет в масштабе 1 : 25000–1 : 5000 по морфологическим особенностям рельефа и растительности прибрежной зоны выявлять структурные элементы, контролирующие расположение россыпей и залежей углеводородов.

РЕЗУЛЬТАТЫ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

С учетом низкой геологической изученности прилегающей к морю Лаптевых территории

оценка перспектив ее нефтеносности будет значительно точнее при использовании методов дистанционного зондирования, обладающих большой обзорностью и генерализующим эффектом. Исследование прибрежной зоны и акватории моря Лаптевых показало, что путем синтеза изображений в различных спектральных каналах можно изучать особенности рельефа и структурные элементы, как трассирующиеся на материковой части, так и развитые в пределах шельфовой зоны (рис. 1). В результате дешифрирования с учетом всего комплекса космических и геолого-геофизических данных выявлена субширотная зона тектонических нарушений запад–северо-западного простирания, осложненная ортогональными разломами северо-восточного направления. Использованные в качестве эталонов месторождения и проявления углеводородов тяготеют к овоидной структуре диаметром около 30 км, расположенной в зоне влияния субширотной зоны дислокаций, и осложненной дизъюнктивами северо-восточного простирания. Подобные овоидные структуры по космическим данным были выявлены в акватории Хатангского залива и к югу-востоку от озера Портнягино. В эстуарии реки Хатанга, в р-не полуострова Хара-Тумус, дистанционными методами исследовано строение акватории (рис. 2) и выявлен перспективный на наличие залежей углеводородов участок Прибрежный: 73°43′–73°53′ с.ш.; 109°20′–109°55′ в.д. Крупная овоидная зонально-концентрическая структура с соотношением

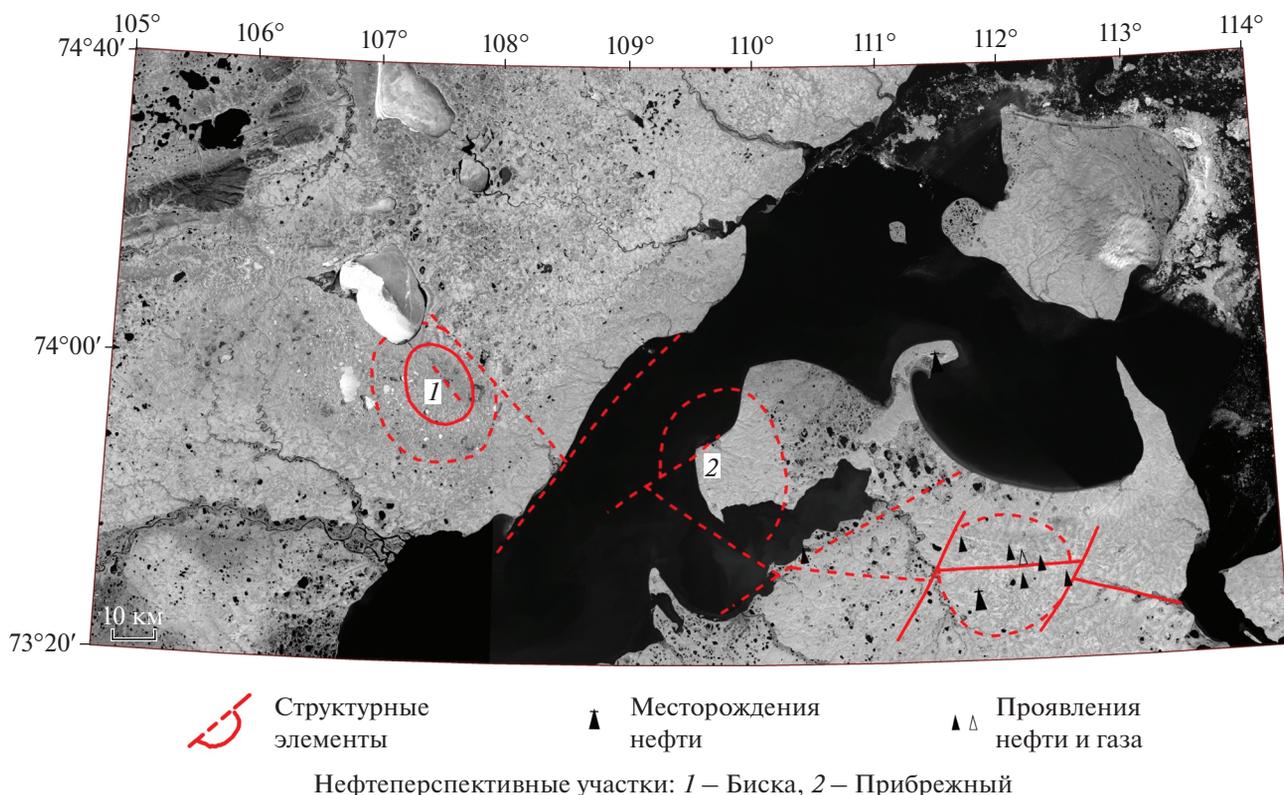


Рис. 1. Результаты космодешифрования нефтеконтролирующих структур в эстуарии р. Хатанга на площади S-48-XVI-XVIII, XXII-XXIV, S-49-XIII-XXIV.

длинной и короткой осей 38 и 28 км, соответственно, выявлена на площади между оз. Портнягино и побережьем Хатангского залива. Эта структура частично деформирована разломом северо-западного простирания и по комплексу геолого-геофизических и космических данных может рассматриваться как потенциально нефтеносная. В пределах этой структуры установлены три вида последовательно сформированных локальных разломов: субмеридионального, северо-западного и северо-восточного простирания. Характерной особенностью овоидной структуры является наличие наложенных кольцевых структур диаметром 4–6 км, формирование которых происходило последовательно с северо-востока на юго-запад. Природа этих структур, вероятно, обусловлена формированием соляных куполов в девонских отложениях, развитых на данной площади. В пределах исследуемой овоидной структуры наиболее перспективным является сложенный аптскими терригенными отложениями участок Биска: 73°58'–74°02' с.ш.; 107°30'–107°40' в.д.

Дешифрирование многозональной космической съемки с разрешением 1 м позволяет проводить одновременное прогнозирование различных видов полезных ископаемых на исследуемой площади. На территории, прилегающей к морю Лап-

тевых, отмечены находки алмазов (рис. 3) в шлиховых пробах из современных русловых, пойменных и террасовых отложений, а также в шлиховых пробах из древних отложений триасового возраста. В работах компании АЛРОСА (Фолисевич, 2000) отмечается связь современных шлиховых ореолов минералов-спутников алмаза с их более древними коллекторами, сформированными в прибрежно-морских условиях. Установленные в пределах кряжа Прончищева россыпные проявления алмазов позволяют рассматривать примыкающую к кряжу Прончищева акваторию моря Лаптевых в качестве перспективной на наличие россыпей алмазов. Для сравнения отметим, что известные прибрежно-морские россыпи атлантического побережья Африки отличаются хорошей сортностью и высоким качеством алмазов.

Преобладающая часть запасов и прогнозных ресурсов золота шельфовых зон России сосредоточена в Арктике (Иванова, 1998). Потенциал золотоносности шельфовых зон связан, главным образом, с Таймыро-Североземельской золото-россыпной провинцией, охватывающей о. Большевик и северную часть п-ова Таймыр. На рис. 4, 5 представлены результаты геологической съемки юго-восточной части острова Большевик и материалы космической съемки высокого разреше-

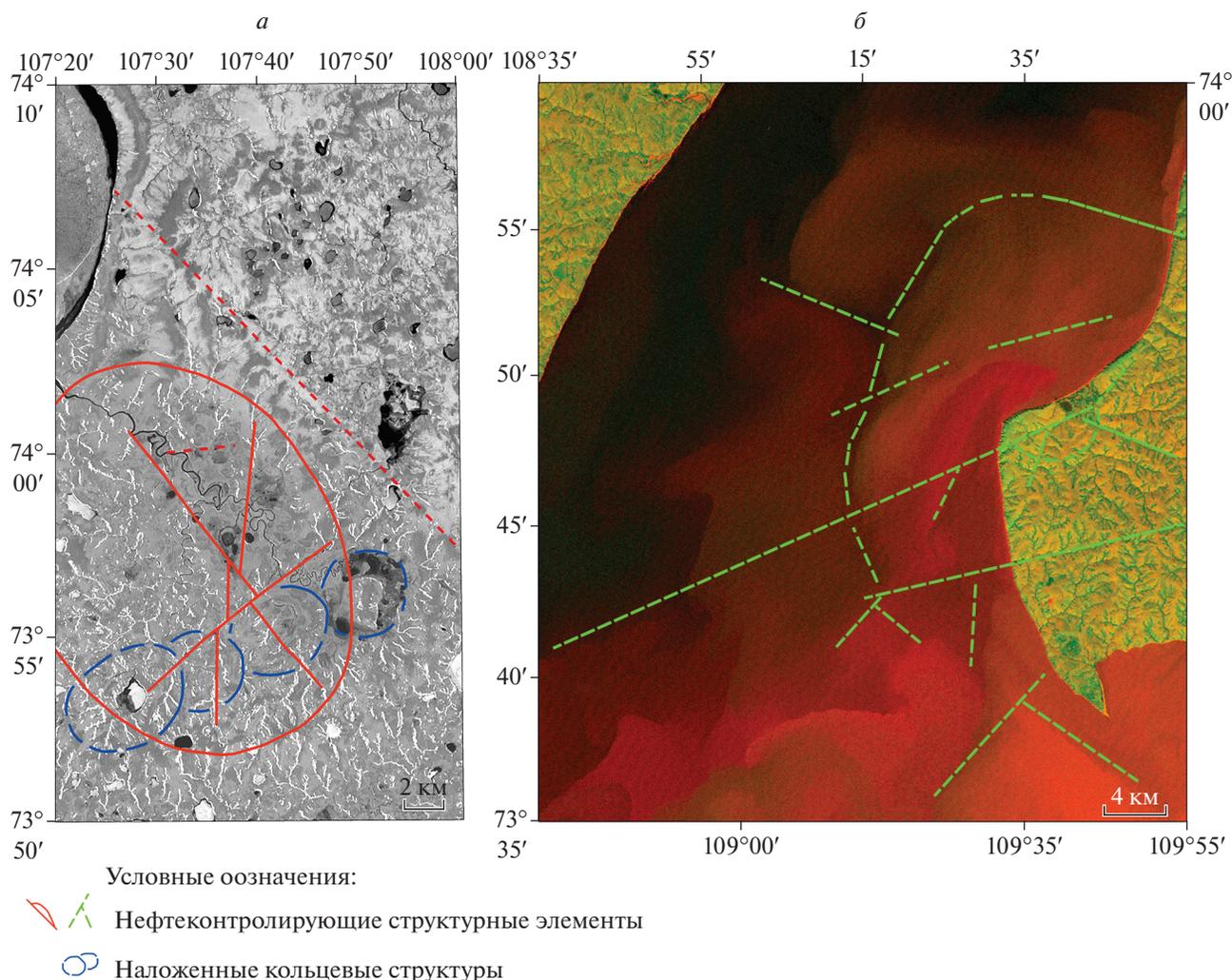


Рис. 2. Результаты космодешифрования участков: *а* – Биска, *б* – Прибрежный.

ния на данную площадь. В результате космодешифрования отчетливо диагностируются доминирующие на изучаемой площади взбросы и сбросы север-северо-восточного и субмеридионального простирания. При дешифровании материалов съемки Ресурс-П установлено, что основные структурные элементы осложнены многочисленными непротяженными сдвигами. Распределение последних подчинено следующей закономерности: сдвиги северо-восточного простирания доминируют в северо-восточной части исследуемой площади, а сдвиги северо-западного простирания находятся в западной и южной ее части. Разграничение областей преобладания северо-западных и северо-восточных сдвигов проходит примерно по линии меридиана 104 град 30 мин восточной долготы. Здесь же наблюдается максимальная плотность дизъюнктивов всех азимутальных направлений. В западной части площади доминируют отложения сложнинской толщи, а

в восточной части преобладает голышевская толща. Проявления коренного золота тяготеют к участкам пересечения региональных север-северо-восточных разломов и осложняющих их сдвигов как северо-восточного, так и северо-западного простирания. На Таймыро-Североземельской площади имеются лицензионные участки, на которых ведутся геолого-разведочные работы и добыча золота.

На мелководном шельфе Чукотского моря известны россыпи золота, локализованные в прибрежной полосе от р. Рывеем до р. Амгуэма. На россыпном месторождении Рывеем было добыто около 250 тонн золота. Отсутствие богатых коренных источников уникальных Рывеемских россыпей предполагает либо их эродированность, либо наличие еще не выявленных коренных источников. Космическая съемка высокого разрешения Ресурс-П (геотон) использована для выявления структурных факторов, контролирующих про-

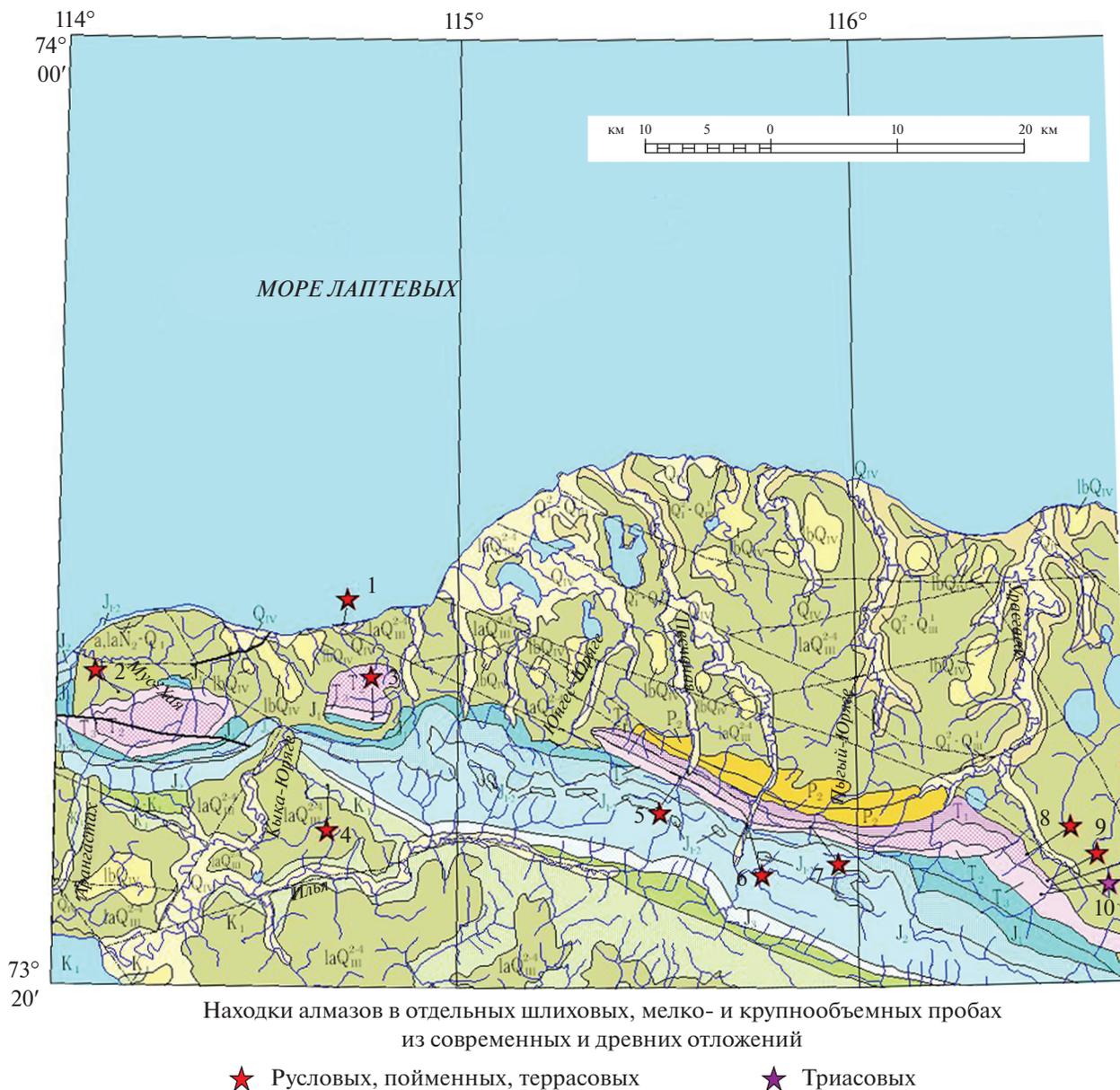


Рис. 3. Карта алмазоносности S-50-XIX, XX, XXI (по материалам РГФ отчет № 476859 Фолисевич М.Я., 2000).

странственную локализацию прибрежных россыпей. К этим факторам относятся минерализованные зоны тектонических нарушений вдоль которых развивались линейные коры выветривания, являвшиеся вероятными источниками питания россыпей, а также малоамплитудные неотектонические движения отдельных блоковых морфоструктур, которые определяли условия образования россыпей в древних долинах (Агибалов, 2019).

На месторождении Рывеем локализация россыпей определяется разломом восток-северо-восточного простирания, разделяющим исследуемую площадь на южную и северную части; северо-

ро-западными разломами, ограничивающими область выявленных россыпей; а также серией сдвигов, смещающих выше перечисленные структуры (рис. 6). В верховьях р. Рывеем рудопроявления коренного золота по материалам съемки Ресурс-П контролируются разломами северо-западного простирания и секущими их разрывными элементами северо-северо-восточного простирания. Золото-сульфидно-кварцевые рудопроявления Кувет-Рывеемской металлогенической зоны представлены сульфоантимонитовым и золото-теллуридно-висмутовым типами (Лоренц, 2019).

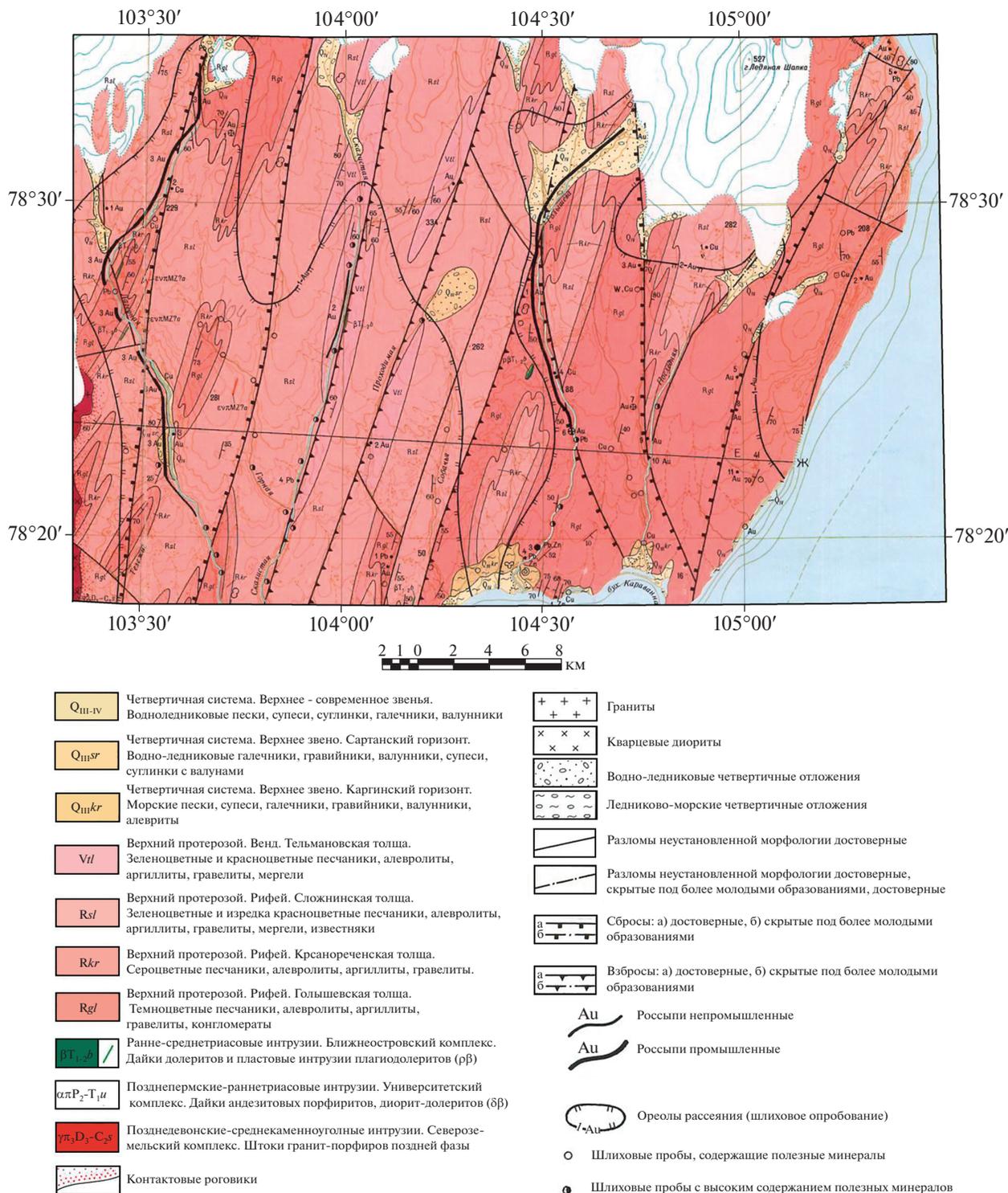


Рис. 4. Геологическая карта юго-восточной части о. Большевик.

В акватории Берингова моря россыпное золото добывается на Аляске в районе Нома. Вдоль береговой линии Чукотского полуострова также выявлены проявления россыпного золота, приуроченные к палеоруслу рек, расположенных на

мелководном шельфе. На карте полезных ископаемых (рис. 7) отмечены как ореолы рассеяния золота на морском шельфе, так и затопленные речные долины. Наибольший промышленный интерес могут представлять дельтовые россыпи

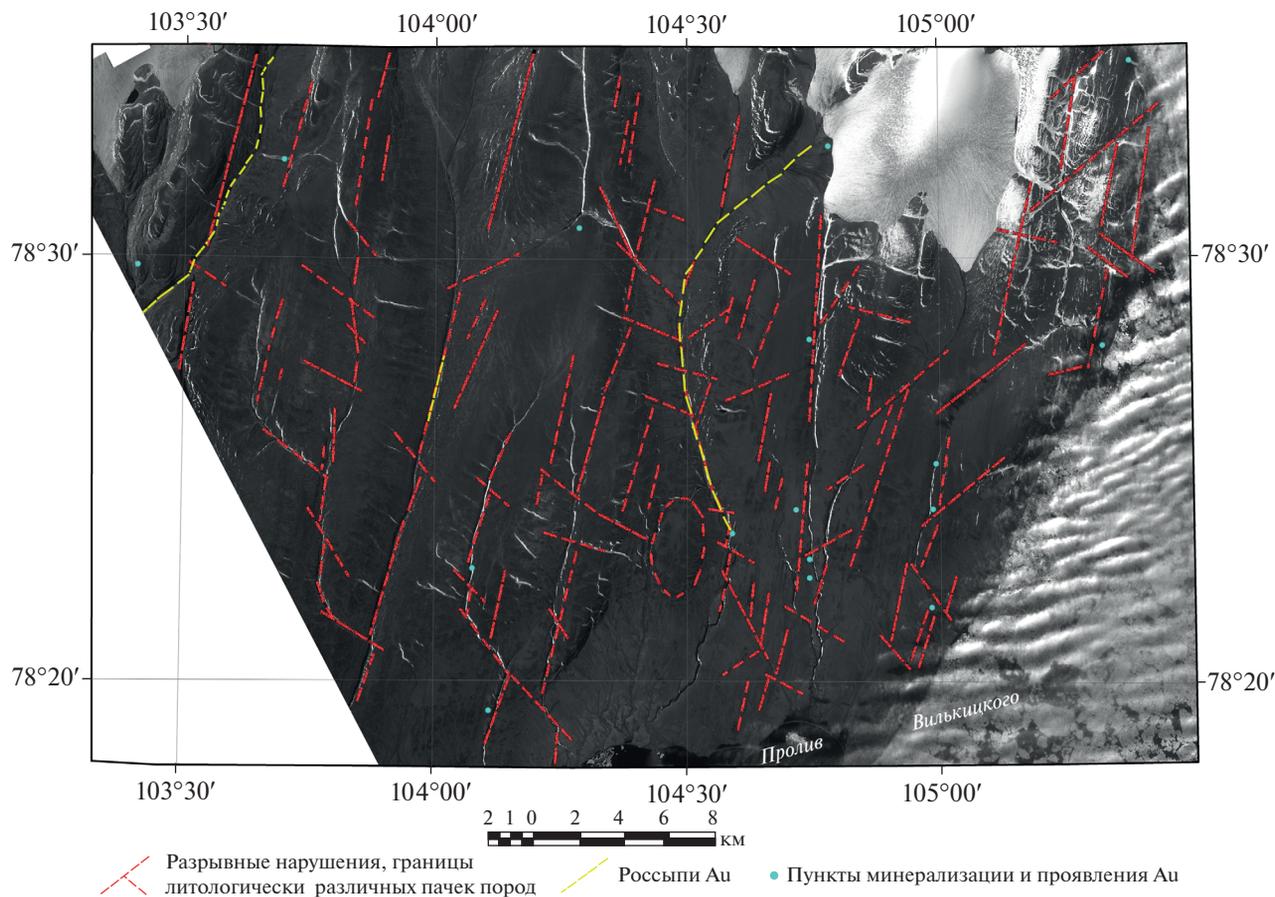


Рис. 5. Космическая съемка Ресурс-П (Геотон, № 1741_3) юго-восточной части о. Большевик.

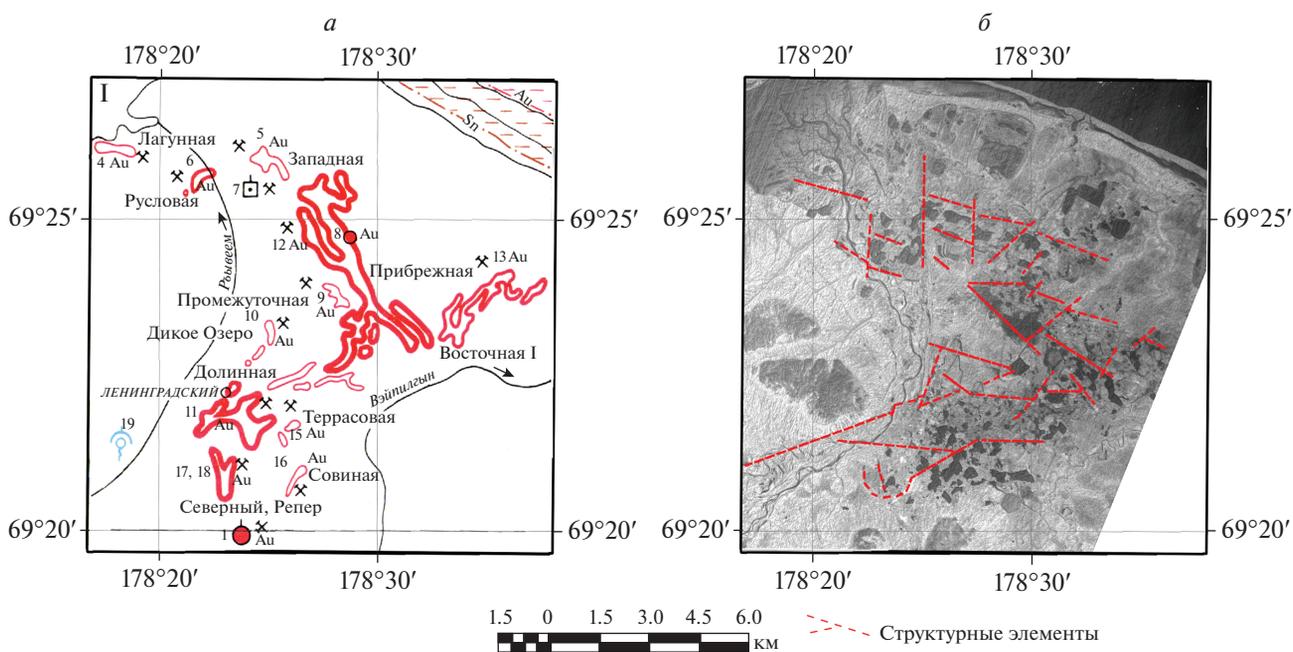


Рис. 6. Разрабатываемые прибрежные россыпи месторождения Рыбеем на карте (а) и на космическом снимке Ресурс-П (б).

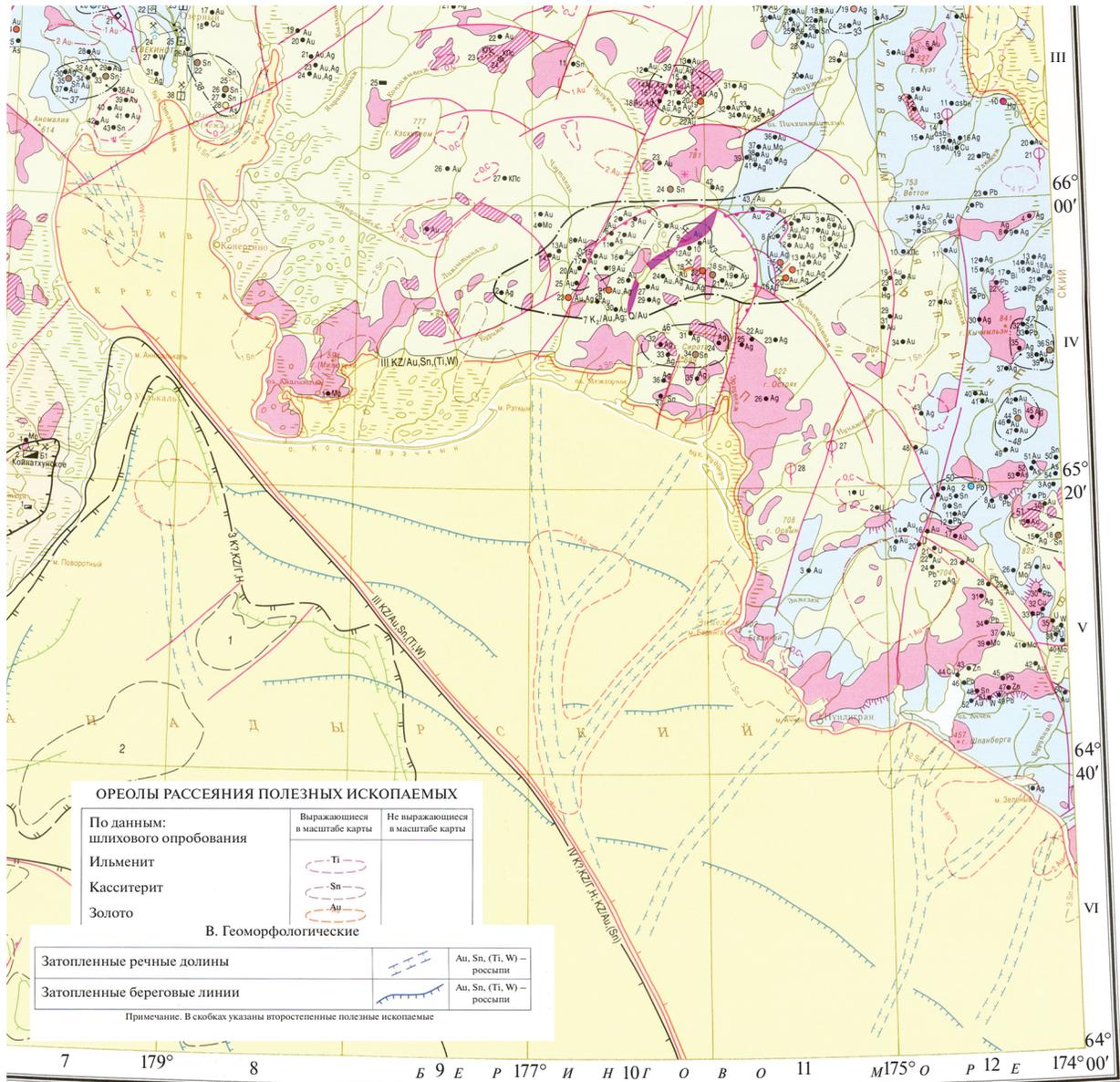


Рис. 7. Фрагмент карты полезных ископаемых Q-1 масштаба 1 : 100000.

рек Чеутакан, Эргувеем, Энмелен и их продолжения на мелководном шельфе. Источниками этих россыпей были многочисленные рудопроявления, сосредоточенные в среднем течении и верховьях этих водотоков. Золоторудные проявления локализуются среди меловых вулканогенных образований этелькуёмской (K_1et) и леурваамской (K_2lr) свит на участках площадного и линейного гидротермального изменения пород (пропилитизация, окварцевание, аргиллизация), особенно интенсивного в экзоконтакте субвулканических тел и в зонах сближенных разрывных нарушений (Государственная, 1983). Наиболее крупный ореол рассеяния золота охватывает бассейн верхнего

и среднего течения р. Эргувеем, золото установлено здесь в аллювиальных отложениях всех водотоков. На левобережье Эргувеема золотоносные кварцевые жилы достигают мощности до 1.5 м, зоны вторичных кварцитов имеют протяженность первые сотни метров. Неотектонические движения в прибрежной полосе, определяют позицию отдельных блоковых морфоструктур, на границах которых осуществлялась аккумуляция золотоносного материала. Новейшие тектонические деформации в ряде случаев фиксируются по результатам магнитометрической съемки, для их выявления также могут быть использованы данные съемки Ресурс-П. В качестве примера можно рас-

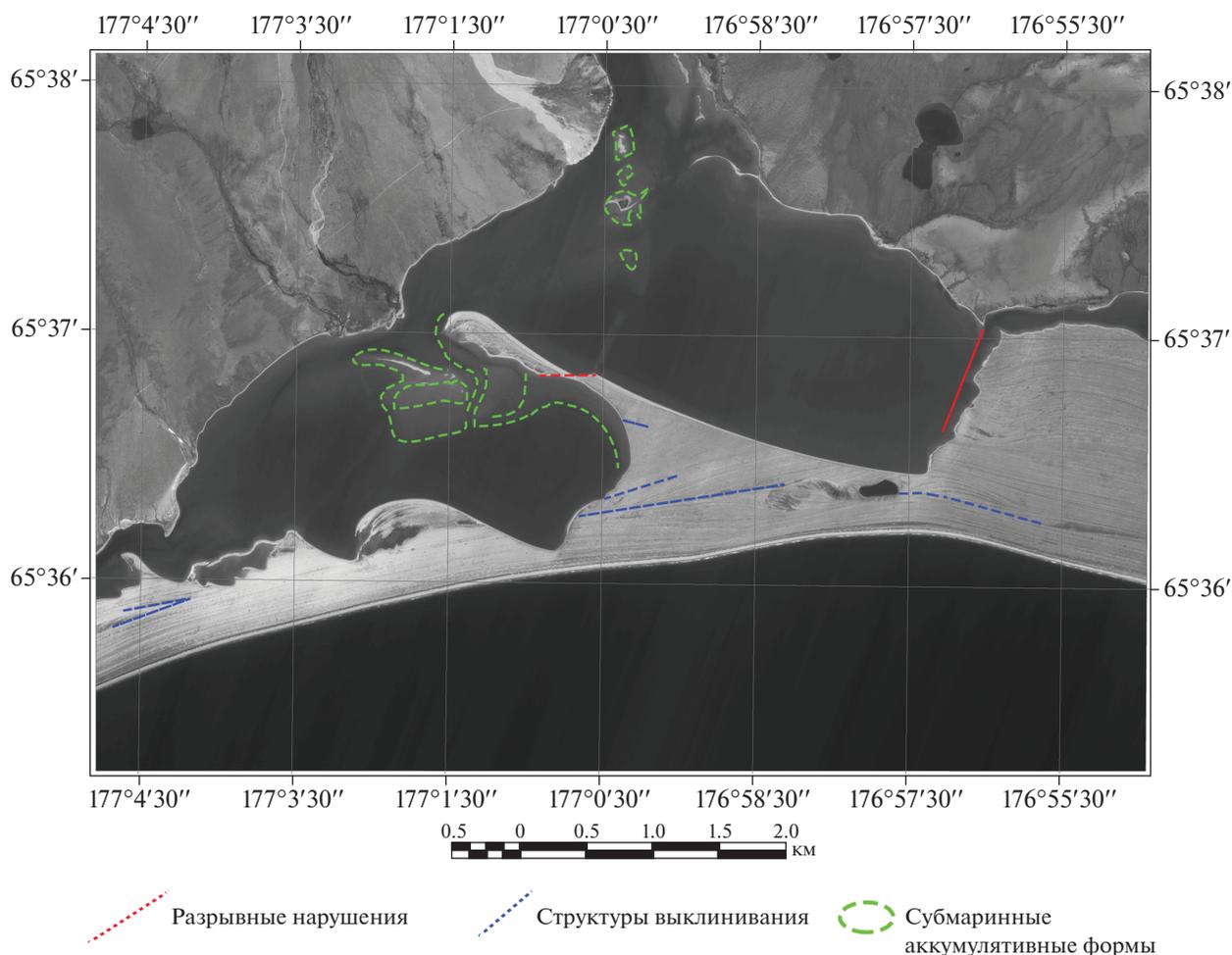


Рис. 8. Космическая съемка Ресурс-П (№1564_1, канал 21) в районе впадения реки Чеутакан в Анадырский залив.

смотреть приустьевую область р. Чеутакан (рис. 8). Дистанционными методами выявляются широтные подвижки, смещающие косовые отложения, выделяются субмаринные аккумулятивные формы, к которым могут быть приурочены литоральные россыпи. В восточной части акватории дешифрируется разрывное нарушение северо-восточного простирания, которое может быть следствием оползневых процессов. При подводных оползнях формируются, в частности, рудовмещающие зоны брекчирования. Устьевая часть р. Чеутакан отделена от моря крупным баром в пределах которого наибольший интерес представляют участки выклинивания отдельных горизонтов.

ВЫВОДЫ

Проведенные исследования показали, что многозональная космическая съемка высокого разрешения может эффективно применяться для исследования береговой линии на наличие прибрежно-морских россыпей – перспективного и

недооцененного источника золота, а также для выявления структур, фиксирующих залежи углеводородов в прибрежной полосе восточного сектора российской Арктики. Космическая съемка высокого разрешения позволяет выделить в прибрежной зоне кольцевые структуры, перспективные на наличие залежей углеводородов; выявить разрывные нарушения и морфоструктурные элементы, фиксирующие россыпеконцентрирующие аккумулятивные формы подводного рельефа; наметить участки заверочных работ для поисков прибрежных россыпей в районе впадения в Анадырский залив рек Чеутакан, Эргувеем и Энмелен. При максимальном увеличении можно наблюдать участки размыва отложений дельты прибрежными донными течениями на глубинах до 3 м и выявлять структуры, определяющие позицию русловых и дельтовых россыпей, которые в свою очередь являются источником питания прибрежно-морских россыпей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Агибалов О.А. Морфоструктурные и структурно-геоморфологические предпосылки формирования россыпей золота прибрежных арктических равнин Чукотки // Научно-методические основы прогноза, поисков, оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов. Сборник тезисов докладов IX Международной научно-практической конференции (17–19 апреля 2019 г., Москва, ФГБУ “ЦНИГРИ”). М.: ЦНИГРИ. 2019. С. 60–62.

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

Иванова А.М., Ушаков В.И. Минерально-сырьевой потенциал шельфовых зон России. Твердые полезные ископаемые // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. № 5. 1998. С. 6–12.

Лоренц Д.А. Особенности вещественного состава золото-кварцевых и золото-сульфидно-кварцевых проявлений, локализованных в пределах мезозойских вулкано-плутонических поясов Чукотки, их использование в качестве критериев поиска и оценки золотого оруденения на примере золоторудных объектов Кувет-Рывеевской и Золотогорской металлогенических зон // Научно-методические основы прогноза, поисков, оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов. Сборник тезисов докладов IX Международной научно-практической конференции (17–19 апреля 2019 г., Москва, ФГБУ “ЦНИГРИ”). М.: ЦНИГРИ. 2019. С. 115–116.

Фолисевич М.Я., Кирий А.Н., Литовская М.Д. и др. Отчет о ревизионно-поисковых работах масштаба 1 : 500000 по оценке перспектив коренной алмазности Лено-Анабарского междуречья в 1995–1999 гг. (в 7-ми томах). Росгеолфонд. Инв. № 476859. Амакинская ГРЭ АК “АЛРОСА”, 2000.

Using High Resolution Space Survey in Searching For Coastal Springs and Deposits of Hydrocarbons in the Northern Seas of Russia

G. A. Milovsky¹, V. T. Ishmukhametova¹, and A. D. Aparin¹

¹Geographic Information Center RAS, Moscow, Russia

To assess the capabilities of high-resolution multispectral satellite imagery in the search for coastal placers and hydrocarbon deposits in the northern seas of Russia, data from the Russian KFA-1000 and Resurs-P (geotone) spacecraft were used. This satellite imagery with a terrain resolution of 5 to 1 m allows research on a scale of 1 : 25000 to 1 : 5000 and opens up new opportunities for prospecting for minerals in the coastal zone, as it allows identifying structural elements that control the location of coastal placers and hydrocarbon deposits.

Keywords: high-resolution satellite imagery, geological and geophysical data, prospecting signs, coastal placers, hydrocarbon deposits

REFERENCES

Agibalov O.A. Morfostrukturnye i struktarno-geomorfologicheskie predposylki formirovaniya rossypej zolota pribrezhnyh arkticheskikh ravnin Chukotki // Nauchno-metodicheskie osnovy prognoza, poiskov, ocenki mestorozhdenijalmazov, blagorodnyh i cvetnyh metallov. Sbornik tezisev dokladov IX Mezhdunarodnoj nauchno-prakticheskoy konferencii (17–19 aprelya 2019 g., Moskva, FGBU “CNIGRI”). M.: CNIGRI. 2019. S. 60–62. (In Russian)

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

Ivanova A.M., Ushakov V.I. Mineral'no-syr'evoy potencial shel'fovyyh zon Rossii. Tverdye poleznye iskopaemye // Mineral'nye resursy Rossii. Ekonomika i upravlenie. № 5. 1998. S. 6–12. (In Russian)

Lorenz D.A. Osobennosti veshchestvennogo sostava zoloto-kvarcevyh i zoloto-sul'fidno-kvarcevyh proyavlenij, lokalizovannyh v predelakh mezozojских vulkano-plutonicheskikh pojasov Chukotki, ih ispol'zovanie v kachestve kriteriev poiska i ocenki zolotogo orudneniya na primere zolotorudnyh ob"ektov Kuvet-Ryveemskoj i Zolotogorskoj metallogenicheskikh zon // Nauchno-metodicheskie osnovy prognoza, poiskov, ocenki mestorozhdenijalmazov, blagorodnyh i cvetnyh metallov. Sbornik tezisev dokladov IX Mezhdunarodnoj nauchno-prakticheskoy konferencii (17–19 aprelya 2019 g., Moskva, FGBU “CNIGRI”). M.: CNIGRI. 2019. S. 115–116. (In Russian)

Folisevich M.YA., Kirij A.N., Litovskaya M.D. et al. Otchet o revizionno-poiskovyh rabotah masshtaba 1 : 500000 po ocenke perspektiv korennoj almazonosnosti Leno-Anabarskogo mezhdurech'ya v 1995–1999 gg. (v 7-mi tomah). Rosgeolfond. Inv. № 476859. Amakinskaya GREK “ALROSA”, 2000. (In Russian)

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

**ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ИСКУССТВЕННЫХ НЕЙРОННЫХ СЕТЕЙ
ДЛЯ ВОССТАНОВЛЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРНО-ВЛАЖНОСТНОГО
СОСТОЯНИЯ АТМОСФЕРЫ ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВОГО
МИКРОВОЛНОВОГО РАДИОМЕТРА МТВЗА-ГЯ КА МЕТЕОР-М № 2-2**

© 2021 г. А. А. Филей^а, *, А. И. Андреев^а, А. Б. Успенский^б

^аДальневосточный центр ФГБУ “Научно-исследовательский центр космической гидрометеорологии “Планета”, Хабаровск, Россия

^бФГБУ “Научно-исследовательский центр космической гидрометеорологии “Планета”, Москва, Россия

*E-mail: andreyvm-61@mail.ru

Поступила в редакцию 03.06.2021 г.

Рассматривается применение метода искусственных нейронных сетей для дистанционного определения вертикальных профилей температуры и влажности атмосферы по данным микроволнового радиометра МТВЗА-ГЯ, установленного на спутнике Метеор-М № 2-2. Спутниковые оценки профилей температуры и влажности сравнивались с данными радиозондирования и продукцией прогностических моделей. Согласно сравнению с данными радиозондирования среднеквадратичная погрешность оценивания профилей температуры не превышает 3.0 К в приземном слое и лежит в пределах 2 К в остальной части атмосферного слоя 1000–10 гПа. Максимальная среднеквадратичная погрешность оценивания профилей относительной влажности при сравнении с данными радиозондирования составляет 37% в районе тропопаузы, а при сравнении с данными прогностической модели не превышает 20% во всем атмосферном слое.

Ключевые слова: микроволновый радиометр МТВЗА-ГЯ, вертикальные профили температуры и влажности, прогноз, радиозондирование, нейронные сети, машинное обучение

DOI: 10.31857/S0205961421060087

ВВЕДЕНИЕ

Одна из традиционных задач космической метеорологии – дистанционное определение вертикальных профилей температуры $T(p)$ и влажности $q(p)$ в атмосфере (p – давление) по измерениям спутниковых атмосферных зондировщиков инфракрасного (ИК) и микроволнового (МКВ) диапазонов спектра. Данные измерений указанного состава и выходные продукты температурно-влажностного зондирования атмосферы (ТВЗА) дополняют данные наземной наблюдательной сети и приобретают все большую роль в информационном обеспечении численного прогноза погоды. Согласно оценкам ведущих прогностических центров, наибольший вклад в повышение достоверности краткосрочного численного прогноза дает усвоение данных МКВ-зондировщиков (AMSU-A, MHS, ATMS, SSMIS и др.). Это объясняется относительно малым влиянием облачности и осадков на спутниковые микроволновые измерения, а также тем, что в настоящее время общее количество оперативного функционирующих спутниковых ИК-зондировщиков, см., например, (Eyre et al., 2020; Гайфулин и др., 2017; Цырульников и др., 2019).

В состав полезной нагрузки полярно-орбитальных метеорологических космических аппаратов (КА) серии “Метеор-М” включен микроволновый радиометр МТВЗА-ГЯ (Модуль температурного и влажностного зондирования атмосферы) с функциями сканера и атмосферного зондировщика (Асмус и др., 2014). Одно из основных целевых применений измерений МТВЗА-ГЯ – получение “всепогодных” данных ТВЗА, т.е. оценок $T(p_i)$ и $q(p_i)$ на сетке изобарических уровней $\{p_i\}$ независимо от наличия или отсутствия облачности и осадков в поле зрения прибора.

Методы интерпретации спутниковых измерений для получения данных ТВЗА можно условно подразделить на физические и статистические (Успенский и др., 2005). Физические методы используют уравнение радиационного переноса, см. их применение к данным МКВ-зондировщиков (Li et al., 2000; Rosenkranz, 2001). Статистический подход основан на установлении регрессионной зависимости (как правило, линейной) между спутниковыми (y) и независимыми (x) наблюдениями искомой величины. Преимущества статистического подхода – простота алгоритмической реализации и, как следствие, высокая вычислительная эффективность, а также относительно

слабая чувствительность к систематическим ошибкам измерений (например, погрешностям радиометрической калибровки). Главными недостатками являются зависимость достоверности продуктов ТВЗА от выборочных эффектов и трудность подбора подходящей модели при нелинейной зависимости между x и y .

Моделирование измерений атмосферных зондировщиков (физические методы) и формирование репрезентативных обучающих выборок (статистические методы) затруднены влиянием мешающих факторов (м. ф.), к которым относятся оптически плотная облачность и осадки в поле зрения прибора, температурные инверсии, а также сложные топографические условия и погрешности задания излучательной способности подстилающей поверхности.

В идеализированной ситуации, а именно при линейности уравнения радиационного переноса относительно искомым атмосферных параметров и отсутствии м. ф., классические варианты статистического (линейная регрессия) и физического (наилучшая линейная оценка) алгоритмов интерпретации приводят к одному и тому же результату. На практике оба эти условия нарушаются, поэтому данные ТВЗА получают, применяя различные комбинации статистического и физического методов. Кроме того, частично преодолеть недостатки физического и статистического подходов позволяет метод искусственных нейронных сетей (ИНС), см., например, (Shi, 2001; Butler, 1996; Поляков и др., 2014).

В настоящей статье дано краткое описание аппаратуры МТВЗА-ГЯ и рассмотрен оригинальный алгоритм ИНС, разработанный для получения продуктов ТВЗА и протестированный на данных МТВЗА-ГЯ КА “Метеор-М” № 2-2 (запущен в июле 2019 г.). Приводятся результаты валидации продуктов ТВЗА, подтверждающие эффективность предложенного алгоритма и пригодность данных МТВЗА-ГЯ для решения целевых задач дистанционного зондирования атмосферы.

КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ АППАРАТУРЫ МТВЗА-ГЯ

По своим информационным характеристикам и области применения МТВЗА-ГЯ соответствует зарубежным аналогам — МКВ-радиометрам AMSU-A и AMSU-B (КА серии NOAA и Metop), ATMS (КА Suomi NPP, NOAA-20), AMSR2 (КА GCOM-W1), см. (Чернявский и др., 2021). Радиометрические каналы сканера имеют рабочие частоты в окнах прозрачности атмосферы 10.6, 18.7, 23.8, 31.5, 36.5, 42, 48 и 91 ГГц, а каналы зондировщика — в линиях поглощения кислорода 52–57 ГГц (пять с вертикальной (В) и пять с горизонтальной (Г) поляризациями) и водяного пара 183 ГГц (три канала с вертикальной поляризацией). Полоса обзора

прибора при запуске на послеполуденную орбиту высотой 830 км составляет от 1500 до 2500 км, в зависимости от направления движения КА по нисходящей или восходящей орбите, пространственное разрешение 16–198 км (в зависимости от радиометрического канала), погрешность измерения яркостной температуры — 0.5–1.5 К (Барсуков и др., 2021). Подробное описание аппаратуры МТВЗА-ГЯ представлено в (Болдырев и др., 2008).

ФОРМИРОВАНИЕ ОБУЧАЮЩЕЙ ВЫБОРКИ

Для получения продуктов ТВЗА с помощью разработанного алгоритма ИНС в качестве входных данных (предикторов) используются антенные температуры T_a , измеренные в каналах МТВЗА-ГЯ. Отказ от общепринятого использования яркостных температур T_y (см. цитированные выше работы) связан со значительными систематическими расхождениями T_a и T_y , вызванными влиянием м. ф. и необходимостью проведения внешней калибровки каналов МТВЗА-ГЯ (в дополнение к бортовой радиометрической калибровке) для перехода к шкале T_y , см. (Успенский и др., 2016). Стабильное функционирование МТВЗА-ГЯ (в том числе, бортовой калибровки) на борту КА “Метеор-М” № 2-2 позволяет использовать измеренные T_a в качестве предикторов, чтобы избежать погрешностей, вносимых процедурой внешней калибровки и ошибками радиационного моделирования T_y . Отметим, что использование в качестве предикторов T_a или T_y дает близкие результаты при линейной процедуре внешней калибровки. Однако, использование T_a не позволяет формировать репрезентативные обучающие выборки (что возможно при использовании моделированных аналогов T_y).

Качество продуктов ТВЗА зависит от выбранной модели ИНС и от обучающей выборки, которая должна формироваться для обширного ансамбля состояний атмосферы и описывать все возможные вариации распределений температуры и влажности в атмосфере для разных типов подстилающей поверхности при наличии/отсутствии облаков и осадков. В качестве обучающего набора вертикальных профилей $T(p)$ и $q(p)$ использовались продукты глобального численного прогноза погоды (ЧПП) вместо данных аэрологического радиозондирования (р/з). Выбор данных ЧПП обусловлен тем, что они имеют глобальное покрытие и высокую дискретность по времени. В то же время данные аэрологического р/з имеют неоднородное пространственное покрытие (особенно для северных территорий России) и строго фиксированное время измерений за 00 и 12 ч UTC. Тем более, регулярное р/з над океанами отсутствует, за исключением немногочисленных

измерений с научно-исследовательских судов. Учитывая все это, выбор данных ЧПП является наиболее целесообразным.

Было протестировано использование продуктов глобальных прогностических моделей NCEP GFS (www.ncei.noaa.gov) и ECMWF (www.ecmwf.int). Выходные продукты этих моделей (свободного доступа) покрывают всю территорию земного шара и обладают пространственным разрешением (0.5 градуса), сопоставимым с разрешающей способностью каналов МТВЗА-ГЯ. Для формирования двух глобальных обучающих выборок привлекались данные 6-часового анализа NCEP GFS или 3-часового реанализа ECMWF с марта 2020 по февраль 2021 г. Использовались данные $T(p)$ и $q(p)$ из моделей GFS и ECMWF за каждый третий день в месяце. Эти данные соотносились по времени с данными МТВЗА-ГЯ таким образом, чтобы разница по времени между ними не превышала 2 ч. Отобранные пары ЧПП и МТВЗА-ГЯ затем пространственно совмещались: отбор данных осуществлялся при условии, что координаты ЧПП и МТВЗА-ГЯ различаются не более чем на 0.5 градуса по широте и долготе. Чтобы соблюсти компромисс между размером выборки и вычислительными затратами на ее обучение, данные МТВЗА-ГЯ прореживались случайным образом, с шагом от 1 до 5 пикселей. Отобранные таким образом глобальные выборки по данным GFS и ECMWF затем делились на подвыборки в зависимости от типов подстилающей поверхности (вода, суша, прибрежные регионы, горы) и наличия/отсутствия сцен с оптически плотными облаками и осадками. Для фильтрации измерений МТВЗА-ГЯ (сцен с оптически плотной облачностью и осадками) использовались синхронные по времени оценки характеристик осадков, полученные по данным микроволнового радиометра ATMS KA Suomi NPP и KA NOAA-20 [<https://www.ospo.noaa.gov/Products/atmosphere/mirs/index.html>], а также измерения МТВЗА-ГЯ в канале 91.0 В ГГц.

Обучение ИНС на материале двух описанных выборок ограниченного объема и последующие численные эксперименты показали предпочтительность применения ИНС, обученной с использованием продуктов ECMWF, особенно для восстановления профилей влажности (погрешность определения $q(p_i)$ не превышала 20% во всем атмосферном столбе). В этой связи было принято решение формировать обучающие выборки по данным модели ECMWF с пространственным разрешением 0.5×0.5 градусов на 37 изобарических поверхностях от уровня 1000 до 1 гПа.

На первом этапе при обучении ИНС в качестве предикторов использовались измерения T_a в 10 каналах температурного зондирования (на частотах 52–57 ГГц) и 3 каналах влажностного зондирования (на частотах 183 ГГц). Численные экспе-

рименты с подобными ИНС показали, что среднеквадратическая ошибка (RMSE) оценивания профилей температуры при сравнении с данными $p/3$ доходила до 6К в приземном слое, а вертикальные профили влажности часто не согласовывались с продуктами ECMWF и с данными $p/3$ во всем атмосферном столбе. Для уменьшения погрешностей в состав предикторов были включены данные измерений T_a в сканерных каналах МТВЗА-ГЯ (за исключением измерений в сканерных каналах 10.6 ГГц, которые подвержены радиопомехам). Возможное объяснение положительного эффекта от включения дополнительных предикторов состоит в том, что измерения в каналах сканера содержат информацию о характеристиках подстилающей поверхности (суша, вода, лед, горы и т.д.), под которую “подстраивается” ИНС.

Численные эксперименты также выявили увеличение погрешностей продуктов ТВЗА в областях вблизи границ между разными типами подстилающей поверхности, а также на границах между оптически плотной облачностью и подстилающей поверхностью. Поэтому было решено сформировать одну глобальную выборку без разбиения на подвыборки по типам подстилающей поверхности и наличию/отсутствию облаков и осадков.

Помимо измерений T_a в состав предикторов ИНС были включены географическая широта (для учета зонального изменения температуры) и высота над уровнем моря (для учета рельефа поверхности). Анализ измерений МКВ – радиометра AMSU-A (Karbou et al., 2005) показал сильную зависимость регистрируемых значений T_a от угла наблюдения, поэтому в состав предикторов ИНС был добавлен зенитный угол спутника. Кроме того, численные эксперименты показали полезность разбиения глобальной выборки на “дневную” и “ночную” (светлое и темное время суток). Положительный эффект такого разбиения может быть вызван неявным учетом суточного хода температуры и ухудшением качества получаемой информации днем за счет солнечного нагрева приемной антенны и изменения диаграммы направленности (Gayfulin et al., 2018).

АЛГОРИТМ ИНС

Архитектура ИНС

При построении (проектировании архитектуры) ИНС используется модель нейронной сети прямого распространения на основе многослойного перцептрона. Основная идея ИНС заключается в подборе признаков Z_m (линейных комбинаций входных параметров) и моделировании на их основе выходного результата в виде нелинейной функции от этих признаков (Hastie, 2009).

Пусть имеется вектор входных признаков (предикторов) X , состоящий из M компонент, а также целевой результат в виде вектора Y размерностью K компонент. Тогда линейные комбинации Z_m входных параметров X_m имеют вид:

$$\begin{aligned} Z_m &= \sigma(\alpha_{0m} + \alpha_m^Y X), \quad m = 1, \dots, M; \\ Y_k &= \beta_{0k} + \beta_k^Y Z, \quad k = 1, \dots, K; \\ f_k(X) &= g_k(Y), \quad k = 1, \dots, K, \end{aligned} \quad (1)$$

где функция g_k осуществляет финальное преобразование исходных признаков в выходной вектор Y и для рассматриваемого случая регрессии $g_k(Y) = Y_k$, α и β – весовые коэффициенты, подбираемые в процессе обучения ИНС, σ – нелинейная активационная (передаточная) функция вида:

$$\sigma = \frac{e^x - e^{-x}}{e^x + e^{-x}}. \quad (2)$$

Вектор Z_m представляет собой отдельный нейрон в слое, суммирующий входную информацию (вектор признаков X) с учетом весов, к которой затем применяется активационная функция σ .

Описанная схема (1), (2) предусматривает использование одного промежуточного слоя между входом и выходом ИНС и представляет двухслойную нейронную сеть с одним скрытым слоем. Подобная конфигурация является минимально-достаточной, поскольку уже позволяет моделировать нелинейные зависимости между X и Y . Однако на практике с целью повышения точности и учета большего количества взаимосвязей применяются архитектуры т.н. глубокого обучения, состоящие из большого числа скрытых слоев. В этом случае каждый выход предыдущего слоя Z_m^i соединяется с каждым входом следующего слоя Z_n^{i+1} :

$$Z_n^{i+1} = \sigma(\alpha_{0n} + \alpha_n^{Z_m^i} Z_m^i). \quad (3)$$

Увеличение количества слоев, очевидно, придает более высокую прогностическую силу ИНС, однако их излишнее количество приводит к “переобучению” и снижению обобщающей способности ИНС. Поэтому основной задачей при проектировании архитектуры ИНС типа (1)–(3) является подбор оптимального количества слоев и числа используемых нейронов в каждом из них для достижения максимальной точности на тестовой (контрольной) выборке. Поскольку на сегодняшний день не существует теоретически обоснованных методик точного расчета указанных параметров архитектуры, их подбор осуществляется эмпирическим путем. В процессе подбора были рассмотрены варианты топологий ИНС в аналогичных задачах оценки атмосферных профилей, описанных в работах (Aires, 2001; Shi, 2001; Blackwell, 2006; Gangwar, 2014; Поляков, 2014). Однако наименьшей ошибки удалось достичь при использовании пятислойной ИНС с

конфигурацией 64-128-256 нейронов для скрытых слоев. Данная конфигурация была подобрана авторами эмпирически и ее более высокая точность объясняется использованием большего количества нелинейных элементов (нейронов), что в теории дает более высокую степень аппроксимации, в то же время большинством авторов используются модели ИНС с двумя или тремя скрытыми слоями. При этом стоит отметить, что число нейронов для выходного слоя во всех рассматриваемых топологиях всегда соответствовало размерности вектора Y (равной количеству изобарических поверхностей $p_i = 37$, на которых оцениваются искомые $T(p_i)$ и $q(p_i)$). Размер же входного слоя (или вектора входных предикторов) всегда принимался равным 25 (22 предиктора – антенные температуры, а также зенитный угол спутника, географическая широта и высота над уровнем моря) для восстановления профилей температуры и влажности соответственно.

В процессе разработки алгоритма ИНС были исследованы два принципиально различающихся варианта. Вариант (а) предполагает восстановление профилей температуры и влажности послойно, где одна модель ИНС соответствует одному изобарическому уровню (поверхности). Другой, более общий вариант (б) подразумевает восстановление профилей с помощью одной модели ИНС, обученной для всех уровней. В ходе экспериментов была установлена предпочтительность использования варианта (б), поскольку значения RMSE во всем атмосферном столбе для вариантов (а) и (б) существенно не различаются, а алгоритм (а) требует значительно больших вычислительных затрат.

Обучение ИНС

Процесс обучения ИНС заключается в подборе весовых коэффициентов α и β таким образом, чтобы минимизировать результирующую ошибку между истинными значениями Y и прогнозируемыми Y' . В качестве целевой функции ошибки в работе принимался логарифм гиперболического косинуса:

$$\begin{aligned} loss &= \ln\left(\frac{e^{\Delta} + e^{-\Delta}}{2}\right) \\ \Delta &= Y - Y'. \end{aligned} \quad (4)$$

Поведение функции $loss$ при обучении имеет схожий характер со среднеквадратичной ошибкой, часто используемой при решении регрессионных задач. Кроме того, опытным путем было обнаружено, что при использовании $loss$ в меньшей степени учитываются случайные ошибки, содержащиеся в выборке.

Обучение ИНС осуществляется путем подачи на входной слой нормализованного в диапазоне $[0, 1]$ вектора признаков X , состоящего из изме-

ренных T_a в каналах прибора (за исключением канала 10.6 ГГц), значений зенитного угла сканирования, географической широты (по модулю) и высоты рельефа, причем каждый признак нормализуется отдельно. На выходе для вектора Y' рассчитывается ошибка $loss$, которая затем минимизируется методом градиентного спуска (Kingma, 2015) для подбора (корректировки) весовых коэффициентов. Этот итеративный процесс повторяется до тех пор, пока ошибка для тестовой выборки не достигнет минимального значения, что соответствует полностью обученной ИНС.

ВАЛИДАЦИЯ ПРОДУКТОВ ТВЗА

С помощью обученной ИНС были восстановлены вертикальные профили температуры и влажности по данным МТВЗА-ГЯ за различные периоды 2020, 2021 гг. Валидация (оценка погрешностей) результатов атмосферного зондирования осуществлялась путем сравнения с продуктами ECMWF и данными радиозондирования (<https://ruc.noaa.gov>).

Сравнение проводилось для всей совокупности продуктов ТВЗА, а также для подвыборок зондирований, получаемых для облачных и безоблачных ситуаций, суши, воды, прибрежных зон, гор. Отдельно анализировались ошибки при наличии/отсутствии приземных температурных инверсий. Данные ТВЗА над водной поверхностью (где нет радиозондирований) сравнивались с продуктами ECMWF. Сравнение спутниковых зондирований с данными р/з и ECMWF выполнялось при условиях временного и пространственного рассогласования в пределах 2 ч и 0.5 градусов соответственно. Данные ТВЗА и продукты ECMWF представлены на сетке в 37 уровней (от 1000 до 1 гПа), а данные р/з – на 11 изобарических поверхностях (1000, 925, 850, 700, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100 гПа).

Дополнительно выполнено сравнение данных ТВЗА с данными р/з для района Восточно-Европейской равнины в зимний (декабрь, январь) и летний (июль, август) периоды, причем отдельно рассмотрены безоблачные случаи с температурной инверсией. Для фильтрации измерений с инверсией анализировалось поведение градиента температуры с высотой по данным р/з: если в слое 850–1000 гПа градиент отрицателен, то инверсии нет.

В качестве количественной меры погрешности рассчитывались средние ошибки (ME) и среднеквадратичные ошибки (RMSE) спутниковых оценок $T(p_i)$ и $q(p_i)$ на каждом изобарическом уровне p_i , причем за истинные принимались синхронные и пространственно-совмещенные данные радиозондирования или продукты ECMWF.

Помимо валидации атмосферных зондирований по данным МТВЗА-ГЯ была оценена по-

грешность оценок $T(p_i)$ и $q(p_i)$, полученных по данным микроволнового радиометра ATMS КА NOAA-20 с помощью программного комплекса MIRS [Boukabara et al., 2011]. Радиометр ATMS имеет пять каналов в линии поглощения водяного пара на частоте 183.3 ГГц, что теоретически должно повысить точность восстановления $q(p_i)$. Чтобы в этом убедиться, был проведен сравнительный анализ точности продуктов ТВЗА, получаемых по данным ATMS и данным МТВЗА-ГЯ.

Рассмотрим теперь результаты валидации отдельно для спутниковых оценок профилей температуры и профилей влажности.

Вертикальные профили температуры

В табл. 1 представлены ошибки оценивания вертикальных профилей температуры $T(p_i)$ для облачных и безоблачных ситуаций при сравнении с ближайшими по времени и месту данными радиозондирования и продуктами модели ECMWF, N обозначает объем выборок.

Анализ табл. 1 показывает, что в большей части атмосферного слоя 1000–10 гПа величины RMSE не превышают 3.0К, причем максимальное значение достигается у поверхности земли. Заметное возрастание RMSE вблизи поверхности обусловлено большой изменчивостью температуры в приземном слое атмосферы и влиянием неоднородности подстилающей поверхности. Как видно из сравнения с данными р/з, ошибка для безоблачных ситуаций несколько ниже, чем для облачных.

В табл. 2 представлены результаты валидации спутниковых оценок профилей температуры для безоблачных ситуаций и различных типов подстилающей поверхности (суша, вода, прибрежные зоны и горы). Отбор измерений и сцен с горной местностью определялся условием: горы присутствуют, если высота рельефа над уровнем моря больше 500 м.

Как и следовало ожидать, наибольшая погрешность наблюдается для горных районов с контрастными изменениями температуры, которые трудно обнаружить в силу низкого вертикального и пространственного разрешения измерений МТВЗА-ГЯ.

Согласно табл. 1, 2 наибольшие ошибки спутниковых оценок наблюдаются в приземном слое атмосферы и в районе тропопаузы. Причины возрастания ошибок в приземном слое – недостаточное вертикальное разрешение измерений МТВЗА-ГЯ и присутствие приземных температурных инверсий (наиболее мощных в зимний период).

В табл. 3 представлена статистика сравнений оценок профилей температуры и данных р/з для района Восточно-Европейской равнины (летний и зимний периоды). Расчеты выполнены отдель-

Таблица 1. Погрешности оценивания профилей температуры для безоблачных и облачных ситуаций

Уровень, гПа	ECMWF						Радиозондирование					
	общее количество $N = 16069$		чистое небо $N = 11365$		облачность $N = 4704$		общее количество $N = 16069$		чистое небо $N = 11365$		облачность $N = 4704$	
	ME	RMSE	ME	RMSE	ME	RMSE	ME	RMSE	ME	RMSE	ME	RMSE
10	-0.6	1.9	-0.6	1.8	-0.6	1.9						
20	-0.4	1.5	-0.4	1.5	-0.1	1.4						
30	-0.6	1.4	-0.7	1.5	-0.5	1.3						
50	-0.2	1.2	-0.3	1.2	-0.1	1.2						
70	0.4	1.3	0.4	1.4	0.3	1.2						
100	0.7	1.4	0.7	1.4	0.6	1.3	-0.7	1.6	-0.7	1.6	-0.8	1.6
150	0.9	1.9	0.9	1.9	0.6	1.5	-0.4	1.9	-0.3	1.8	-0.8	1.9
200	1.0	2.6	1.0	2.6	0.7	2.3	-0.3	2.6	-0.2	2.6	-0.6	2.6
250	0.3	1.9	0.3	1.9	0.1	1.9	-0.3	2.1	-0.2	2.1	-0.5	2.3
300	-0.2	1.5	-0.1	1.5	-0.2	1.6	-0.1	1.8	0.1	1.8	-0.4	2.0
400	-0.4	1.5	-0.4	1.5	-0.4	1.6	0.1	1.7	0.1	1.6	-0.2	1.9
500	-0.4	1.5	-0.4	1.5	-0.4	1.5	0.0	1.6	0.1	1.6	-0.1	1.8
700	0.1	1.8	0.1	1.8	-0.0	1.8	0.3	1.9	0.3	1.9	0.2	2.1
850	0.4	2.6	0.4	2.7	0.4	2.3	0.3	2.6	0.4	2.5	0.2	2.7
925	0.8	2.9	0.8	2.9	0.6	2.7	0.9	3.0	0.9	2.9	1.0	3.3
1000	1.0	3.0	1.0	3.1	0.7	2.8	0.4	2.8	0.6	2.9	-0.1	2.6

Таблица 2. Погрешности оценивания профилей температуры для разных типов подстилающей поверхности

Уровень, гПа	Радиозондирование						ECMWF	
	суша $N = 8543$		прибрежные зоны $N = 2575$		горы $N = 565$		вода $N = 30000$	
	ME	RMSE	ME	RMSE	ME	RMSE	ME	RMSE
10							-0.3	2.1
20							-0.3	1.6
30							-0.9	1.7
50							-0.3	1.5
70							0.8	2.1
100	-0.7	1.5	-0.6	1.6	-0.6	1.8	0.9	1.8
150	-0.3	1.8	0.0	1.9	0.3	2.2	1.2	2.0
200	-0.3	2.6	0.0	2.6	0.3	2.5	0.6	1.8
250	-0.2	2.1	-0.2	2.1	-0.2	2.3	0.2	1.4
300	0.1	1.7	0.0	1.8	0.0	2.0	-0.2	1.3
400	0.1	1.6	0.0	1.7	0.1	1.6	-0.3	1.2
500	0.1	1.6	0.0	1.6	0.1	1.4	-0.1	1.2
700	0.3	1.8	0.4	2.1	1.0	2.2	0.6	1.4
850	0.3	2.5	0.6	2.7	1.5	3.3	0.7	1.8
925	0.9	2.8	0.9	3.1	1.3	3.4	1.1	1.8
1000	-0.1	1.7	0.5	2.7	-	-	1.2	1.8

но для реализаций с приземными температурными инверсиями. Согласно табл. 3 подавляющее количество спутниковых зондирований в зимний

период для Восточно-Европейской равнины относилось к ситуациям с приземными температурными инверсиями, что соответственно сказалось

Таблица 3. Погрешности оценивания профилей температуры для летнего и зимнего периодов

Уровень, гПа	Летний период, N = 1175		Зимний период N = 814		С инверсией N = 630	
	ME	RMSE	ME	ME	ME	RMSE
100	-0.7	1.4	-0.8	1.6	-0.8	1.6
150	-0.1	1.9	-0.7	1.6	-0.8	1.8
200	0.1	2.9	-0.2	2.4	-0.4	2.5
250	0.0	1.9	-0.1	2.1	-0.3	2.0
300	-0.1	1.7	0.0	1.9	-0.3	1.8
400	-0.1	1.5	-0.3	2.1	-0.1	1.6
500	-0.1	1.4	-0.4	1.7	0.2	1.5
700	0.0	1.7	-0.2	2.0	-0.6	2.0
850	-0.1	2.2	-0.2	2.6	-1.2	2.3
925	0.4	2.5	-0.2	2.8	0.1	1.6
1000	0.0	1.4	-1.4	3.0	0.5	1.8

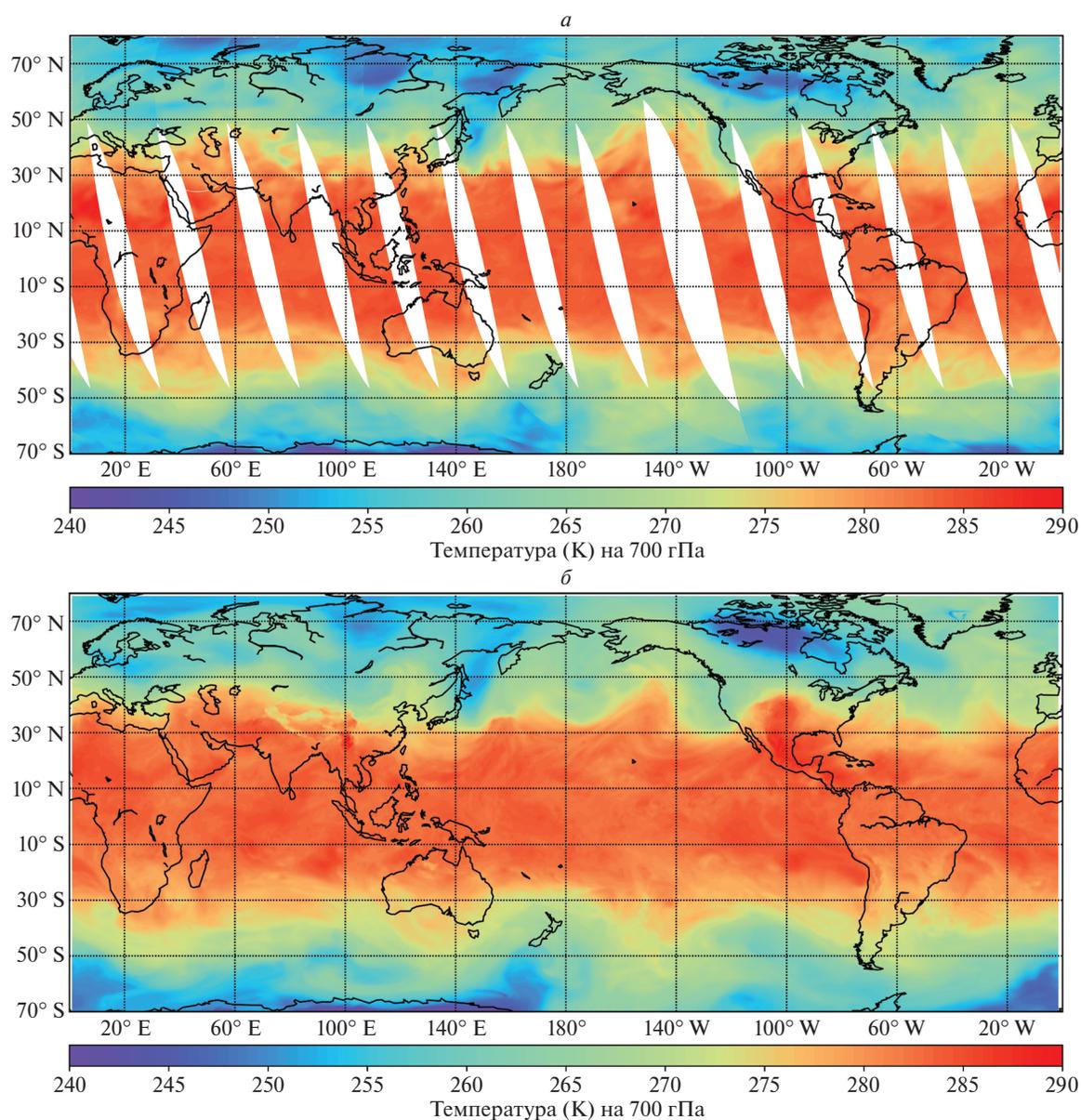


Рис. 1. Глобальное поле температуры на изобарическом уровне 700 гПа (2021.04.26): *a* – по данным МТВЗА-ГЯ (сточный композит, восходящие витки); *б* – ECMWF (реанализ, 06 UTC).

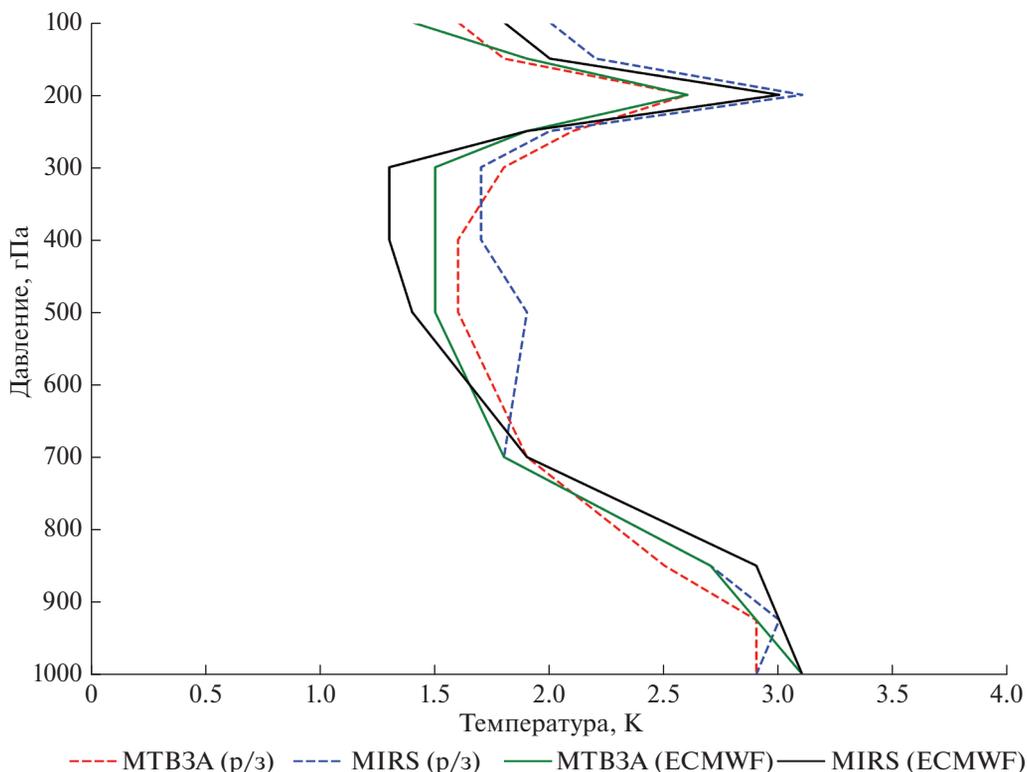


Рис. 2. Вертикальное распределение среднеквадратических ошибок оценивания температуры по данным МТВЗА-ГЯ ($N = 11365$) и данным АТМС ($N = 7729$). Обозначения: (МТВЗА(р/з) – сравнение оценок по данным МТВЗА-ГЯ с данными р/з; МИРС(р/з) – сравнение оценок по данным АТМС с данными р/з; МТВЗА(ЕСМВФ) – сравнение оценок по данным МТВЗА-ГЯ с данными ЕСМВФ; МИРС(ЕСМВФ) – сравнение оценок по данным АТМС с данными ЕСМВФ).

Таблица 4. Погрешности оценивания профилей $q(p)$

Уровень, гПа	ЕСМВФ						Радиозондирование					
	общее количество $N = 16069$		чистое небо $N = 11365$		облачность $N = 4704$		общее количество $N = 16069$		чистое небо $N = 11365$		облачность $N = 4704$	
	ME	RMSE	ME	RMSE	ME	RMSE	ME	RMSE	ME	RMSE	ME	RMSE
10	-0.1	0.7	-0.1	0.5	-0.1	1.2						
20	-0.0	0.8	-0.0	0.5	0.0	1.7						
30	0.2	0.8	0.1	0.4	0.4	1.7						
50	-0.1	0.9	-0.0	0.6	-0.1	1.7						
70	0.7	2.8	0.7	3.0	0.7	1.8						
100	0.5	3.5	0.4	3.6	1.0	3.0	2.0	13.1	0.6	12.6	8.0	15.2
150	-0.6	5.8	-0.7	6.1	-0.2	3.9	6.3	16.8	4.2	15.4	14.9	21.9
200	1.2	15.2	1.1	15.2	1.8	15.3	-5.6	22.6	-7.6	21.7	2.7	25.9
250	1.3	17.9	0.9	17.5	3.0	19.1	-22.9	33.3	-23.9	32.9	-19.0	34.8
300	0.3	17.7	-0.1	17.5	1.7	18.4	-25.4	33.0	-24.7	31.9	-28.5	37.1
400	2.0	18.6	2.0	18.4	2.1	19.5	-13.2	23.8	-11.1	22.4	-21.8	29.3
500	4.0	18.3	4.0	18.1	3.9	19.0	-4.1	20.6	-2.4	20.2	-11.2	22.5
700	0.1	18.0	-0.2	17.8	1.5	19.0	-1.1	20.9	-0.6	20.8	-3.1	21.1
850	-0.8	16.1	-0.7	15.9	-1.2	17.0	-1.6	18.3	-1.4	18.2	-2.1	18.9
925	-2.0	15.2	-2.0	15.2	-2.2	15.2	-3.4	17.3	-3.2	17.1	-4.2	18.0
1000	-0.3	13.1	-0.4	13.3	0.2	12.7	-1.8	15.8	-1.9	16.0	-1.2	15.3

Таблица 5. Погрешности оценивания профилей $q(p)$ для разных типов подстилающей поверхности (%)

Уровень, гПа	Радиозондирование						ECMWF	
	суша $N = 8543$		прибрежные зоны $N = 2575$		горы $N = 565$		вода $N = 30000$	
	ME	RMSE	ME	RMSE	ME	RMSE	ME	RMSE
10							0.0	0.2
20							0.0	0.2
30							0.0	0.1
50							0.8	1.1
70							4.4	7.5
100	3.7	9.9	0.2	11.1	-10.5	17.3	9.6	15.3
150	9.4	15.9	2.4	14.0	-7.2	13.9	12.7	17.9
200	-5.2	22.5	-7.9	21.4	-7.9	15.9	14.0	18.8
250	25.7	35.3	-21.9	31.1	-15.6	22.9	13.7	18.3
300	27.2	34.4	-23.5	30.9	-14.2	22.2	13.3	18.0
400	12.8	22.9	-11.1	22.3	-5.6	17.8	12.3	17.2
500	-3.3	19.9	-2.6	20.2	-0.4	19.0	11.5	16.0
700	-1.5	21.2	-0.9	20.6	0.7	18.3	10.9	14.6
850	-1.7	17.8	-0.6	18.7	-6.3	15.7	11.8	15.8
925	-4.5	16.4	-2.2	17.2	-5.4	14.9	7.3	10.5
1000	-0.6	14.9	-2.6	16.3	-	-	5.7	7.4

на статистике сравнений: ошибки в нижней тропосфере в зимний период больше, чем в летний.

Качественное совпадение глобальных спутниковых зондирований и прогностической продукции иллюстрирует рис. 1, на котором приведены глобальные поля температуры на изобарическом уровне 700 гПа по данным МТВЗА-ГЯ (а) и данным реанализа ECMWF (б) за 26 марта 2021 г.

На рис. 2 представлены вертикальные распределения среднеквадратических ошибок оценивания профилей температуры для безоблачные ситуаций по данным МТВЗА-ГЯ и данным ATMS.

Как видно из рис. 2, ошибки оценивания профилей температуры у поверхности земли по данным МТВЗА-ГЯ и ATMS близки друг к другу. В средней тропосфере ошибки оценок по данным ATMS ниже, чем по данным МТВЗА-ГЯ.

Вертикальные профили влажности

Для перехода от дефицита точки росы (t_d), измеряемого радиозондом, к относительной влажности (q , %) использовалась известная формула (Principles of Humidity):

$$q = \frac{E}{E_w} \cdot 100 = 100 \left(\frac{\exp\left(\frac{b(T_a - t_d)}{c + (T_a - t_d)}\right)}{\exp\left(\frac{bT_a}{c + T_a}\right)} \right), \quad (5)$$

где E_w – давление насыщенного водяного пара, гПа; E – фактическое давление воздуха, гПа; $a =$

$= 6.112, b = 17.62, c = 243.12; T_a$ – фактическая температура воздуха, °С.

В табл. 4 представлены ошибки оценивания профилей $q(p)$ при сравнении с ближайшими по времени и месту данными радиозондирования и продуктами ECMWF.

Анализ табл. 4 показывает, что в большей части атмосферного слоя 1000–100 гПа среднеквадратичные погрешности не превышают 20% при сравнении с данными модели ECMWF. Заметных различий между облачными и безоблачными ситуациями не наблюдается. Возрастание среднеквадратичной ошибки относительно данных p/z обусловлено тем, что измерения влажности с помощью радиозондов в верхней тропосфере и нижней стратосфере имеют повышенную погрешность из-за медленной реакции датчиков радиозонда на изменение влажности при низких температурах.

В табл. 5 представлены результаты валидации оценок профилей относительной влажности $q(p)$ для различных типов подстилающей поверхности (суша, вода, прибрежные зоны и горы) в безоблачных условиях.

Из табл. 5 следует, что ошибки спутниковых зондирований над морской поверхностью при сравнении с продуктами ECMWF практически совпадают с ошибками из табл. 4, за исключением более малых значений у поверхности земли.

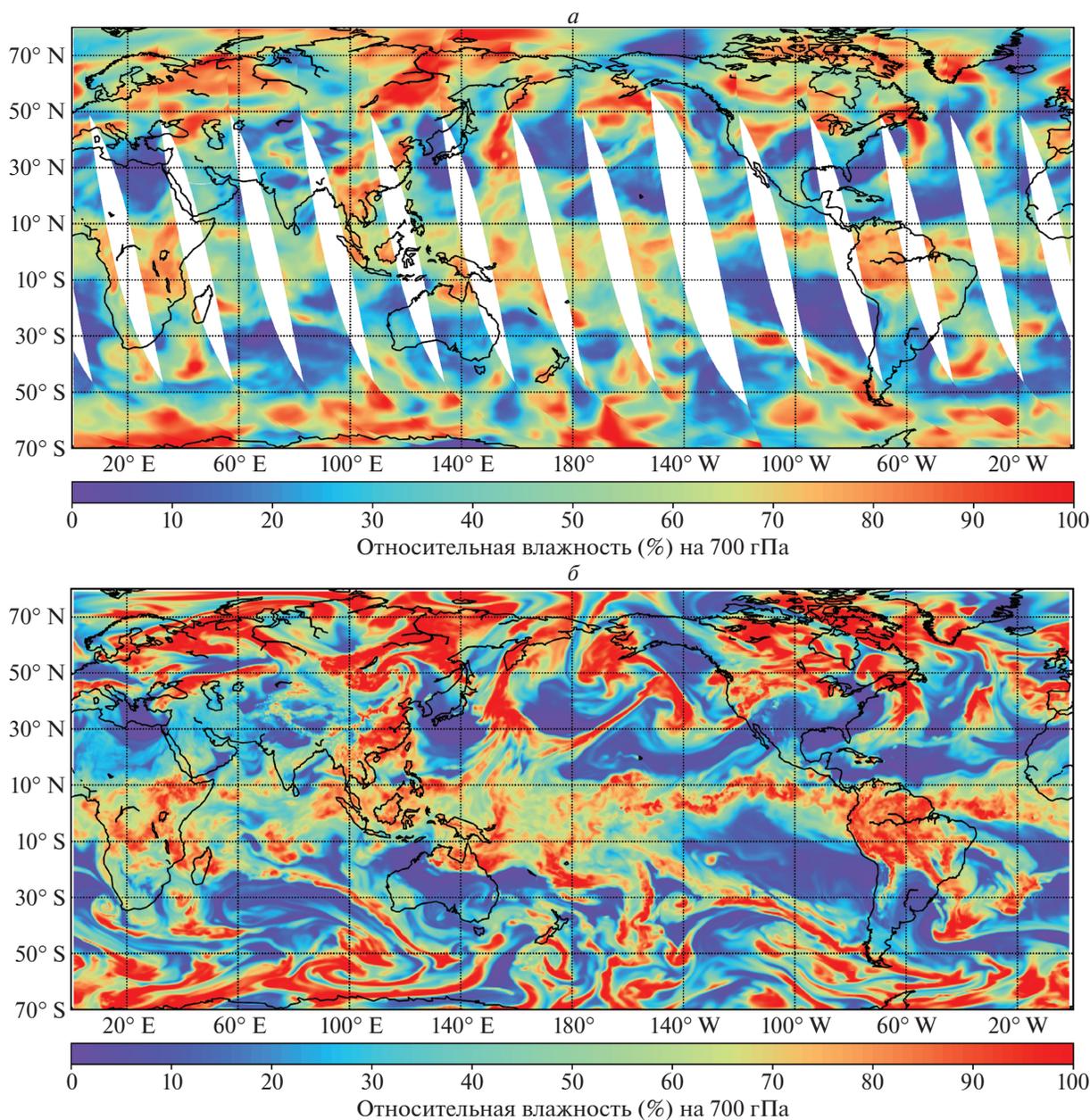


Рис. 3. Глобальные поля относительной влажности на изобарическом уровне 700 гПа (2021.04.26) (а) МТВЗА-ГЯ (суточный композит, восходящие витки) (б) ECMWF (реанализ, 06 UTC).

Качественное подобие спутниковых зондирований влажности и прогностической продукции иллюстрирует рис. 3, на котором приведены глобальные поля относительной влажности на изобарическом уровне 700 гПа по данным МТВЗА-ГЯ и данным реанализа ECMWF за 26 марта 2021 г.

На рис. 4 представлено вертикальное распределение среднеквадратических ошибок оценивания профилей $q(p)$ по данным МТВЗА-ГЯ и данным ATMS (аббревиатура MIRS) в безоблачных ситуациях. Стоит отметить, что комплекс MIRS

рассчитывает отношение смеси водяного пара (Q_v). Для перехода к относительной влажности использовалась стандартная формула:

$$q = 100 \left(\frac{Q_v P}{0.622 + Q_v} \right) / \left(\exp \left(\frac{b T_a}{c + T_a} \right) \right). \quad (6)$$

Согласно рис. 4, восстановленные по данным МТВЗА-ГЯ профили $q(p)$ лучше согласуются с продуктами ECMWF, нежели с данными р/з. Профили $q(p)$ по данным ATMS, наоборот, лучше согласуются с данными р/з.

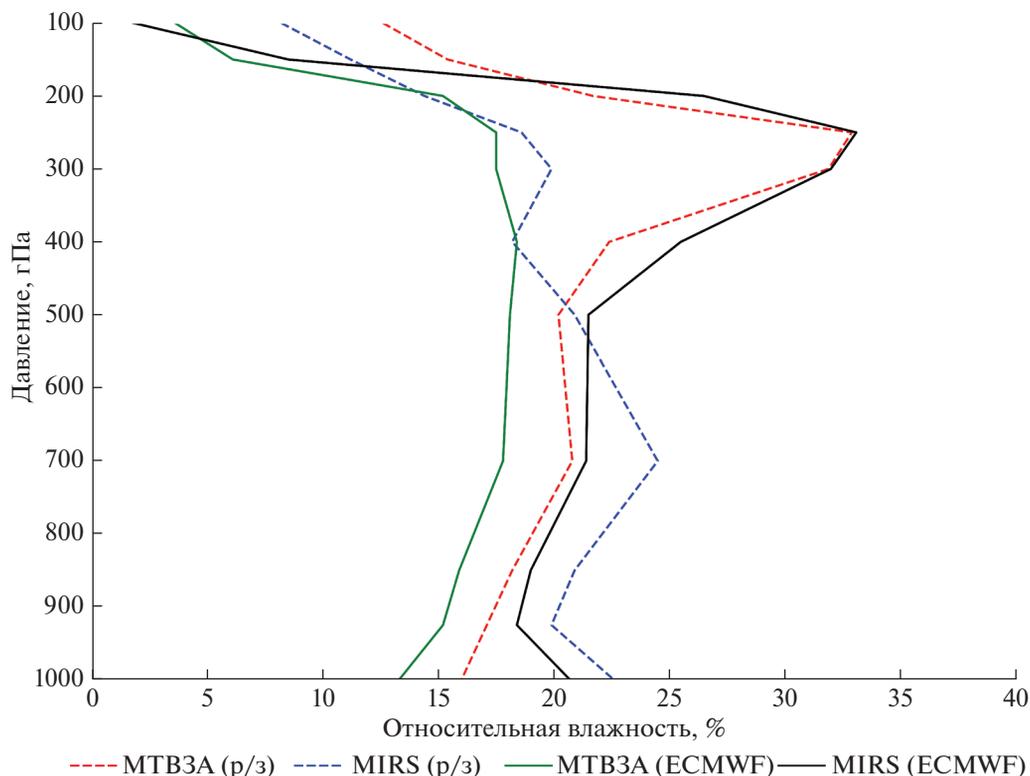


Рис. 4. Вертикальное распределение среднеквадратических ошибок оценивания профилей $q(p)$ по данным МТВЗА-ГЯ ($N = 11365$) и данным ATMS ($N = 7729$).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты проведенных исследований можно суммировать следующим образом:

1. Разработан оригинальный алгоритм ИНС для восстановления вертикальных профилей температуры и влажности в безоблачной/облачной атмосфере по данным спутникового микроволнового радиометра МТВЗА-ГЯ. Точность зондирования по данным МТВЗА-ГЯ сравнима с точностью зондирования по данным аппаратуры ATMS (которые получены с применением физических алгоритмов).

2. Среднеквадратическая погрешность оценивания профилей температуры в слое атмосферы 1000–100 гПа при сравнении с данными p/з не превышает 3.0 К у поверхности земли и не больше 2 К в остальном слое. Анализ ошибок для различных типов подстилающей поверхности показал, что наименьшая ошибка наблюдается для суши ($RMSE = 2.8$ К), а наибольшая — для горной местности ($RMSE = 3.4$ К). Основным источником ошибок в нижней тропосфере являются приземные температурные инверсии.

3. Максимальная среднеквадратическая погрешность оценивания профилей относительной влажности при сравнении с данными p/з составляет 37% в районе тропопаузы, а при сравнении с

данными ECMWF не превышает 20% во всем атмосферном слое.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Внешнее финансирование отсутствует.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Асмус В.В., Загребаяев В.А., Макриденко Л.А., Милехин О.Е., Соловьев В.И., Успенский А.Б., Фролов А.В., Хайлов М.Н. Система полярно-орбитальных метеорологических спутников серии “Метеор-М” // Метеорология и гидрология. 2014. № 6. С. 5–16.
- Барсуков И.А., Болдырев В.В., Гаврилов М.И., Евсеев Г.Е., Егоров А.Н., Ильгасов П.А., Панцов В.Ю., Стрельников Н.И., Стрельцов А.М., Черный И.В., Чернявский Г.М., Яковлев В.В. Спутниковая СВЧ-радиометрия для решения задач дистанционного зондирования Земли // Ракетно-космическое приборостроение и информационные системы. 2021. Т. 8. № 1. С. 11–23.
- Болдырев В.В., Горобец Н.Н., Ильгасов П.А., Никитин О.В., Панцов В.Ю., Прохоров Ю.Н., Стрельников Н.И., Стрельцов А.М., Черный И.В., Чернявский Г.М., Яковлев В.В. Спутниковый микроволновый сканер/зондировщик МТВЗА-ГЯ // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2008. Т. 5. № 1. С. 243–248.
- Гайфулин Д.Р., Цырульников М.Д., Успенский А.Б., Крамчанинова Е.К., Успенский С.А., Свиренко П.И., Горбунов М.Е. Численные эксперименты по использованию

- измерений спутникового микроволнового радиометра МТВЗА-ГЯ в системе усвоения данных Гидрометцентра России // *Метеорология и гидрология*. 2017. № 9. С. 36–47.
- Поляков А.В., Тимофеев Ю.М., Виролайн Я.А. Применение искусственных нейронных сетей в температурно-влажностном зондировании атмосферы // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2014. Т. 50. № 3. С. 373–380.
- Успенский А.Б., Троценко А.Н., Рублев А.Н. Проблемы и перспективы анализа и использования данных спутниковых ИК зондировщиков высокого спектрального разрешения // *Исслед. Земли из космоса*. 2005. № 5. С. 18–33.
- Успенский А.Б., Асмус В.В., Козлов А.А., Крамчанинова Е.К., Стрельцов А.М., Чернявский Г.М., Черный И.В. Абсолютная калибровка каналов атмосферного зондирования спутникового микроволнового радиометра МТВЗА-ГЯ // *Исслед. Земли из космоса*. 2016. № 5. С. 57–70.
- Цырульников М.Д., Свиренко П.И., Гайфулин Д.Р., Горбунов М.Е., Успенский А.Б. Развитие системы оперативного усвоения данных метеорологических наблюдений в Гидрометцентре России // *Гидрометеорологические исследования и прогнозы*. 2019. № 4. С. 112–126.
- Чернявский Г.М., Митник Л.М., Кулешов В.П., Митник М.Л., Стрельцов А.М., Евсеев Г.Е., Черный И.В. Моделирование яркостной температуры и первые результаты, полученные микроволновым радиометром МТВЗА-ГЯ со спутника “Метеор-М” № 2-2 // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2020. Т. 17. № 3. С. 51–65.
- Aires F., Prigent C., Rossow W.B., Rothstein M. et al. A new neural network approach including first guess for retrieval of atmospheric water vapor, cloud liquid water path, surface temperature, and emissivities over land from satellite microwave observations // *J. Geophysical Research: Atmospheres*. 2001. V. 106. № D14. P. 14887–14907.
- Blackwell W.J., Chen F.W. Neural network retrieval of atmospheric temperature and moisture profiles from AIRS/AMSU data in the presence of clouds // *Algorithms and Technologies for Multispectral, Hyperspectral, and Ultraspectral Imagery XII*. – International Society for Optics and Photonics. 2006. V. 6233. P. 62331E.
- Boukabara S.A., Garrett K., Chen W., Iturbide-Sanchez F., Grassotti C., Kongoli C., Chen R., Liu Q., Yan B., Weng F., Ferraro R., Kleespies T.J., Meng H. MiRS: An All-Weather 1DVAR Satellite Data Assimilation & Retrieval System // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 2011. V. 49. № 9. P. 3249–3272.
- Butler C.T., Meredith R.V.Z., Stogryn A.P. Retrieving atmospheric temperature parameters from DMSPP SSM/T-1 data with a neural network // *J. Geophys. Res.* 1996. V. 101. P. 7075–7083.
- Eyre J.R., English S.J., Forsythe M. Assimilation of satellite data in numerical weather prediction. Part I: The early years // *Quarterly J. Royal Meteorological Society*. 2020. V. 146. № 728. P. 1544–1544.
- Gangwar R. K., Mathur A.K., Gohil B.S., Basu Sujit. Neural network based retrieval of atmospheric temperature profile using AMSU-A observations // *International J. Atmospheric Sciences*. 2014. V. 2014. 8 p.
- Gayfulin D., Tsyruльников M., Uspensky A. Post-launch assessment and adaptive correction for atmospheric sounding channels of the satellite microwave radiometer MTVZA-GY // *Pure and Applied Geophysics*. 2018. V. 175. P. 3653–3670.
- Hastie T., Tibshirani R., Friedman J. The elements of statistical learning: data mining, inference, and prediction // *Springer Science & Business Media, NY*. 2009. 764 p.
- Karhou F., Aires F., Prigent C., Eymard L. Potential of Advanced Microwave Sounding Unit-A (AMSU-A) and AMSU-B measurements for temperature and humidity sounding over land // *J. Geophysical Research Atmospheres*. 2005. V. 110. № 7. 16 p.
- Kingma D.P., Ba J.A. A method for stochastic optimization // *arXiv preprint arXiv:1412.6980*. 2014. 15 p.
- Li J., Wolf W.W., Menzel W.P., Zhang W.J., Huang H.L., Achtor T.H. Global sounding of the atmosphere from ATOVS measurement: The algorithm and validation // *J. Appl. Meteorol.* 2000. V. 39. P. 1248–1268.
- Rosenkranz P.W. Retrieval of temperature and moisture profiles from AMSU-A and AMSU-B measurements // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sen.* 2001. V. 39. P. 2429–2435.
- Shi L. Retrieval of atmospheric temperature profiles from AMSU-A measurement using a neural network approach // *J. Atmos. Oceanic Technol.* 2001. V. 18. P. 340–347.
- Principles of Humidity – Dalton’s law. www.epluse.ru/download/sonst/feuchte_en.pdf, 18 p., (online).

Using of a Neural Network Algorithm for Retrieval Temperature and Humidity Sounding of the Atmosphere from Satellite-Based Microwave Radiometer MTVZA-GY Measurements On-Board Meteor-M No. 2-2

A. A. Filei¹, A. I. Andreev¹, and A. B. Uspensky²

¹Far-Eastern Center of State Research Center for Space Hydrometeorology “Planeta”, Khabarovsk, Russia

²State Research Center for Space Hydrometeorology “Planeta”, Moscow, Russia

The paper considers the application of the artificial neural network method for remote temperature and humidity profiles sounding of the atmosphere from the data of microwave radiometer MTVZA-GY installed on the Meteor-M satellite No. 2-2. Satellite-based estimates of temperature and humidity profiles were compared with radiosonde data and the output products of the numerical weather prediction models. Compared with the radiosonde data, the root-mean-square error of the temperature profile estimates does not exceed 3.0 K in the near-surface layer and lies within 2 K in the rest of the atmospheric layer of 1000–10 hPa. The maximum root-mean-square error of the humidity profile estimates is about 37% in the tropopause region, when compared with the radiosonde data, and it does not exceed 20% in the entire atmospheric column, when compared with the numerical weather prediction products.

Keywords: microwave radiometer MTVZA-GY, temperature and humidity vertical profiles, numerical weather prediction models, radiosonde data, neural networks, machine learning

REFERENCES

- Aires F., Prigent C., Rossow W.B., Rothstein M. et al. A new neural network approach including first guess for retrieval of atmospheric water vapor, cloud liquid water path, surface temperature, and emissivities over land from satellite microwave observations // *J. Geophysical Research: Atmospheres*. 2001. V. 106. № D14. P. 14887–14907.
- Asmus V.V., Zagrebaev V.A., Milekhin O.E., Solov'ev V.I., Uspenskii A.B., Makridenko L.A., Frolov A.V., Khailov M.N. Meteorological satellites based on Meteor-M polar orbiting platform // *Russian Meteorology and Hydrology*. 2014. V. 39. № 12. P. 787–794.
- Barsukov I.A., Boldyrev V.V., Gavrilov M.I., Evseev G.E., Egorov A.N., Il'gasov P.A., Pancov V.Yu., Strel'nikov N.I., Strel'cov A.M., Chernyj I.V., Chernyavskij G.M., Yakovlev V.V. Sputnikovaya SVCH-radiometriya dlya resheniya zadach distancionnogo zondirovaniya Zemli [Satellite Microwave Radiometry for solving problems of Remote Sensing of the Earth] // *Raketno–kosmicheskoe priborostroenie i informacionnye sistemy*. 2021. V. 8. № 1. P. 11–23. (In Russian)
- Boldyrev V.V., Gorobec N.N., Il'gasov P.A., Nikitin O.V., Pancov V.Yu., Prohorov Yu.N., Strel'nikov N.I., Strel'cov A.M., Chernyj I.V., Chernyavskij G.M., Yakovlev V.V. Sputnikovyy mikrovolnovyy skaner/zondirovshchik MTVZA-GY [Microwave scanning/sounding device MTVZA-GY] // *Sovremennye problemy distancionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*. 2008. V. 5. № 1. P. 243–248. (In Russian)
- Boukabara S.A., Garrett K., Chen W., Iturbide-Sanchez F., Grassotti C., Kongoli C., Chen R., Liu Q., Yan B., Weng F., Ferraro R., Kleespies T.J., Meng H. MiRS: An All-Weather 1DVAR Satellite Data Assimilation & Retrieval System // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 2011. V. 49. № 9. P. 3249–3272.
- Blackwell W.J., Chen F.W. Neural network retrieval of atmospheric temperature and moisture profiles from AIRS/AMSU data in the presence of clouds // *Algorithms and Technologies for Multispectral, Hyperspectral, and Ultraspectral Imagery XII*. – International Society for Optics and Photonics. 2006. V. 6233. P. 62331E.
- Butler C.T., Meredith R.V.Z., Stogryn A.P. Retrieving atmospheric temperature parameters from DMSP SSM/T-1 data with a neural network // *J. Geophys. Res.* 1996. V. 101. P. 7075–7083.
- Chernyavskij G.M., Mitnik L.M., Kuleshov V.P., Mitnik M.L., Strel'cov A.M., Evseev G.E., Chernyj I.V. Modelirovanie yarkostnoy temperatury i pervye rezul'taty, poluchennyye mikrovolnovym radiometrom MTVZA-GYA so sputnika "Meteor-M" № 2-2 [Brightness temperature modeling and first results derived from the MTVZA-GY radiometer of the Meteor-M No. 2-2 satellite] // *Sovremennye problemy distancionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa*. 2020. V. 17. № 3. P. 51–65. (In Russian)
- Cyrul'nikov M.D., Svirenko P.I., Gayfulin D.R., Gorbunov M.E., Uspenskij A.B. Razvitie sistemy operativnogo usvoeniya dannyh meteorologicheskikh nablyudenij v Gidrometcentre Rossii [Development of the data assimilation scheme of the Hydrometcentre of Russia] // *Gidrometeorologicheskie issledovaniya i prognozy*. 2019. № 4. P. 112–126. (In Russian)
- Eyre J.R., English S.J., Forsythe M. Assimilation of satellite data in numerical weather prediction. Part I: The early years // *Quarterly J. Royal Meteorological Society*. 2020. V. 146. № 728. P. 1544–1544.
- Gangwar R.K., Mathur A.K., Gohil B.S., Basu Sujit. Neural network based retrieval of atmospheric temperature profile using AMSU-A observations // *International J. Atmospheric Sciences*. 2014. V. 2014. 8 p.
- Gayfulin D.R., Tsyru'nikov M.D., Svirenko P.I., Gorbunov M.E., Uspenskiy A.B., Kramchaninova E.K., Uspenskiy S.A. The usage of MTVZA-GYA satellite microwave radiometer observations in the data assimilation system of the Hydrometcentre of Russia // *Russian Meteorology and Hydrology*. 2017. V. 42. № 9. P. 564–573.
- Gayfulin D., Tsyru'nikov M., Uspenskiy A. Post-launch assessment and adaptive correction for atmospheric sounding channels of the satellite microwave radiometer MTVZA-GY // *Pure and Applied Geophysics*. 2018. V. 175. P. 3653–3670.
- Hastie T., Tibshirani R., Friedman J. The elements of statistical learning: data mining, inference, and prediction // *Springer Science & Business Media*. N.-Y., 2009. 764 p.
- Karhou F., Aires F., Prigent C., Eymard L. Potential of Advanced Microwave Sounding Unit-A (AMSU-A) and AMSU-B measurements for temperature and humidity sounding over land // *J. Geophysical Research Atmospheres*. 2005. V. 110. № 7. 16 p.
- Kingma D.P., Ba J.A. A method for stochastic optimization // *arXiv preprint arXiv:1412.6980*. 2014. 15 p.
- Li J., Wolf W.W., Menzel W.P., Zhang W.J., Huang H.L., Achtor T.H. Global sounding of the atmosphere from ATOVS measurement: The algorithm and validation // *J. Appl. Meteorol.* 2000. V. 39. P. 1248–1268.
- Polyakov A.V., Timofeev Y.M., Virolainen Y.A. Using artificial neural networks in the temperature and humidity sounding of the atmosphere // *Izvestiya. Atmospheric and oceanic physics*. 2014. V. 5. № 3. P. 330–336.
- Rosenkranz P.W. Retrieval of temperature and moisture profiles from AMSU–A and AMSU–B measurements // *IEEE Trans. Geosci. Remote Sen.* 2001. V. 39. P. 2429–2435.
- Shi L. Retrieval of atmospheric temperature profiles from AMSU–A measurement using a neural network approach // *J. Atmos. Oceanic Technol.* 2001. V. 18. P. 340–347.
- Principles of Humidity – Dalton's law. www.epluse.su/download/sonst/feuchte_en.pdf, 18 p. (online)
- Uspenskij A.B., Asmus V.V., Kozlov A.A., Kramchaninova E.K., Strel'cov A.M., Chernyavskij G.M., Chernyj I.V. Absolyutnaya kalibrovka kanalov atmosfernogo zondirovaniya sputnikovogo mikrovolnovogo radiometra MTVZA-GYA [Absolute Calibration of Microwave Radiometer MTVZA-GY Atmospheric Sounding Channels] // *Issledovanie Zemli iz kosmosa*. 2016. № 5. P. 57–70. (In Russian)

**КОСМИЧЕСКИЕ АППАРАТЫ,
СИСТЕМЫ И ПРОГРАММЫ ИЗК**

**ПРИМЕНЕНИЕ ЛАЗЕРОВ В НАЗЕМНЫХ И ДИСТАНЦИОННЫХ
КОСМИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЯХ (К 60-ЛЕТИЮ НАЧАЛА
ЭКСПЕРИМЕНТОВ ПО ЛАЗЕРНОЙ ЛОКАЦИИ ЛУНЫ)**

© 2021 г. А. В. Ипатов^{а, *}, Л. А. Ведешин^{б, **}

^аФГБУН ИПА РАН, Санкт-Петербург, Россия

^бФГБУН ИКИ РАН, Москва, Россия

*E-mail: ipatov@iaa.ras.ru

**E-mail: vedeshin40@mail.ru

Поступила в редакцию 30.07.2021 г.

DOI: 10.31857/S020596142106004X

В начале 60-х годов в Физическом институте им. П.Н. Лебедева (ФИАН) АН СССР были созданы первые мощные лазеры на кристаллах рубина. Директор ФИАН академик Н.Г. Басов предложил ученым Крымской астрофизической обсерватории (КРАО) АН СССР провести первый в СССР научный эксперимент по лазерной локации (ЛЛ) Луны. На крупнейшем в то время в мире зеркальном телескопе диаметром 2.6 м была смонтирована лазерно-локационная аппаратура ФИАН, с помощью которой в 1962 г. были зарегистрированы, отраженные Луной лазерные сигналы. Объектом исследования был кратер Альбатегний. В эксперименте в КРАО использовались рубиновые лазеры с длительностью импульса порядка 1–2 миллисекунды, что соответствовало ошибке при определении расстояния до Луны порядка 150–300 км. Эти исследования подтвердили практическую возможность и ценность результатов ЛЛ Луны и космических объектов по сравнению с другими методами. Эти эксперименты показали, не только возможность уточнять основные параметры системы Земля–Луна, но и значительно продвинуться в решении задач селенодезии, астрометрии, геодезии и геофизики.

Первые опыты по ЛЛ Луны выявили и основные недостатки этого метода: ослабление светового сигнала по пути к Луне и обратно затрудняло его регистрацию на Земле, а не строгая параллельность лучей лазерного пучка, посылаемого с Земли (лучи расходились на несколько угловых секунд) вела к тому, что пучок освещал на Луне площадку в несколько километров. При этом поверхность Луны имела неровности рельефа с большой разностью высот. В результате дополнительно возникала ошибка в сотни метров. Научный же интерес представляло измерение расстояния до Луны с высокой точностью в несколько метров и см. Для получения таких результатов не-

обходимо было локализовать точки отражения на Луне путем установки на ней малых мишеней, эффективно отражающих свет в направлении приемника системы регистрации отраженного сигнала на Земле.

Начало космических исследований околоземного космоса, Луны и планет Солнечной системы предоставило ученым и специалистам всего мира возможность проведения наземных и космических наблюдений с помощью лазерных рефлекторов (ЛР), установленных на низкоорбитальных и геодинамических космических аппаратах (КА), на автоматических межпланетных станциях (АМС) и самоходных аппаратах (СА) на поверхности Луны и других планет.

Идея проведения совместного научного эксперимента с ЛР на борту СА на Луне возникла у специалистов СССР и Франции в 1967 г. в рамках международной программы “Интеркосмос. После изучения технических возможностей проекта специалисты СССР и Франции составили научную программу работ по ЛЛ Луны. Французские специалисты взяли на себя обязательства по изготовлению панели с ЛР. На панели весом 3.8 кг и размером 450 × 210 × 75 мм было установлено 14 трипель-призм, изготовленных из высокоопорного материала-кремневого стекла, имеющего хорошую стойкость к радиации и малый коэффициент теплового расширения. Эта конструкция позволила во время эксперимента на Луне избежать термических деформаций в суровых лунных условиях. Французским специалистам была предоставлена возможность установки ЛР на советских СА “Луноход-1” и “Луноход-2”, разработанных в НПО им. С.А. Лавочкина под руководством главного конструктора чл.-корр. АН СССР Г.Н. Бабакина, которые осуществили

мягкую посадку на Луну на АМС “Луна-17” (1970) и “Луна-21” (1973).

В 1969–1971 гг. НАСА провело аналогичные исследования по ЛЛ Луны с помощью ЛР, установленных на американских КА “Аполлон-11” (1969) и “Аполлон-14” (1971), которые содержали до 100 ЛР, а на КА “Аполлоне-15” (1971) до 300. Несмотря на то, что французские ЛР отличались по своему устройству от американских, они оказались в пять раз эффективнее в условиях лунной ночи.

Для проведения эксперимента по ЛЛ Луны в КРАО был установлен комплекс лазерно-навигационной аппаратуры, разработанной в ФИАН. Аппаратура состояла из оптического передатчика на рубиновом лазере с модулированной добротностью и длительностью импульса около двух стомиллионных долей секунды, узкополосного приемника системы регистрации отраженного сигнала, измерителя времени распространения светового сигнала до отражателя и обратно с точностью порядка сто миллионной доли секунды, блока автоматики и управления всем комплексом приборов. Советскими и французскими учеными в КРАО и в обсерватории Пик де Миди при проведении ЛЛ были определены расстояния от Земли до Луны с точностью до 3 м. при работе с “Луноходом-1” и до 40 см с “Луноходом-2”. Работами по ЛЛ Луны в КРАО руководил заведующий сектором ФИАН д. ф.-м. н. Ю.Л. Кокурин, который внес большой вклад в мировое развитие методов радиолокации Луны и КА.

В соответствии с рекомендацией, принятой в 1968 г. Комитетом по исследованию космического пространства (КОСПАР) на Луну были доставлены пять ЛР: три американских в июле 1969 г. (КК “Аполлон -11” в Восточную часть Моря Спокойствия), в феврале 1971 г. (КК “Аполлон-14” в Западную часть Луны – район экватора) и в июле 1971 г. (КК “Аполлон-15” на юго-восточную окраину Моря Дождей) и два советско-французских в ноябре 1970 г. (СА “Луноход-1” в Западную часть Луны в Море Дождей) и в январе 1973 г. (СА “Луноход-2” в Море Ясности). Международная программа наблюдений при работе с пятью ЛР в различных точках лунной поверхности, позволила получить высокие точности ЛЛ Луны до нескольких см. Участие в этом эксперименте могли принимать все страны, обладающие соответствующим наземным лазерным оборудованием.

В 1983 г. работы по ЛЛ в КРАО были прекращены в связи с закрытием советской лунной космической программы.

Спустя 40 лет американским ученым из Университета Сан-Диего под руководством доктора Т. Мерфи удалось получить сигналы от ЛР СА “Луноход-1” с помощью облучателя, установленного на 3-х метровом телескопе в обсерватории

Апач-Поинт, благодаря тому, что после потери связи СА “Луноход-1” оказался на практически горизонтальной площадке, удобной для проведения ЛЛ с Земли. Полученные сигналы оказались в 5 раз ярче сигналов от СА “Луноход-2”. Ученым удалось определить расстояние до Луны с точностью до 1 см и его координаты: широту и долготу с погрешностью до 10 м. СА “Луноход-2” также до сих пор посылает на Землю сигналы, когда его облучают лазером с Земли. Специалисты НАСА передали американскому профессору Филу Стюки снимки лунной поверхности с орбитального спутника Луны “Lunar Reconnaissance Orbiter”, на которых он разглядел следы СА “Луноход-2”, оставленные в Море Ясности, как свидетельство первой советской миссии на Луне.

В настоящее время ЛР размещены в основном в северном полушарии Луны. Для дальнейших научных исследований было бы интересно провести ЛЛ Луны, чтобы уточнить координаты всех пяти ЛР одновременно. Наличие данных наблюдений Луны при больших временных интервалах позволило уточнить периодическую и вековую динамику движения Луны. Определение точного расстояния между Луной и Землей было не главной целью космических экспериментов на Луне. В дальнейшем они могут явиться средством решения более общей проблемы изучения системы Луна–Земля. Проведенные лазерные эксперименты на “луноходах” надо рассматривать как пионерские работы по свето-локации Луны в России и в мире.

В настоящее время свето-локационный метод астрометрических измерений позволит уточнить основные характеристики системы Земля–Луна, а также исследовать собственное вращение или либрацию Луны. Особый интерес представляет изучение тонких деталей вращения Луны, связанных с особенностями ее внутреннего строения, гравитационного поля, распределения масс на Луне и приливных явлений. Другой круг проблем, в решении которых метод ЛЛ может сыграть решающую роль–это задачи геодезии и геодинамики. Здесь открывается возможность производить точные геодезические измерения и на этой основе исследовать такие явления, как дрейф континентов и движение полюсов Земли, природу колебаний Чандлера. Для этого потребуются установка нескольких новых ЛР в Южном полушарии Луны, способных работать в любое время суток.

Работы по определению эфемерид Луны на основе лунных свето-локационных наблюдений начались в СССР в 70-х годах прошлого века под руководством профессора В. К. Абалкина в Институте теоретической астрономии АН СССР. В 1995 г. построение высокоточной численной теории орбитально-вращательного движения Луны и ее

уточнение на основе локационных наблюдений было продолжено в Институте прикладной астрономии (ИПА РАН) под руководством профессора Г.А. Красовского. В настоящее время лунные эфемериды, разработанные в ИПА РАН находятся в одном ряду с американскими и французскими данными и имеют примерно равную с ними точность.

В России метод ЛЛ в настоящее время используется для регулярных наблюдений низкоорбитальных и геодинамических ИСЗ с уголковыми отражателями на борту. Для координатно-временного обеспечения (КВО) системы ГЛОНАСС в радио-интерферометрических обсерваториях Светлое, Бадары и Зеленчукская комплекса “Квазар-КВО” ИПА РАН проводятся высокоточные наблюдения с помощью дополнительно установленных трех лазерных станций (ЛС) “Сажень-ТМ”, которые разработаны в Институте прецизионного приборостроения (СПП) с участием д. т. н. В.Д. Шаргородского, В.В. Пасынкова и др. Наземный комплекс “Квазар” также используется для совместной работы с зарубежными приемниками КА GLONASS, GPS, DORIS и др. На территории России, ЮАР, Бразилии и Казахстана действуют 11 ЛС, образующих Российскую сеть лазерной дальнометрии (ЛД) и входящих в состав Международной службы ЛД (*International Laser Ranging Service*) для высокоточного определения орбит спутников и координат ЛС. В целях повышения эффективности применения российских ЛС создан Центр сбора, обработки и анализа информации средств российской сети ЛД и вводятся в строй две ЛС нового поколения для комплекса средств фундаментального обеспечения системы ГЛОНАСС. ЛС формируют дальномер-

ные данные (ДД) геодезических и навигационных КА с субмиллиметровой погрешностью измерений и псевдо-ДД навигационных ИСЗ, оснащенных модулями приема лазерных импульсов с субмиллиметровой погрешностью измерений. Кроме того, планируется введение Российского лунного ЛД на Алтае, разработанного в СПП, который будет обеспечивать миллиметровый и выше уровень точности измерений свето-локационной дальности до Луны. Научные результаты и перспективные планы работ по радио-интерферометрическим и лазерным наблюдениям низкоорбитальных и геодинамических КА, а также планетные исследования рассматриваются на Научном совете РАН по координатно-временному обеспечению и секции “Космическая геодинамика и геодезия” Совета РАН по космосу.

В соответствии с Российской космической программой на 2021–2027 гг. специалисты НПО им. С.А. Лавочкина Роскосмоса совместно с учеными РАН планируют запуск на Луну трех АМС “Луна-Глоб” (“Луна-25”), “Луна-Ресурс” (“Луна-26”) и “Луна-Грунт” (“Луна-27”) для проведения научных экспериментов, в том числе для лазерных исследований с помощью ЛР на борту АМС и СА. Дистанционные наблюдения и непосредственные контактные научные исследования поверхности Луны позволят получить новую информацию о системе Земля–Луна.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

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