СОДЕРЖАНИЕ

Номер 4, 2021

Использование космической информации о Земле

Отражение процессов мантийного плюмового магматизма в литосферных магнитных аномалиях, полученных по данным спутника CHAMP

Л. М. Абрамова, Д. Ю. Абрамова 3

Применение моделей глубинного строения земной коры, созданных на основе гравитационных данных спутника GOCE, для прогноза и поисков Pb–Zn месторождений в Арктической зоне России

А. Л. Галямов, А. В. Волков, К. В. Лобанов 15

Сезонная и межгодовая изменчивость поля концентрации хлорофилла-а в Беринговом море по спутниковым данным

К. К. Кивва, А. А. Кубряков 28

Исследование динамики природных пожаров на территории Российской Федерации с 2001 по 2020 гг. с учетом воздействия климатических факторов

О. С. Воронова, К. А. Гордо, А. Л. Зима 46

Методы и средства обработки и интерпретации космической информации

Зависимость уровня NDVI от пространственной структуры ландшафта и ее изменчивость во времени на примере западной оконечности Крымского полуострова (п-ов Тарханкут)

С. М. Шадчинов 60

Связь сезонной динамики температуры поверхности и NDVI урбанизированных территорий засушливой зоны (на примере Волгоградской агломерации)

С. С. Шинкаренко, О. Ю. Кошелева, О. А. Гордиенко, А. А. Дубачева, Р. С. Омаров 72

Пространственно-временная оценка лесистости овражно-балочных систем Среднерусской лесостепи с применением спектрально-отражательных признаков

Э. А. Терехин 84

Contents

No 4, 2021

Utilization of the Earth Space Data

Reflection of the Mantle Plume Magmatism Processes in the Lithospheric Magnetic Anomalies on the CHAMP Satellite Data

L. M. Abramova, D. Yu. Abramova 3

Application of Models of Earth's Crust Depth Structure Based on GOCE Satellite Gravitational Data, for Forecasting and Prospecting Pb–Zn Deposits in the Arctic Zone of Russia

A. L. Galyamov, A. V. Volkov, K. V. Lobanov 15

Seasonal and Interannual Variability of Chlorophyll-a Concentration in the Bering Sea Based on Satellite Data

K. K. Kivva, A. A. Kubryakov 28

Studying the Dynamics of Wildfires in Russia in 2001–2020 Taking into Account Climatic Factors

O. S. Voronova, K. A. Gordo, A. L. Zima 46

Methods and Means of Space Data Processing and Interpretation

Relationships between Temporal Variability of NDVI and Landscape Spatial Pattern on the Western Edge of Crimean Peninsula (Tarkhankut Peninsula)

S. M. Shadchinov 60

Relationship of Seasonal Dynamics of Surface Temperature and NDVI of Urbanized Territories of Arid Zone (on the Example of the Volgograd Agglomeration)

S. S. Shinkarenko, O. Yu. Kosheleva, O. A. Gordienko, A. A. Dubacheva, R. S. Omarov 72

Spatio-Temporal Assessment of Forest Cover of Small-Dry-Valleys in the Central Russian Forest-Steppe Using Spectral Response

E. A. Terekhin 84

ИССЛЕДОВАНИЕ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА, 2021, № 4, с. 3–14

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

ОТРАЖЕНИЕ ПРОЦЕССОВ МАНТИЙНОГО ПЛЮМОВОГО МАГМАТИЗМА В ЛИТОСФЕРНЫХ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЯХ, ПОЛУЧЕННЫХ ПО ДАННЫМ СПУТНИКА СНАМР

© 2021 г. Л. М. Абрамова[a], *, Д. Ю. Абрамова[b]

[a] *Центр геоэлектромагнитных исследований Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта, Москва, Троицк, Россия*

[b] *Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова РАН, Москва, Троицк, Россия*

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

Поступила в редакцию 16.02.2021 г.

Проанализировано пространственное распределение спутникового литосферного магнитного поля как параметра, связанного с процессами плюмового магматизма, происходящими на территории крупных изверженных магматических провинций. Показано, что магнитные аномалии могут рассматриваться в качестве образов мантийных плюмов различного генезиса наряду с томографическими образами сейсмических скоростей. С использованием авторской методики по измерениям геомагнитного поля на спутнике СНАМР рассчитаны параметры аномального магнитного литосферного поля и построены карты пространственного распределения модуля полного вектора T_a и вертикальной компоненты Z_a разных масштабов и высот наблюдения в последние годы жизни спутника, когда его альтитуда была самой низкой. Магнитные образы плюмов проиллюстрированы на примере трех разновозрастных плюмов в порядке снижения их возраста: Таримского (возраст ~280 млн лет), Эфиопского (~60–30 млн лет) и Исландского (~0–5 млн лет). Проанализирована связь аномалий магнитного поля с процессами плюмового магматизма, протекающими на данных территориях. Выяснено, что магнитные образы для плюмов разного возраста различны: древний мантийный плюм отражается в литосферном магнитном поле как конформная положительная аномалия значительной амплитуды. Литосферное же магнитное поле сравнительно “молодого” Эфиопского и действующего поныне Исландского плюмов имеет пониженные значения. Сделано заключение, что спутниковые наблюдения литосферного магнитного поля в совокупности с другими геолого-геофизическими данными регионального масштаба добавляют ценную информацию в общую картину исследования тектонических процессов, позволяя анализировать степень намагниченности и температурное состояние литосферы.

Ключевые слова: литосферные магнитные аномалии, спутниковые измерения, изверженные магматические провинции, Таримский мантийный плюм, Эфиопский мантийный плюм, Исландский мантийный плюм

DOI: 10.31857/S0205961421040023

ВВЕДЕНИЕ

В последние годы при исследовании геотектонических процессов большое внимание уделяется изучению крупных изверженных провинций LIP (*large igneous province*) и выяснению роли в их формировании мантийных плюмов, генерирующих процессы магматизма и эндогенного рудообразования (Loper, 1991; Maruyama, 1994; Ярмолюк и др., 2000; Pirajno, 2004; Добрецов, 2008; Mihalffy et al., 2008; Zhao, 2009; Добрецов и др., 2010).

Гипотеза мантийного плюма была предложена четыре десятилетия назад Уилсоном (Wilson, 1963) и Морганом (Morgan, 1971) для объяснения вулканических горячих точек, таких как Гавайи и Исландия. Плюмы – это горячие мантийные потоки, продвигающиеся к поверхности Земли от основания мантии в виде “горячей струи” расплава и являющиеся важнейшими регуляторами термохимической машины Земли. Приведенная на рис. 1 схема иллюстрирует процесс прохождения мантийного вещества от границы ядро–мантия в литосферу с выходом далее на земную поверхность.

Поднимающийся по каналу мантийный материал плюма при подходе к тугоплавкому основанию литосферы не может ее проплавить и начинает растекаться вдоль основания литосферы. Расплав плюма растекается до тех пор, пока не начинает формироваться “медленный” вторич-

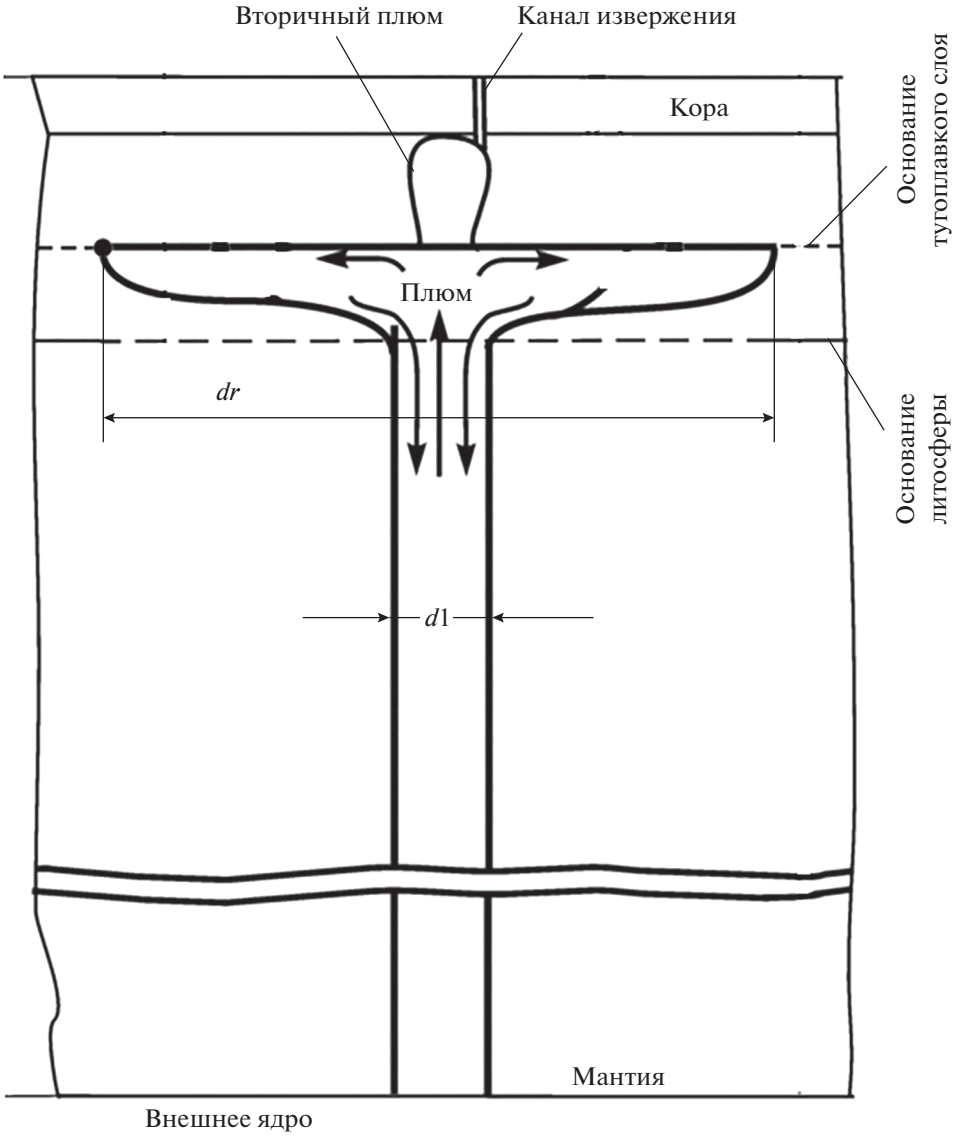


Рис. 1. Схема развития мантийного плюма (Добрецов, 2008). *dr* – положение границ сформировавшейся головы плюма, d_1 – диаметр канала плюма.

ный плюм, после чего, на заключительной стадии процесса, возникают центры излияния магмы на земную поверхность, и происходит массовое (катастрофическое) излияние траппов (пикритов и базальтов) по периферии зоны излияния.

Диаметр головы плюма (границы растекания под подошвой литосферы) зависит не только от длительности этого растекания, сопоставимого с временем подъема вторичного плюма, но и от его мощности. По этому параметру принято разделять плюмы на обычные и суперплюмы с диаметрами головы 600–1200 и 1800–3500 км соответственно. По-видимому, существует глобальная повторяемость активности плюмов через 30 млн лет и суперплюмов через 120 млн лет, которая, подобно “плюмовой капельнице”, определяет периодичность геологических процессов на Земле (Добрецов, 2008).

В геотектонике мантийные плюмы считаются ответственными за возникновение траппов, внутриконтинентальных рифтов и горячих точек. Горячие точки – проявление мантийных плюмов на поверхности – являются сфокусированными зонами плавления, для них характерны высокий тепловой поток и активный вулканизм.

Проявления мантийных плюмов и оценка их параметров позволяют выявлять специфические особенности зарождения и развития мантийных и мантийно-коровых рудообразующих систем, поскольку их функционирование приводит к формированию крупных и уникальных рудных

месторождений (Борисенко и др., 2006; Добрецов, 2008).

При исследованиях процессов, связанных с плюмообразованием, существенную помощь в диагностике и локации мантийных плюмов может оказать использование геофизических методов, в том числе данных измерений магнитного поля на спутниках Земли.

За период более чем десятилетней миссии германского спутника CHAMP были получены огромные массивы высокоточных данных модуля полного вектора и компонент геомагнитного поля, равномерно покрывающих практически всю поверхность Земли для уровней наблюдения от 480 до 250 км. Последнее стало возможным, поскольку спутник не прекращал измерения даже в период постепенного естественного снижения высоты орбиты в конце "жизни" аппарата (Reigber et al., 2002). Измерения более поздней мультиспутниковой миссии SWARM, к сожалению, малопригодны для задач исследования поля литосферных магнитных аномалий из-за больших альтитуд полета спутников.

Ранее в наших работах (Абрамова Д., Абрамова Л., 2014; Абрамова и др., 2019; 2020) было показано, что литосферное магнитное поле как параметр, обусловленный процессами, происходящими в тектоносфере Земли, может рассматриваться наряду с томографическими построениями сейсмических скоростей в качестве образов тектонических структур.

Здесь мы хотим рассмотреть магнитные аномалии как образы трех разновозрастных плюмов: Таримского, Эфиопского и Исландского, возрастные параметры которых приведены в работе (Добрецов, 2008), используя в качестве источника информации данные наблюдений германского спутника CHAMP.

Для тектонических областей, ограничивающих проявление указанных плюмов, построены карты литосферных магнитных аномалий на спутниковых высотах с целью определения соотношения их размеров, границ и пространственного положения. Свойства литосферных магнитных аномалий (ЛМА), расположенных над территориями указанных плюмов, их связь с областями плюмового магматизма рассмотрены в настоящей работе.

СПУТНИКОВЫЕ МАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДИКА ИХ ОБРАБОТКИ

Геомагнитное поле, измеренное на спутнике, является сложной функцией пространства и времени, и основная проблема при выделении его аномальной части, относящейся к магнитному полю литосферы, состоит в корректном разделении измеренного суммарного магнитного поля на составляющие, связанные с различными физическими источниками. Для получения вклада ЛМА требуется удалить из экспериментальных данных "лишние" составляющие, максимально адекватно описывая их с помощью существующих на сегодняшний день математических моделей.

Методика выделения параметров литосферного магнитного поля из экспериментальных спутниковых измерений, усовершенствованная авторами в части удаления самой значительной составляющей – главного магнитного поля Земли (что позволило повысить надежность и точность выделения литосферной составляющей), подробно приводилась в наших работах (Абрамова и др., 2011, 2014).

Следует отметить, что материалы спутника CHAMP, полученные в последние годы работы на высотах ~300 км и ниже, приятно отличаются от данных предыдущих лет не только более значительными величинами полей, что обусловлено снижающейся высотой полета, но и качеством (по-видимому, усовершенствовалась методика предварительной обработки массива данных их собственниками). Тем не менее, для проверки надежности построений карт магнитных аномалий расчет всегда производился по нескольким независимым наборам спутниковых данных либо для разных компонент магнитного поля. Сравнение полученных вариантов подтвердило, что структура магнитных аномалий воспроизводится стабильно, что свидетельствует об адекватности построенного пространственного распределения поля.

Для анализа распределения поля ЛМА на спутниковых высотах были выделены и обработаны геомагнитные данные спутника CHAMP, равномерно покрывающие сектора земной поверхности, топографически относящиеся к Таримской изверженной провинции, Восточной Африке и региону о. Исландия. Количество значений, используемых при анализе каждой области, лежит в пределах от 1600 до 10000. Детальность построения карт аномального литосферного поля соответствует масштабу основных тектонических структур региона.

Территории развития плюмов рассмотрены ниже в порядке снижения их возраста: Таримский (возраст ~280 млн лет), Эфиопский (по разным данным ~60–30 млн лет) и Исландский (~0–5 млн лет).

ПОСТРОЕНИЕ КАРТ ЛИТОСФЕРНЫХ МАГНИТНЫХ АНОМАЛИЙ НА ТЕРРИТОРИЯХ РАЗВИТИЯ ПЛЮМОВ

Таримский плюм

Для анализа связи ЛМА с положением тектонических структур Тарима и окружающих областей создана база экспериментальных магнитных

данных, рассчитаны параметры модуля полного вектора T_a и вертикальной компоненты Z_a. Для этого использованы материалы измерений спутника CHAMP за 6 мес. 2008 г., когда высота полета спутника составляла ~300 км. Построены серии карт ЛМА для компонент Z_a и T_a различных масштабов и параметров осреднения над территорией данной коллизионной зоны в интервале 74°–96° E и 33°–48° N.

На рис. 2 представлен пример пространственного распределения T_a и Z_a поля ЛМА, здесь применено медианное осреднение по блокам размером 80 × 80 км. Для построения этих и всех остальных представленных в данной статье карт использована программа GMT (Wessel, Smith, 2007).

Рисунок иллюстрируют хорошую согласованность компонент T_a и Z_a, что свидетельствует о надежности построений, высоком качестве спутниковых данных и применяемой методики (в средних широтах модуль полного вектора и вертикальная компонента магнитного поля близки по абсолютной величине).

В полученном распределении литосферного магнитного поля отчетливо проявляется мозаичная структура крупных положительных и отрицательных аномалий, свидетельствующая о неоднородной намагниченности глубинных структур. На картах обеих компонент положению Таримского и Джунгарского кристаллических массивов соответствуют изометрические положительные аномалии с интенсивностью, приближающейся к 12 нТл и положением центров ~38° N/81° E и ~45° N/86° E соответственно, что отражает значительную намагниченность и однородность магнитоактивного слоя этих тектонических структур в нижней части земной коры.

Эфиопский плюм

Для исследования отражения Эфиопского плюма в аномальном литосферном магнитном поле использованы данные измерений на спутнике CHAMP за 2010 г. На уровне ~280 км над Восточно-Африканской магматической провинцией на планшете в границах 24°–44° E и 8° S–20° N построена серия карт модуля полного вектора магнитного поля T_a для разных степеней осреднения. В качестве примера на рис. 3 приведена одна из таких карт T_a. Медианное осреднение также выполнено по блокам размером 80 × 80 км.

Из рис. 3 видно, что практически все аномальное магнитное поле над территорией Восточно-Африканской рифтовой зоны к северу от экватора представляет собой область отрицательных значений различной интенсивности.

На этом отрицательном фоне выделяются две крупные амебообразные отрицательные магнитные аномалии с центрами 8° N/38° E и 8° N/42.5° E. Их амплитуды достигают 16 нТл.

Над западной частью Эфиопского плато наблюдается еще одна отрицательная аномалия T_a меньшей амплитуды, ~8 нТл.

К югу от экватора, напротив, значения амплитуды T_a постепенно возрастают и достигают на юго-западе территории значений более 10 нТл, образуя неоднородную область положительного аномального поля, тяготеющую центром к Танзанийскому кратону, а к востоку продолжающуюся в акваторию Индийского океана.

Исландский плюм

Для анализа аномального литосферного поля над территорией о. Исландия и прилегающих областей использованы экспериментальные данные спутника CHAMP за июль–август 2010 г., когда орбита находилась на самом низком (260 км) уровне перед завершением его миссии. Значения амплитуды модуля полного вектора аномального магнитного поля T_a рассчитаны для сектора 10°–25° W и 60°–70° N и приведены на рис. 4, при построении карты использовано медианное осреднение по блокам размером 30 × 30 км средствами GMT (Wessel, Smith, 2007).

На северо-западной и юго-восточной сторонах острова видны две положительные ЛМА, которые представляют собой частичное отражение пояса аномалий, проходящих от западного края центральной части Гренландии до шельфа Фарерских островов (Абрамова и др., 2019). Природа этих аномалий объясняется тем, что в областях, где при прохождении Исландского плюма происходили процессы мощной тектонической активизации, отдельные микроплиты разрушавшейся древней коры с высокими значениями намагниченности, были погружены под активные области, о чем и свидетельствует аномальное магнитное поле. На границах рассматриваемых аномалий наблюдаются зоны высокого градиента поля, что, по-видимому, обусловлено наличием поясов торошения и дробления вокруг отдельных блоков земной коры (Абрамова Д., Абрамова Л., 2014).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Таримский плюм

Территория, на которой расположен Таримский плюм, является частью Центрально-Азиатского складчатого пояса с чрезвычайно сложной структурой литосферы, составленной группами складчатых поясов, террейнов и кристаллических массивов (микроконтинентов) с докембрийским фундаментом. Тектоническая активность здесь проявляется до сих пор, ее природа приписывается

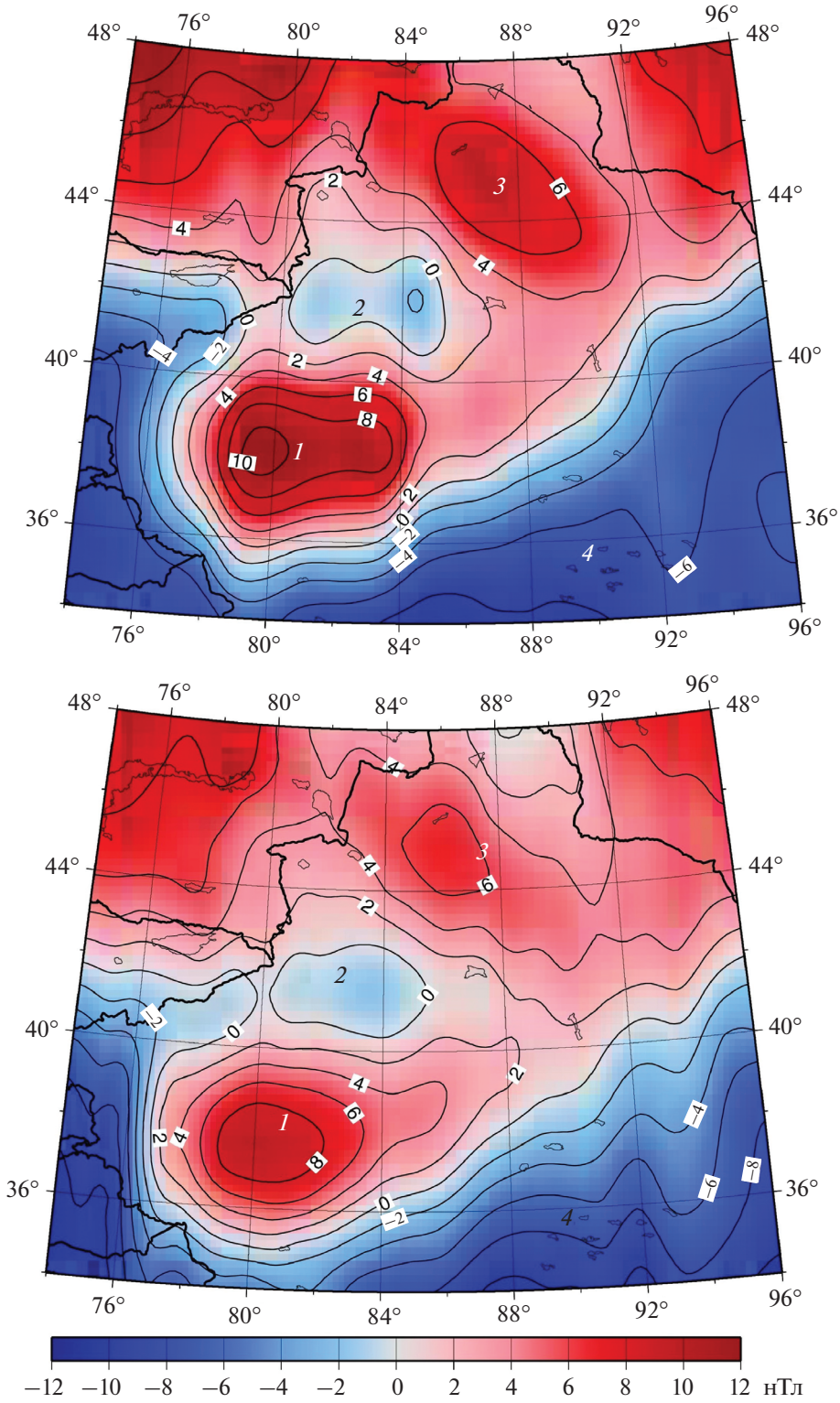


Рис 2. Карта ЛМА над западной частью Центрально-Азиатского складчатого пояса: аномалии T_a (вверху); аномалии Z_a (внизу).
Цифрами обозначены: *1* – Таримский кристаллический массив; *2* – Тянь-Шань; *3* – Джунгарский массив; *4* – Тибетское плато.

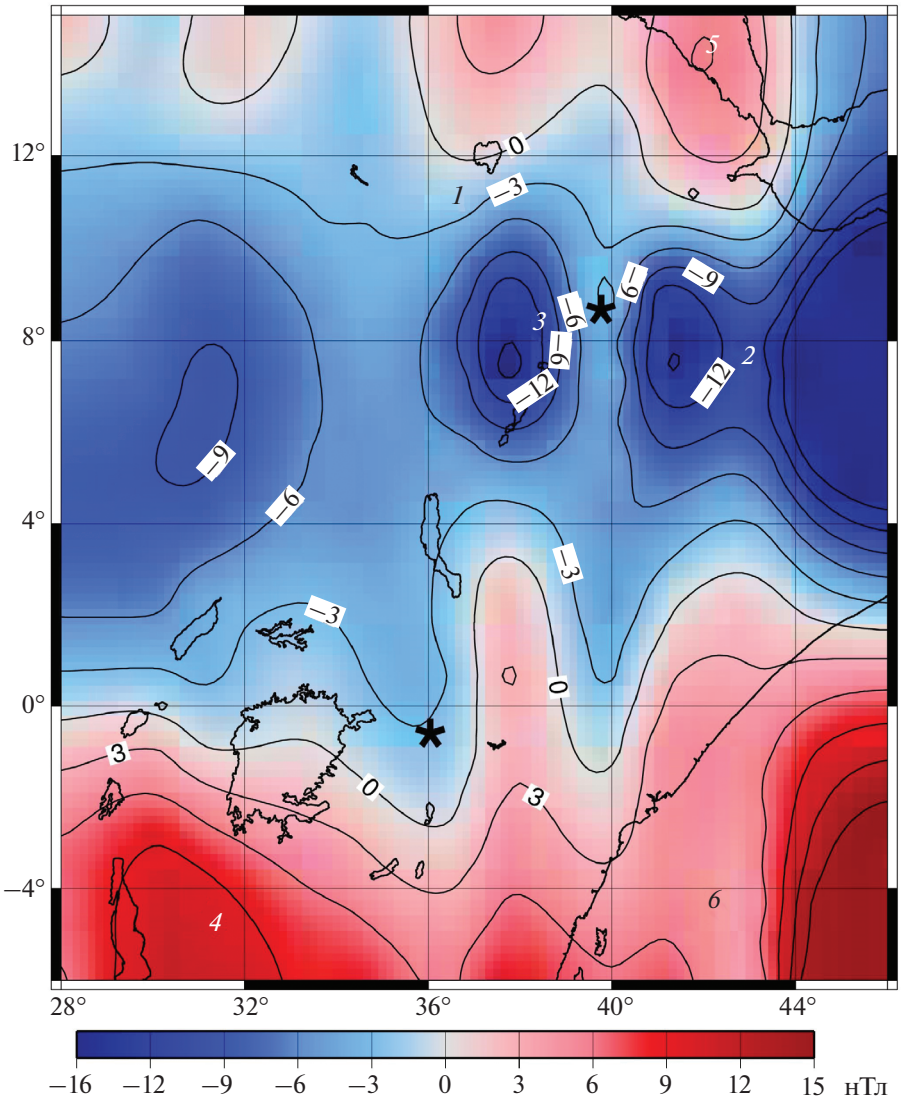


Рис. 3. Карта аномалий магнитного поля T_a над территорией Восточной Африки на высоте ~280 км. Цифрами обозначены: *1* – Эфиопское плато; *2* – Афарская низменность; *3* – Восточно-Африканская рифтовая зона; *4* – Танзанийский кратон; *5* – Красное море; *6* – Индийский океан. Звездочками обозначены условные положения горячих точек.

межплитному взаимодействию и (или) мантийным процессам.

Таримский кристаллический массив, расположенный на северо-западе Китая и занимающий площадь ~500 тыс. км^2, в плане напоминает двояковыпуклую линзу, вытянутую в широтном направлении. Обрамлена эта “линза” на севере горно-складчатыми структурами Тянь-Шаня, на юге – орогенами Куньлуня–Тибета. В пределах Тарима и рифтогенных структур Восточного Тянь-Шаня (Джунгарский массив) выявлены ареалы развития древнего пермского и триасового магматизма, обусловленные протеканием на их территории процессов развития мантийного плюма (Добрецов, 2005; Борисенко и др., 2006; Zhang et al., 2005). Обзорная схема структур обрамления Таримского и Джунгарского массивов приводилась ранее на страницах этого журнала в статье (Абрамова и др., 2020).

Литосферные магнитные аномалии в пределах Таримского и Джунгарского массивов четко коррелируют с литосферными аномалиями сейсмических скоростей по результатам сейсмической томографии (Gao et al., 2000; Huang, Zhao, 2006; Kosarev et al., 1993). Тепловой поток в пределах Таримского и Джунгарского архейских блоков, входящих в одноименные массивы, имеет пониженные по сравнению со средними значения ~44 мВт/м^2, что предполагает низкое положение изотермы Кюри

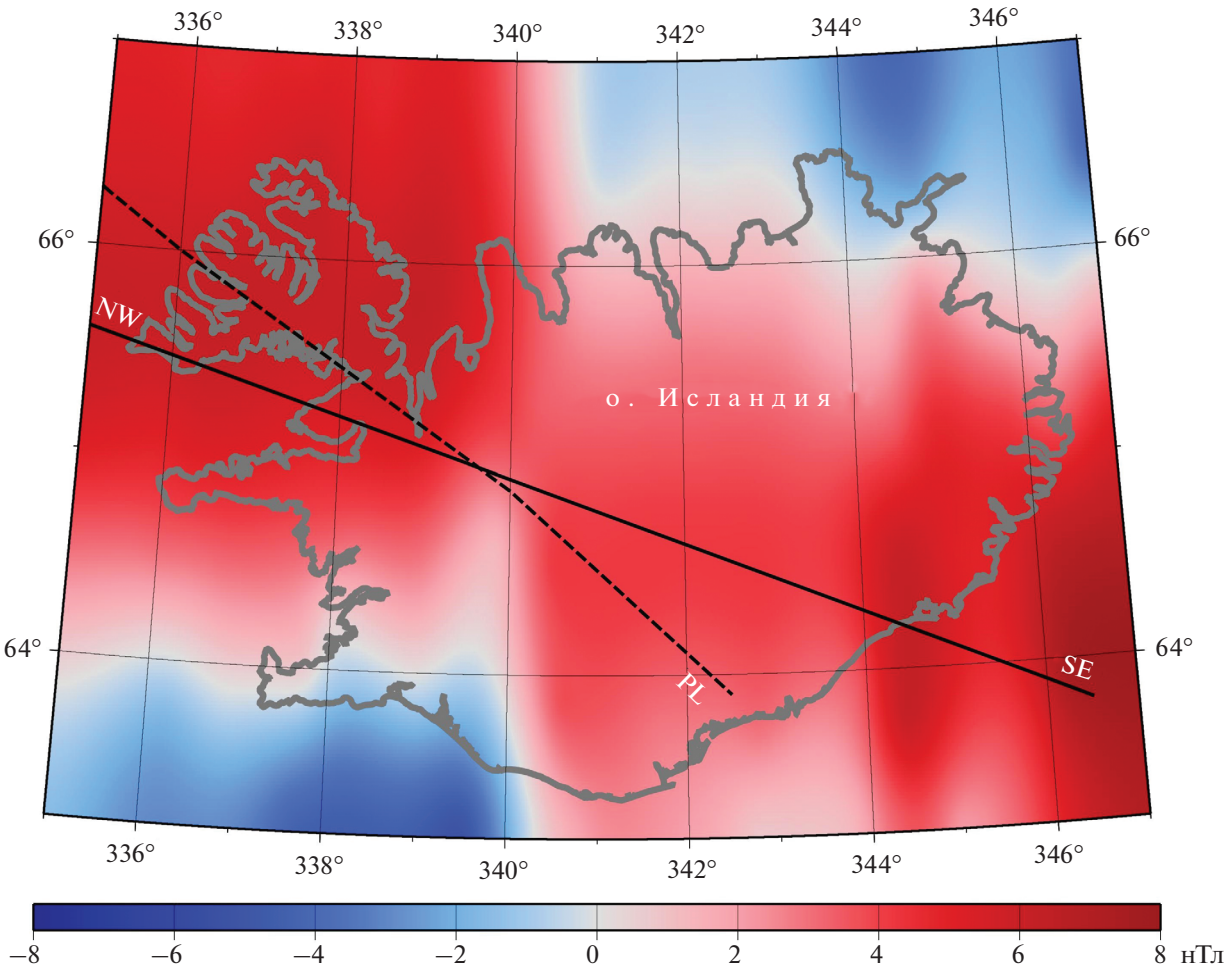


Рис. 4. Карта литосферных магнитных аномалий модуля полного вектора T_a над территорией о. Исландия; пунктир – предполагаемая траектория прохождения Исландского плюма; PL – современное положение Исландского плюма; NW–SE положение профиля к разрезу рис. 6.

(Лысак, 2009) и отсутствие влияния температуры на намагниченность вещества коры.

Схожесть приведенных геофизических параметров, характеризующих области расположения Таримского и Джунгарского массивов, дает повод предположить по аналогии, что аномалия литосферного магнитного поля, приуроченная к Джунгарскому массиву, также является следствием процессов плюмовой магматической активизации, протекавших одновременно с периодом действия Таримского плюма, а может быть и реликтом иного плюма.

Отрицательные аномалии литосферного магнитного поля на рис. 2 оконтуривают складчатые области гор Тянь-Шаня, Памира и Тибета, достигая уровня –10 нТл. В целом, все складчатые области, где до сих пор наблюдаются процессы тектонической активизации, представлены в виде ареалов пониженного уровня магнитного поля. Это обусловлено, в первую очередь, уменьшением мощности магнитоактивного слоя, особенно резким в пределах Памира и Тибета в силу высокого, менее 32 км, положения поверхности Кюри магнетита (Gao et al., 2016).

Таким образом, можно констатировать, что древний раннепермский Таримский, равно как и Джунгарский, плюмы на картах аномального литосферного магнитного поля на высоте наблюдения ~300 км отражаются в виде значительных изометричных положительных аномалий.

Эфиопский плюм

Современная тектоника данной области, включающей в себя Эфиопское плато, Восточно-Африканскую рифтовую зону и Танзанийский кратон, достаточно хорошо изучена сейсмическими методами. Томографические исследования сейсмических скоростей на продольных и поперечных волнах обнаружили низкоскорост-

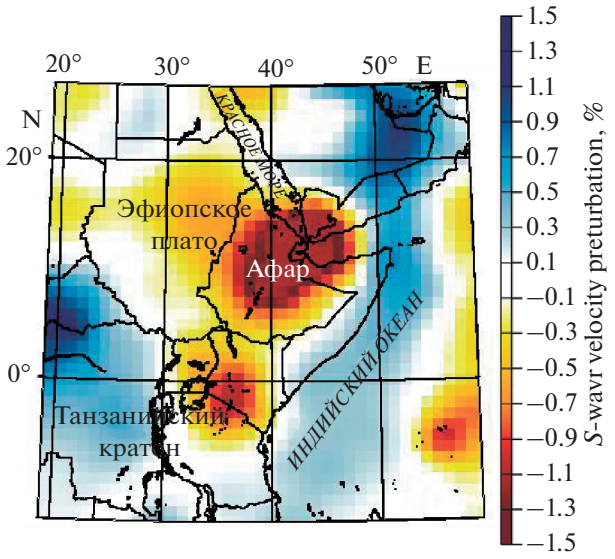


Рис. 5. Сечение скоростной модели *S*-волн PRI-S05 по данным томографии на глубине 300 км (Montelli et al., 2006).

ную аномалию значительных размеров, расположенную в верхней мантии под Восточно-Африканской рифтовой зоной с геометрическим центром под котловиной Афар, название которой получила находящаяся здесь горячая точка.

На модели PRI-S05 (рис. 5) выделены две интенсивные низкоскоростные аномалии: одна из аномалий расположена под Афарским тройным сочленением (42° E, 12° N), вторая находится под Танзанийским кратоном (32° E, 3° S) (Montelli et al., 2006). Цветом обозначены отклонения скоростей *S*-волн в большую или меньшую сторону от средней мантийной скорости соответственно.

Было высказано предположение, что аномальная зона Афар является следствием плюмовой активности так называемого Эфиопского плюма (Добрецов, 2008). Начиная с глубин ~200 км под Эфиопским плато, интенсивность низкоскоростной (плюмовой) аномалии сильно возрастает, что, по мнению авторов, обусловлено повышенной пластичностью мантийного расплава в верхней мантии. В течение указанного периода происходил длительный прогрев литосферы, в том числе нижней части земной коры, что привело к потере ею магнитных свойств. Наблюдаемая в этом регионе огромная область отрицательных значений литосферного магнитного поля T_a вполне согласуется с выдвинутым предположением и служит подтверждением его реалистичности.

Положительная магнитная аномалия в районе Танзанийского кратона (на рис. 3 обозначен цифрой *4*) свидетельствует о том, что вещество литосферы в этой области обладает достаточной намагниченностью, соответственно литосфера здесь более мощная и холодная и, следовательно, более вязкая. Это вполне согласуется с существованием по данным томографии зоны повышенных скоростей к юго-западу от оз. Виктория (рис. 5).

Согласно сейсмическим данным, Танзанийский кратон по периметру окружен зонами локального понижения скорости в соответствии с поверхностной структурой. Область пониженных скоростей с центром 37° E–3° S (рис. 5) в его восточной части, которую принято обозначать как Танзанийский плюм, как раз является иллюстрацией этих данных.

На карте пространственного распределения поля литосферных магнитных аномалий (рис. 3) эта область (отмечена звездочкой) достаточно хорошо оконтуривается изолиниями, изменяющими в районе 35° E и 40° E свое направление на субмеридиональное, и характерна пониженными значениями T_a по отношению к расположенным западнее и восточнее территориям. Величина амплитуды аномалии здесь не такая значительная как в области Афар, что может свидетельствовать о меньшей мощности Танзанийского плюма по сравнению с Эфиопским и, соответственно, более мощной и холодной литосфере под ним.

Исландский плюм

Геолого-тектонические исследования о. Исландия и окружающих ее территорий показывают, что здесь происходят одновременно два мощных тектонических процесса: спрединг Срединно-Атлантического хребта и проявления молодого мантийного плюма (Allen et al., 2002; Hjartarson et al., 2017).

В нашей работе (Абрамова и др., 2019) были представлены и проанализированы карты региональных литосферных аномалий над территорией части Северо-Атлантической магматической провинции, одной из крупнейших магматических провинций в мире. Процессы тектонической активизации в данном регионе в целом согласуются с небольшими значениями амплитуды аномального литосферного магнитного поля, полученного из спутниковых измерений над этой территорией. Было показано, что происходящие здесь активные процессы разогрева астеносферы приводят к подъему глубины залегания поверхности, на которой достигается температура Кюри для ферромагнитных минералов, что ведет к сокращению мощности намагниченных слоев в литосфере.

Здесь построено и обсуждается детальное пространственное распределение поля литосферных магнитных аномалий T_a непосредственно для о. Исландия, на территории которого в настоящее время находится молодой Исландский ман-

тийный плюм, возраст которого оценивается в пределах 0–5 млн лет (Добрецов, 2008).

В центральной части острова амплитуда T_a существенно ниже в сравнении с его северо-западной и юго-восточной окраинами, что можно связать с деятельностью плюма.

Томографические исследования сейсмических скоростей (Allen et al., 2002) выявили наличие обширной системы, подпитывающей плюм, то есть подающей мантийный расплав в магматические камеры, расположенные в верхней коре. Вертикальный разрез относительных значений сейсмической скорости для трехмерной (3D) модели вдоль профиля NW–SE (положение профиля см. на рис. 4) на территории Исландии приведен на рис. 6 (Allen et al., 2002).

Зафиксированная этими исследованиями низкоскоростная аномалия в коре Исландии представляет собой сейсмический образ неоднородностей обширной системы мантийного плюма, обеспечивающей, как сказано, поступление расплава в верхние магматические камеры, где происходит современное формирование земной коры. Согласно 3D модели, в верхней части коры (0–15 км) низкоскоростная область расположена на всем протяжении современных вулканических зон. В нижней коре, глубже 15 км, низкоскоростная область представлена в виде вертикального цилиндра под центральной Исландией. Эта низкоскоростная структура интерпретируется как тепловой образ канала, который соединяет область образования расплава в самой верхней части мантии под центральной Исландией с зонами современных действующих вулканов. Аномалия имеет диаметр 150 км и сосредоточена под комплексом Бардар–Бунга–Гримсвотн, одним из наиболее активных вулканических регионов в Исландии. Этот комплекс спродуцировал самое большое извержение лавы, свидетелем которого, когда бы то ни было, был человек – извержение Лаки в 1783 г.

Область пониженной скорости в нижней коре находится именно там, где фиксируется самая мощная кора на территории Исландии, достигающая 46 км. Это стало следствием постоянного активного приращения первоначальной коры материалом, поступающим из мантии через зону расплава (Allen et al., 2002; Funck, Hopper, 2014). Скоростная аномалия в нижней коре также удовлетворительно соотносится с центром низкоскоростной аномалии в мантии, которая интерпретируется как мантийный плюм (Zverev et al., 1977; Wolfe et al., 1997; Allen et al., 2002).

Пространственное распределение аномального литосферного магнитного поля, полученное в наших исследованиях, хорошо согласуется с томографическими данными, что подтверждает приведенный на рис. 6 график модуля полного вектора T_a вдоль профиля NW–SE. Видно, что

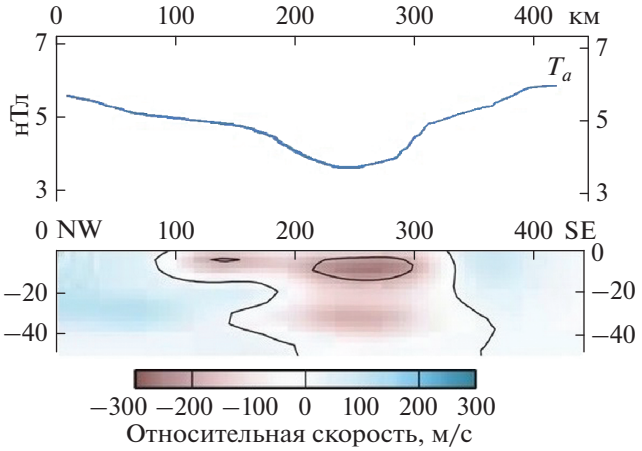


Рис. 6. Вертикальный разрез аномалий сейсмической скорости, вдоль профиля NW–SE (внизу) (Allen et al., 2002) и амплитуда модуля полного вектора аномального магнитного поля T_a (вверху).

пониженные значения амплитуды T_a приходятся как раз на область положения канала поступления мантийного вещества, что свидетельствует о потере магнитных свойств материала земной коры под действием высоких температур.

Можно с уверенностью утверждать, что и низкоскоростная сейсмическая аномалия, и пониженные значения аномального магнитного поля имеют своей причиной тепловое влияние системы каналов расплава, управляемых плюмом, и связаны как с притоком магмы вертикально вверх в верхнюю кору, так и растекающейся из нижней коры в центральной Исландии вдоль рифтовой системы верхней коры. Следует отметить, что в отличие от выше рассмотренного Эфиопского плюма, где аномальное магнитное поле в горячих точках приобретает отрицательные значения, на территории Исландии значения поля, уменьшаясь по амплитуде, остаются положительными. Это, по-видимому, объясняется существенным различием в возрасте действующих на данных территориях плюмов: если в случае Эфиопского мантийного плюма вся кора Восточно-Африканской магматической зоны практически потеряла намагниченность вследствие длительного мощного прогрева, то в случае Исландского плюма кора все еще может обладать достаточными магнитными свойствами, отраженными в распределении аномального магнитного поля.

ВЫВОДЫ

В результате анализа пространственного распределения литосферного магнитного поля, полученного по данным геомагнитных наблюдений спутника CHAMP, показано, что аномалии литосферного магнитного поля тесно связаны с про-

цессами плюмового магматизма и, наряду с томографическими образами сейсмических скоростей, по-видимому, могут рассматриваться в качестве образов мантийных плюмов.

Построенные магнитные образы плюмов различного возраста: Таримского, Эфиопского и Исландского – продемонстрировали, что магнитные аномалии на территории проявления древних и молодых мантийных плюмов существенно различны: древние плюмы, отражаются в литосферном аномальном поле как конформные положительные магнитные аномалии значительной амплитуды, в то время как магнитное поле в регионе действия более молодых плюмов понижается. При этом в отличие от "средневозрастного" Эфиопского плюма, где аномальное магнитное поле вследствие разогрева материала земной коры и снижения мощности магнитоактивного слоя приобретает отрицательные значения, на территории Исландии, где молодой мантийный плюм действует в течение гораздо более короткого периода, значения поля, уменьшаясь по амплитуде, остаются положительными, поскольку кора все еще может обладать достаточными магнитными свойствами. Выявленные особенности могут быть использованы при классификации и определении возраста мантийных плюмов.

Таким образом, спутниковые наблюдения литосферного магнитного поля в совокупности с другими геолого-геофизическими данными регионального масштаба, добавляют ценную информацию в общую картину исследования тектонических процессов, позволяя оценивать степень намагниченности и температурное состояние литосферы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абрамова Д.Ю., Абрамова Л.М., Филиппов С.В., Фрунзе А.Х. О перспективах использования спутниковых измерений для анализа региональных магнитных аномалий // Исслед. Земли из космоса. 2011. № 6. С. 53–63.

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

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

Абрамова Д.Ю., Филиппов С.В, Абрамова Л.М. О возможностях использования спутниковых геомагнитных наблюдений в исследовании геолого-тектонического строения литосферы // Исслед. Земли из космоса. 2020. № 2. С. 69–81.

Борисенко А.С., Сотников В.И., Изох А.Э., Поляков Г.В., Оболенский А.А. Пермотриасовое оруденение Азии и его связь с проявлением плюмового магматизма // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 1. С. 166–182.

Добрецов Н.Л. Крупнейшие магматические провинции Азии (250 млн лет): сибирские эмейшаньские траппы (платобазальты) и ассоциирующие гранитоиды // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 9. С. 870–890.

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

Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик С.М. Термохимическая модель пермотриасовых мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых, благородно- и редкометалльных месторождений // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1159–1187.

Лысак С.В. Термальная эволюция, геодинамика и современная геотермальная активность литосферы Китая // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. С. 1058–1071.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника. 2000. № 6. С. 3–29.

Allen R., Nolet G., Morgan W., Vogfjord K., Nettles M., Ekstrom G., Bergsson B., Erlendsson P., Darbyshire F.A., White R.S., Priestley K.F. Structure of the crust and uppermost mantle of Iceland from a combined seismic and gravity study // Earth Planet. Sci. Lett. 2000. V. 181. P. 409–428.

Funck T., Hopper J.R. Crustal structure. Tectonostratigraphic Atlas of the North-East Atlantic Region. Geological Surv. of Denmark and Greenland (GEUS). Copenhagen, Denmark, 2014. P. 69–128.

Gao Guoming, Guofa Kang, Guangquan Li, Chunhua Bai, Yingyan Wu. An analysis of crustal magnetic anomaly and Curie surface in west Himalayan syntaxis and adjacent area // Acta Geod. et. Geoph. 2016.
https://doi.org/10.1007/s40328-016-0179-z

Gao R., Huang D., Lu D. Deep seismic reflection profile across the juncture zone between the Tarim basin and the west Kunlun mountains // Chin. Sci. Bull. 2000. V. 45. P. 2281–2286.

Hjartarson A., Erlendsson O., Blisghke A. The Greenland–Iceland–Faroe Ridge Complex // Geological Society London Special Publications. April 2017. 21 p.

Huang J., Zhao D. High-resolution mantle tomography of China and surrounding regions // J. Geophys. Res. 2006. V. 111. P. 1–21.

Kosarev G.L., Petersen N.V., Vinnik L.P., Roecker S.W. Receiver functions for the Tien Shan analog broadband network: Contrasts in the evolution of structures across the Talasso-Fergana fault // J. Geophys. Res. 1993. V. 98. P. 4437–4448.

Loper D.E. Mantle plumes // Tectonophysics. 1991. V. 187. P. 373–384.

Maruyama Sh. Plume tectonics // Geol. Soc. Japan. 1994. V. 100. № 1. P. 24–34.

Mihalffy P., Steinberger B., Schmeling H. The effect of the large-scale mantle flow field on the Iceland hotspot track // Tectonophysics. 2008. V. 447. P. 5–18.

Montelli R., Nolet G., Dahlen F.A., Masters G. A catalogue of deep mantle plumes: New results from finite-frequency tomography // Geochem. Geophys. Geosyst. 2006. V. 7. Q11007. https://doi.org/10.1029/2006GC001248

Morgan, W. Convection plumes in the lower mantle // Nature. 1971. V. 230. P. 42–43.

Pirajno F. Ore deposits and mantle plumes. Kluwer Academic Publishers, 2004. 556 p.

Reigber C., Lühr H., Schwintzer P. CHAMP mission status // Adv. Space Res. 2002. V. 30(2). P. 129–134. https://doi.org/10.1016/S0273-1177(02)00276-4

Wessel P., Smith W.H.F. The generic mapping tools // Technical reference and cookbook version 4.2. 2007. http://gmt.soest.hawaii.edu.

Wilson, J. A possible origin of the Hawaiian islands // Canadian J. Physics. 1963. V. 41. P. 863–870.

Wolfe C.J., Bjarnason I.T., Van Decar J.C., Solomon S.C. Seismic structure of the Iceland mantle plume // Nature. 1997. V. 385. P. 245–247.

Zhang L., Xiao W., Qin K., Qu W., Du A. Re-Os isotopic dating of molybdenite and pyrite in the Baishan Mo-Re deposit, eastern Tian-Shan, NW China, and its geological significance // Miner. Depos. 2005. V. 39. P. 960–969.

Dapeng Z. Multiscale seismic tomography and mantle dynamics // Gondwana Res. 2009. V. 15. P. 297–323.

Zverev S.M., Kosminskaya I.P., Krasil G.A., Mikhota G.G. Deep structure of Iceland and the Iceland-Faeroe-Shetland region based on seismic studies (NASP-72) // Int. Geol. Rev. 1977. V. 19. P. 11–24.

Reflection of the Mantle Plume Magmatism Processes in the Lithospheric Magnetic Anomalies on the CHAMP Satellite Data

L. M. Abramova[1] and D. Yu. Abramova[2]

[1] *Geoelectromagnetic Research Centre, Schmidt Institute of Physics of the Earth, Moscow, Troitsk, Russia*

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

The spatial distribution of the satellite lithospheric magnetic field is analyzed as a parameter associated with plume magmatism processes occurring in the territory of large igneous magmatic provinces (LIP). It is shown that magnetic anomalies can be considered as images of mantle plumes of various genesis, along with tomographic images of seismic velocities. According to the methods developed by the authors, the parameters of the anomalous magnetic lithospheric field were extracted from the total geomagnetic field data on the CHAMP satellite. An database of lithospheric anomalies was formed, and maps of the modulus of the total vector T_a and the vertical component Z_a anomalies of various scales and observation heights were constructed when its altitude was the lowest. The magnetic images of plumes are illustrated by the example of three plumes of different ages in order of decreasing age: Tarim (~280 Ma), Ethiopian (~60–30 Ma), and Iceland (~0–5 Ma). The relationship between magnetic field anomalies and plume magmatism processes occurring in their territories is analyzed. It was found that ancient mantle plum is reflected in the lithospheric magnetic field as conformal positive anomalie of significant amplitudes. The lithospheric magnetic field of the comparatively "young" Ethiopian and still active Icelandic plumes is greatly reduced. It is shown that satellite observations of the lithospheric magnetic field, in combination with other geological and geophysical data of a regional scale, add valuable information to the overall picture of tectonic processes, allowing one to analyze their degree of magnetization and the temperature state of the lithosphere.

Keywords: lithospheric magnetic anomalies, satellite measurements, large igneous magmatic provinces, Tarim mantle plume, Ethiopian mantle plume, Iceland mantle plume

REFERENCES

Abramova D.Yu., Abramova L.M. Litosfernyye magnitnyye anomalii na territorii Sibiri (po izmereniyam sputnika CHAMP) [Lithospheric magnetic anomalies on the territory of Siberia (based on measurements from the CHAMP satellite)] // Russian Geology and Geophysics. 2014. V. 55. P. 1081–1092 (In Russian).

Abramova D.Yu., Abramova L.M., Filippov S.V., Frunze A.Kh. O perspektivah ispolzovaniya sputnikovyh izmereniy dlya analiza regionalnyh magnitnyh anomaliy [On the prospects of using satellite measurements for the analysis of regional magnetic anomalies] // Issledovanie Zemli iz kosmosa. 2011. № 6. P. 1–11 (In Russian).

Abramova D.Yu., Abramova L.M., Varentsov Iv.M., Filippov S.V. Issledovaniye litosfernykh magnitnykh anomaliy Grenlandsko-Islandsko-Farerskogo vulkanicheskogo kompleksa po dannym izmereniy na sputnike CHAMP [Investigation of lithospheric magnetic anomalies of the Greenland-Iceland-Faroe volcanic complex based on measurements on the CHAMP satellite] // Geophysical research. 2019. V. 20. № 6. P. 5–18 (In Russian).

Abramova D.Yu., Filippov S.V., Abramova L.M. O vozmozhnostyakh ispolzovaniya sputnikovykh geomagnitnykh

nablyudeniy v issledovanii geologo-tektonicheskogo stroyeniya litosfery [On the possibilities of using satellite geomagnetic observations in the study of the geological and tectonic structure of the lithosphere] // Issledovanie Zemli iz kosmosa. 2020. № 2. P. 69–81 (In Russian).

Allen R., Nolet G., Morgan W., Vogfjord K., Nettles M., Ekstrom G., Bergsson B., Erlendsson P., Foulger G., Jakobsdottir S., Julian B., Pritchard M., Ragnarsson S., Stefansson R. Plume-driven plumbing and crustal formation in Iceland // J. Geophys. Res. 2002. V. 107. № B8. P. 1–19. DOI: 10.1029/2001JB000584

Borisenko A.S., Sotnikov V.I., Izokh A.E., Polyakov G.V., Obolensky A.A. Permotriasovoye orudeneniye Azii i yego svyaz s proyavleniyem plyumovogo magmatizma [Permo-Triassic mineralization of Asia and its relation with plume magmatism] // Russian Geology and Geophysics. 2006. V. 47. № 1. P. 166–182 (In Russian).

Darbyshire F.A., White R.S., Priestley K.F. Structure of the crust and uppermost mantle of Iceland from a combined seismic and gravity study // Earth Planet. Sci. Lett. 2000. 181. P. 409–428.

Dobretsov N.L. Geologicheskie sledstvija termohimicheskoj modeli pljumov [Geological implications of the thermochemical plume model] // Russian Geology and Geophysics. 2008. V. 49. № 7. P. 587–604 (In Russian).

Dobretsov N.L. Krupneyshiye magmaticheskiye provintsii Azii (250 mln. let): sibirskiye emeyshanskiye trappy (platobazalty) i assotsiiruyushchiye granitoidy [Large igneous provinces of Asia (250 Ma): Siberian and Emeishan traps (plateau basalts) and associated granitoids] // Russian Geology and Geophysics. 2005. V. 46. № 9. P. 870–890 (In Russian).

Dobretsov N.L., Borisenko A.S., Izokh A.E., Zhmodik S.M. Termokhimicheskaya model permotriasovykh mantiynykh plyumov Yevrazii kak osnova dlya vyyavleniya zakonomernostey formirovaniya i prognoza medno-nikelevykh, blagorodno- i redkometallnykh mestorozhdeniy [A thermochemical model of Permian-Triassic mantle plumes of Eurasia as a basis for prediction and exploration for Cu–Ni–PGE and rare-metal ore deposits] // Russian Geology and Geophysics. 2010. V. 51. № 9. P. 1159–1187 (In Russian).

Funck T., Hopper J.R. Crustal structure. Tectonostratigraphic Atlas of the North-East Atlantic Region. Geological Surv. of Denmark and Greenland (GEUS). Copenhagen, Denmark, 2014. P. 69–128.

Gao Guoming, Guofa Kang, Guangquan Li, Chunhua Bai, Yingyan Wu. An analysis of crustal magnetic anomaly and Curie surface in west Himalayan syntaxis and adjacent area // Acta Geod. et. Geoph. 2016. DOI: 10.1007/s40328-016-0179-z

Gao R., Huang D., Lu D. Deep seismic reflection profile across the juncture zone between the Tarim basin and the west Kunlun mountains // Chin. Sci. Bull. 2000. V. 45. P. 2281–2286.

Hjartarson A., Erlendsson O., Blisghke A. The Greenland–Iceland–Faroe Ridge Complex. Geological Society London Special Publications. April 2017. 21 p. DOI: 10.21455/gr2019.2-1

Huang J., Zhao D. High-resolution mantle tomography of China and surrounding regions // J. Geophys. Res. 2006. V. 111. P. 1–21.

Kosarev G.L., Petersen N.V., Vinnik L.P., Roecker S.W. Receiver functions for the Tien Shan analog broadband network: Contrasts in the evolution of structures across the Talasso-Fergana fault // J. Geophys. Res. 1993. V. 98. P. 4437–4448.

Loper D.E. Mantle plumes // Tectonophysics. 1991. V. 187. P. 373–384.

Lysak S.V. Termalnaya evolyutsiya, geodinamika i sovremennaya geotermalnaya aktivnost litosfery Kitaya [Thermal evolution, geodynamics and modern geothermal activity of the lithosphere in China] // Russian Geology and Geophysics. 2009. V. 50. P. 1058–1071 (In Russian).

Maruyama Sh. Plume tectonics // Geol. Soc. Japan. 1994. V. 100. № 1. P. 24–34.

Mihalffy P., Steinberger B., Schmeling H. The effect of the large-scale mantle flow field on the Iceland hotspot track // Tectonophysics. 2008. V. 447. P. 5–18.

Montelli R., Nolet G., Dahlen F.A., Masters G. A catalogue of deep mantle plumes: New results from finite-frequency tomography // Geochem. Geophys. Geosyst. 2006. V. 7. Q11007. DOI: 10.1029/2006GC001248

Morgan W. Convection plumes in the lower mantle // Nature. 1971. V. 230. P. 42–43.

Pirajno F. Ore deposits and mantle plumes. Kluwer Academic Publishers. 2004. 556 p.

Reigber C., Lühr H., Schwintzer P. CHAMP mission status. 2002. Advances in Space Research. V. 30(2). P. 129–134. DOI: 10.1016/S0273-1177(02)00276-4

Wessel P., Smith W.H.F. The generic mapping tools // Technical reference and cookbook version 4.2. 2007. http://gmt.soest.hawaii.edu.

Wilson J. A possible origin of the Hawaiian islands // Canadian J. Physics. 1963. V. 41. P. 863–870.

Wolfe C.J., Bjarnason I.T., Van Decar J.C., Solomon S.C. Seismic structure of the Iceland mantle plume // Nature. 1997. V. 385. P. 245–247.

Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., Kuzmin M.I. Severo-Aziatskiy superplyum v fanerozoye: magmatizm i glubinnaya geodinamika [North Asian superplume in the Phanerozoic: magmatism and deep geodynamics] // Geotectonics. 2000. № 6. P. 3–29 (In Russian).

Zhang L., Xiao W., Qin K., Qu W., Du A. Re-Os isotopic dating of molybdenite and pyrite in the Baishan Mo-Re deposit, eastern Tian-Shan, NW China, and its geological significance // Miner. Depos. 2005. V. 39. P. 960–969.

Dapeng Z. Multiscale seismic tomography and mantle dynamics // Gondwana Res. 2009. V. 15. P. 297–323.

Zverev S.M., Kosminskaya I.P., Krasil G.A., Mikhota G.G. Deep structure of Iceland and the Iceland-Faeroe-Shetland region based on seismic studies (NASP-72) // Int. Geol. Rev. 1977. V. 19. P. 11–24.

ИССЛЕДОВАНИЕ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА, 2021, № 4, с. 15–27

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

ПРИМЕНЕНИЕ МОДЕЛЕЙ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ, СОЗДАННЫХ НА ОСНОВЕ ГРАВИТАЦИОННЫХ ДАННЫХ СПУТНИКА GOCE, ДЛЯ ПРОГНОЗА И ПОИСКОВ Pb–Zn МЕСТОРОЖДЕНИЙ В АРКТИЧЕСКОЙ ЗОНЕ РОССИИ

© 2021 г.
А. Л. Галямов[a], *, А. В. Волков[a], К. В. Лобанов[a]

[a] *Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (ИГЕМ РАН), Москва, Россия*

**E-mail: a-galyamov@yandex.ru*

Поступила в редакцию 24.03.2021 г.

Рассмотрены результаты сравнительного металлогенического ГИС-анализа на основе данных GOCE (Gravity Field and Steady-State Ocean Circulation Explorer), который позволяет использовать элементы глубинного строения земной коры в прогнозно-поисковых моделях Pb–Zn месторождений. В результате ГИС-анализа установлено, что последние контролируются блоками земной коры с резкой изменчивостью мощности сейсмических слоев. Месторождения MVT-типа приурочены к глубоким прогибами осадочного слоя коры, выделяемого по сейсмическим скоростям, и совпадают с поднятиями поверхности Мохо; месторождения VMS типа, располагаясь преимущественно на маломощной осадочной коре, с умеренными мощностями ее нижний части; осадочно-эксгаляционные руды (SEDEX), занимая промежуточное положение между колчеданными (VMS) рудами и оруденением миссиссипского (MVT), контролируются маломощной и/или умеренно мощной осадочной корой в ареалах развития рифтов. Использование этих выводов в прогнозно-поисковых моделях позволяет выделять в Арктической зоне России новые перспективные площади для прогнозирования и поисков Pb–Zn месторождений.

Ключевые слова: Россия, земная кора, глубинное строение, тектоническая обстановка, месторождение, MVT, SEDEX, VMS, свинец, цинк, модель, прогноз, поиски

DOI: 10.31857/S0205961421040035

ВВЕДЕНИЕ

Свинцово-цинковые месторождения – один из важнейших источников стратегических металлов. В Арктике известны крупные и суперкрупные месторождения – Ред Дог, Грин-Крик (Аляска), Селвин, Ховард Пасс, Пайн-Пойнт (Канада), Цитронен (Гренландия) и около 100 более мелких по масштабу объектов в Скандинавии (рис. 1).

В арктической зоне России к настоящему времени выявлено небольшое число Pb–Zn месторождений, среди которых только одно крупное – Павловское (арх. Новая Земля) (рис. 1). Несколько рудопроявлений расположены в Республике Саха (Якутия). Более 10 объектов рассредоточены в Мурманской и Архангельской областях, в Ямало-Ненецком АО, а также на Таймыре и Чукотке. По плотности распределения, несмотря на существенно меньшее количество Pb–Zn объектов в Арктической зоне, Российская Федерация практически не уступает западным странам. Однако отставание России заметно по запасам и прогнозным ресурсам металлов, что в первую очередь это связано со слабой геологической изученностью арктических регионов (Бортников и др., 2015).

Современные геолого-генетические и прогнозно-поисковые модели Pb–Zn месторождений (Галямов и др., 2020), как результат многолетних мировых и отечественных исследований, – фундамент для дальнейшего изучения этих месторождений. Важная задача в настоящее время – выявление новых дополнительных факторов рудообразования для создания наиболее эффективных поисковых моделей.

При оценке перспективности крупных слабоизученных регионов арктической зоны РФ на выявление новых рудных объектов важно выделить глобальные признаки, которые определяют общее направление прогнозно-поисковых построений. К ним относятся особенности глубинного строения земной коры в современной геофизической модели литосферы (проект GOCE) (Волков и др., 2020).

Проект GOCE Европейского космического агентства (ESA) предусматривает спутниковое

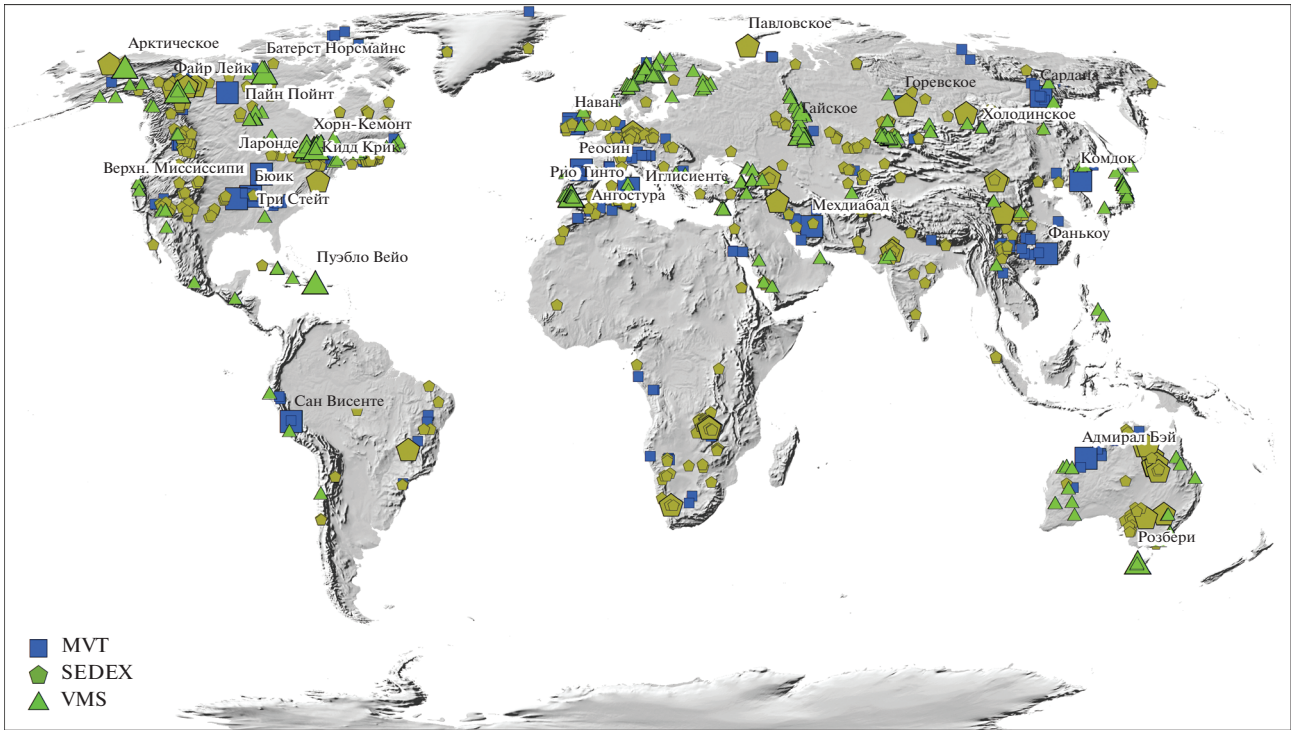


Рис. 1. Глобальное распространение Pb–Zn месторождений.

дистанционное зондирование, сочетающее гравиметрию и GPS-трекинг для определения среднего гравитационного поля Земли с беспрецедентными точностью и пространственным разрешением (Клюйков, 2018). Космический аппарат GOCE был выведен 17 марта 2009 г. с российского космодрома Плесецк на низкую околоземную солнечно-синхронную орбиту. Для обеспечения максимально возможной точности измерений была выбрана весьма низкая орбита – 260 км над поверхностью Земли.

В результате миссии GOCE (2009–2013 гг.) составлена новая сверхточная гравитационная карта Земли (Reguzzoni, 2015). Была более точно определена форма планеты, измерены сила тяготения в различных регионах и плотность земной коры. Имеющиеся модели земной коры (CRUST1.0 и LITHO1.0) на основе сейсмических данных и разрезов были согласованы с наблюдаемым GOCE гравитационным полем. Параллельно осуществляемый проект GEMMA, также финансируемый ESA, выполнил оценку границы между земной корой и мантией (Moxo) на основе полученных GOCE данных (Reguzzoni, 2015). Всего в строении земной коры, согласно моделям, выделены восемь слоев (Bouman et al., 2015): вода, лед, трехслойный осадочный чехол, трехслойная консолидированная кора.

Предлагаемая статья – это попытка с использованием последних достижений дистанционного зондирования Земли показать перспективы наращивания минерально-сырьевой базы свинца и цинка в России по пространственным соотношениям размещения Pb–Zn минерализации и особенностей глубинного строения вмещающих блоков земной коры. Для изучения пространственных закономерностей размещения Pb–Zn месторождений использовались современные глобальные модели глубинного строения земной коры.

В ходе работы над статьей был подготовлен ГИС-проект, включающий картографический материал и базу данных отечественных и зарубежных Pb–Zn и др. месторождений. При проведении ГИС-анализа применялись традиционные методические подходы, заложенные в аналитический аппарат распространенных геоинформационных систем.

В настоящее время глобальные базы данных по свинцово-цинковым месторождениям имеются на сайтах геологических служб США, Европы, Канады, Австралии и других, но пока не обладают достаточной полнотой.

Глобальная база данных, использованная в работе, включает информацию о размещении более двух тысяч объектов – месторождений и рудопроявлений. Атрибутивная таблица состоит из более чем 70 граф и включает данные о географической и административной принадлежности объекта, его основных и сопутствующих полезных компо-

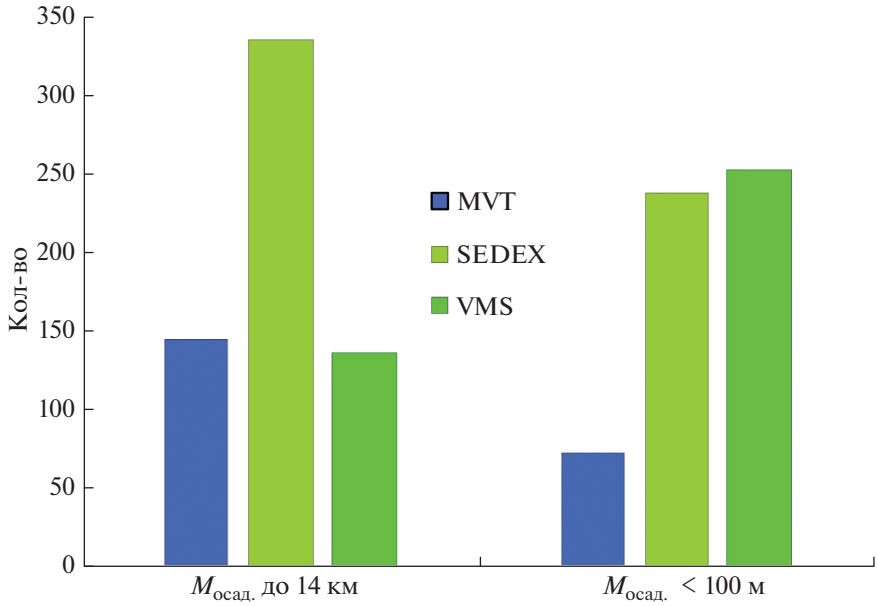


Рис. 2. Пространственные соотношения Pb–Zn месторождений разных типов и мощности вмещающих толщ осадочной коры (по данным ГИС-анализа).

нентах, их содержании в рудах, запасах и прогнозных ресурсах, степень освоенности, геологическом строении, форме и составе рудных тел, характере наложенных изменений. Треть из более чем тысячи месторождений MVT, SEDEX и VMS типа относится к колчеданным объектам, залегающим в вулканогенных комплексах. В терригенных и карбонатно-терригенных толщах преобладают эксгаляционно-осадочные проявления (около 40% от всех объектов), а в карбонатных породах – стратиформные месторождения MVT типа (около 20%). В российской базе из 250 свинцово-цинковых объектов насчитывается более 140 месторождений, в т.ч. 5 крупных.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И РАЗМЕЩЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

С мощными комплексами осадочного слоя земной коры тесно связаны мировые Pb–Zn месторождения. Это важный глобальный поисковый признак. Руды MVT типа, залегающие в карбонатных толщах интракратонных и перикратонных прогибов, пространственно тяготеют к крупным осадочным бассейнам (рис. 2), с которыми связаны крупные нефтегазоносные провинции. SEDEX-объекты в задуговых бассейнах, связанные с рифтогенными структурами пассивной окраины, также увязываются с проявлениями углеводородов (Хаин и др., 2009).

В качестве примера можно привести стратиформные Pb–Zn руды Южного Верхоянья, Туора-Сис, Хараулаха в Якутии в карбонатных породах и руды осадочно-эксгаляционной природы Пайхой-Новоземельского бассейна и Бассейна Сельвин в Канаде в карбонатно-терригенных, часто углеродсодержащих толщах, где рудоносность приурочена к застойными аноксическими бассейнами с мощными карбонатными, часто хемогенными отложениями, и терригенно-карбонатными флишоидными формациями, слагающими неметаморфизованный разрез осадочной коры. Месторождения MVT и SEDEX типов часто приурочены к глубоким прогибам (около 2 км) верхнего и среднего горизонтов осадочной коры (Галямов и др., 2020).

Осадочный чехол, особенно его верхние горизонты, в структуре которых отражаются особенности региональной тектоники, соответствует, в целом, мощным комплексам платформенного чехла (Laske, Masters, 1997, Pasyanos et al., 2014); немалая его часть относится к формациям пассивной континентальной окраины (Таймыр, Верхоянье, Северная Аляска) и местами – к комплексам активной континентальной окраины (Юго-Восточная Чукотка). Мощность осадочной коры достигает двух десятков км. В ее пределах отмечаются сравнительно низкие сейсмические скорости. По скачкообразному изменению сейсмической скорости с глубиной в ней выделяются три горизонта (Laske, 1997; Bouman, 2015).

Верхний горизонт, мощностью до 2 км, представленный наименее плотными и слабо метаморфизованными осадочными комплексами, имеет наиболее широкое распространение (более 500 млн км^2), занимая огромные океанические пространства (табл. 1). Его комплексы слагают

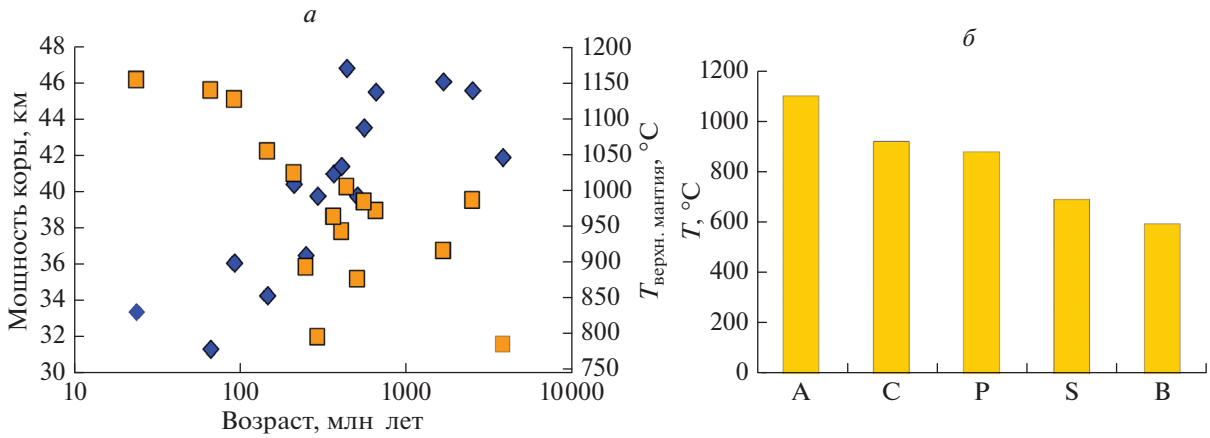


Рис. 3. *а* – Соотношение возраста консолидированный коры с ее мощностью (залитые ромбы) и с температурой подстилающей верхней мантии (залитые квадраты); *б* – термальный режим верхней мантии под корой различных геодинамических режимов (по данным ГИС-анализа). Геодинамические обстановки: A – активная окраина, P – пассивная окраина, C – коллизия, B – докембрийский фундамент, S – ареалы платформенного чехла.

отдельные глубокие прогибы, приуроченные к нефтегазоносным областям (Северо-Тунгусская и Катангская) на восточном фасе Сибирской платформы). В целом, в океанических и континентальных осадках этого горизонта гораздо слабее проявлена углеводородная специализация (Map of undiscovered..., 2012). Нефтегазоносные формации чаще всего приурочены к наиболее глубоким частям осадочной коры, к ареалам развития толщ среднего и нижнего горизонтов. Средний горизонт, мощностью до 4 км, обладает сравнительно меньшим распространением (около 100 млн км^2) и охватывает многие углеводородные провинции (Аравийский полуостров, Южная Америка, Западная Сибирь и др.) и их обрамление. Нижний горизонт осадочного слоя литосферы, менее всего распространенный в мире (менее 20 млн км^2), сложен наиболее мощными комплексами (свыше 14 км), к которым приурочены центральные участки крупных углеводородных провинций мира.

Глубинное строение консолидированной коры широко изучалось и систематизировалось по мощности и соотношениям слоев коры (Белоусов, 1989, Mooney, 2007 и др.). Были выделены основные подтипы континентальной коры разной мощности в соотношении с ее нижним слоем, изучались пространственные соотношения между подтипами коры и разновозрастными геоструктурами, установлены типы и изменчивость внутреннего строения земной коры (Кашубин, 2013) различной геодинамической природы.

При сравнительном анализе особенностей строения и вариаций мощности различных слоев осадочной и консолидированной коры устанавливаются типовые соотношения в структуре слоев земной коры, определяемых геофизическими методами. Эти соотношения в значительной мере сходны с систематикой прошлых лет (Белоусов, 1989). Обращает на себя внимание то, что кора по непосредственному соотношению мощностей слоев не разделяется на океаническую и континентальную. Одной из особенностей является прямая зависимость толщины коры от возраста геологических формаций (рис. 3, *б*). При этом областям развития формаций пассивной континентальной окраины соответствует наиболее мощная осадочная кора, а выступам архей-протерозойских комплексов – максимальная глубина Мохо.

Другая особенность заключается в том, что нижняя “базальтовая” кора в некоторых областях практически не выражена в геофизическом разрезе. Пространственно-статистический анализ показывает, что древние формационные комплексы слагают кору, в среднем, увеличенной мощности (до 50 км), в отличие от коры мощностью менее 35 км, сложенной кайнозойскими толщами, причем молодые формации с ареалами интрузивного мезо-кайнозойского магматизма располагаются над верхней мантией с увеличенной до 1100–1200°C температурой (Тихоокеанский рудный пояс). Более древние проявления магматизма пространственно тяготеют к более мощной коре и менее нагретой верхней мантии (до 400°C в районе Анабарского щита).

С термальным состоянием верхней мантии также увязывается области различных геодинамических режимов развития геологических формаций (рис. 3, *б*). Наибольшая температура мантии (1000–1400°C) пространственно сопоставляется с участками активной континентальной окраины и связанными с ней коллизионными зонами. Минимальные температуры (вплоть до

400°C) отмечаются под платформами и выступами докембрийского основания.

По характеру соотношений слоев осадочной и консолидированной коры выделяются семь типов разреза (Галямов, 2020). На территории Российской федерации и сопредельных стран земная кора представлена шестью типами. Эти типы пространственно сопоставляются с геодинамическими таксонами, определяющимися временем формирования и составом геологических формаций (Геодинамическая карта, 1995). Степень соответствия типа коры геодинамической характеристике приповерхностных формаций носит несколько условный характер, поскольку последняя отражает лишь часть истории развития коры. Большое значение при этом имеет детальность изученности земной коры. Современная 1-градусная модель – достижение в понимании глубинного строения земной коры и литосферы, тем не менее, такой детальности недостаточно для региональных построений (масштаба 1 : 1000000 и детальнее).

Наибольшим распространением характеризуется *I тип разреза коры*, занимающий свыше 60% поверхности Земли. В строении коры этого типа присутствуют все три слоя консолидированной коры и незначительный по мощности верхний горизонт осадочной коры. Общая мощность варьирует от 6 км (океаны) и до 100 км (континенты). По характеру распределения и мощности *I тип коры* условно разделяется на три подтипа.

Значительная часть коры первого подтипа (I.1) охватывает весь мировой океан, ее мощность не превышает 20 км. Кора второго подтипа (I.2), имеющая очень большую мощность (от 45 до 110 км) и сравнительно малое площадное развитие, соответствует орогенным областям складчатым поясам (Загрос в Иране и др. – Mouthereau et al., 2012), Тибета (Qiantang terrane – Holt et al., 1990) и Анд. В последних регионах сейсмотомография показывает, что субдукция обусловливает погружение и, соответственно, утолщение континентальной литосферы Индийского субконтинента под Гималаи и Тибет до глубины до 200–250 км (Huang et al., 2003). Что касается собственно земной коры (до глубины Мохо), то глубина погружения здесь оценивается, по крайней мере, вдвое меньше. Остальные площади (около 110 млн кв. км), отнесенные к коре третьего подтипа (I.3), мощность которой условно варьирует от 20 до 40 км, остаются нерасчлененными. В их пределах кора охватывает значительные территории выступов докембрийского фундамента (Балтийский, Алданский, Канадский и другие щиты) и подвижных поясов – активных континентальных окраин (Северо-Восточная Евразия, Кордильеры, Анды и др.). Наиболее широко проявлены ареалы мезозойского и позднепалеозойского гранитоидного магматизма.

Ареалы коры *второго типа* территориально соответствуют платформенным образованиям (Русская и Сибирская платформы), Западно-Сибирская плита), кора *третьего типа* – регионам развития трапповой формации Сибири, и *четвертого типа* – нефтегазоносным провинциям (рис. 4, *а*). Общее соответствие крупных областей коры таким ярким в развитии геотектоническим таксонам, как платформы и океаническая кора, показывает, что при дальнейшей детализации модели земной коры, наравне с другими современными геофизическими методами дистанционного зондирования, вполне возможна подробная типизация коры и литосферы.

Третий тип разреза мощностью 11–70 км имеет сходное строение с разрезом второго типа и отличается завершенностью разреза и повышенной мощностью осадочной коры. Ареалы коры этого типа соотносятся с широко развитым раннемезозойским внутриплитным магматизмом платформ и их пассивных окраин (Восточная Гренландия, Сибирская трапповая провинция и др.), а также с участками кайнозойского и современного вулканизма (Вилюйская впадина, Камчатка).

Четвертый, пятый и шестой типы разреза составляют группу, характеризующуюся практически невыраженным нижним (базальтовым) слоем консолидированной коры. Четвертый тип разреза, при мощности до 35 км, характеризуется полным строением и наибольшей мощностью (до 15 км) осадочного чехла и охватывает крупные нефтегазоносные бассейны (Мексиканский залив, Саудовская Аравия, Норвежское и Карское моря, Западная Сибирь и др.), а также отмечается в бассейнах Средиземного, Черного и Каспийского морей.

Пятый тип коры, мощностью от 7 до 45 км, пространственно соотносится с переходной корой в пределах современных шельфов пассивной континентальной окраины (фланги Свальбардской плиты, впадина Бофорта в Канаде). Это относится также к островодужным системам активных окраин (Алеутский, Охотский и Сахалинский блоки, Пиренейский и Болеарский средиземноморские бассейны).

Шестой тип отличается малой мощностью осадочной коры, представленной только ее верхним горизонтом. Общая мощность коры здесь весьма изменчива – 5–45 км. Тип коры, по-видимому, является переходным от континента к океану и отмечается в зонах субдукции, в том числе в пределах Тихоокеанского пояса и Карибского бассейна.

По общей геостатистической оценке наиболее ресурсоемкие Pb–Zn месторождения размещаются в терригенных комплексах. Все это соответ-

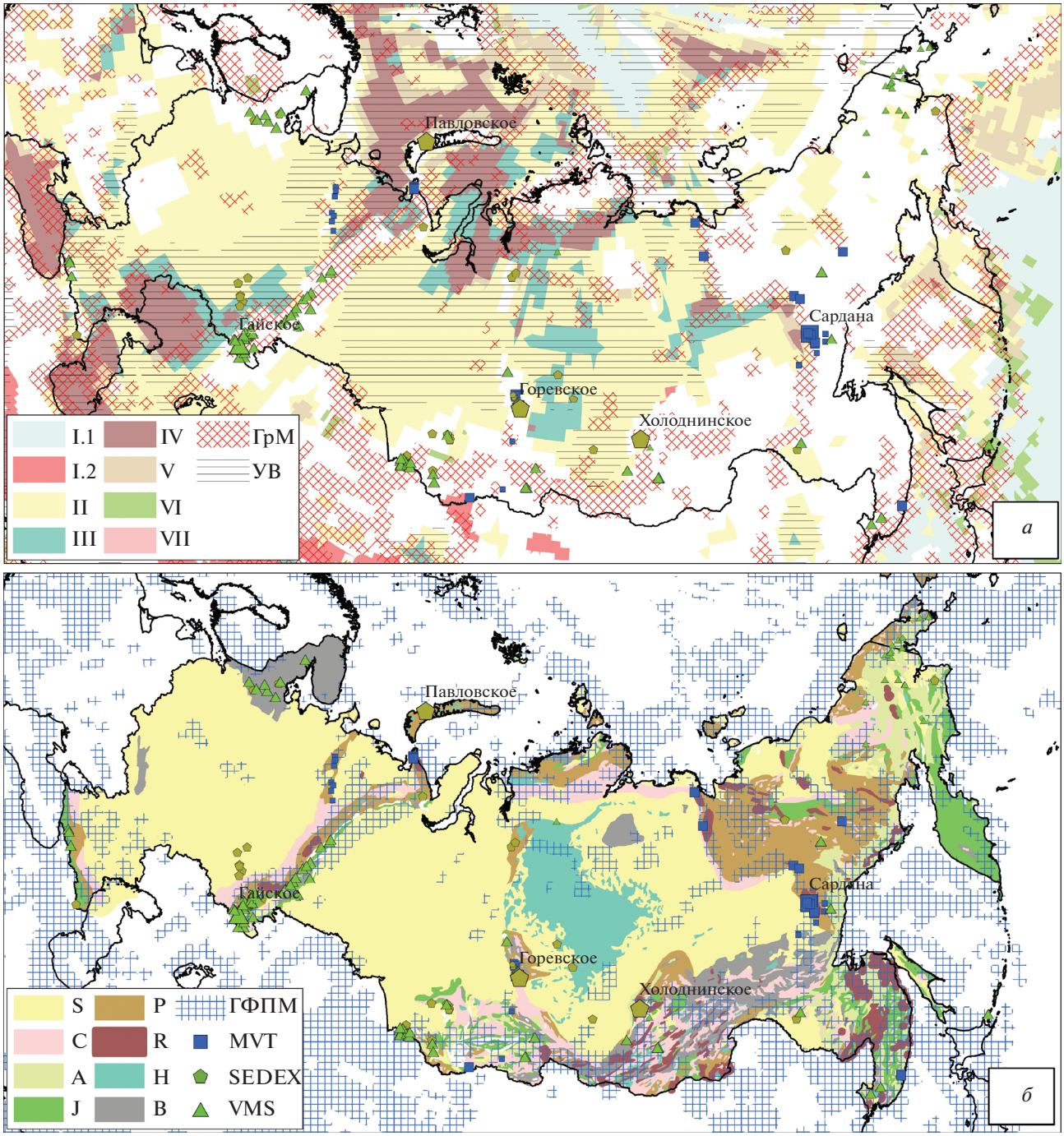


Рис. 4. Типовое строение земной коры (*а*) и геотектоническое районирование (*б*) России и распространение Pb–Zn месторождений разных типов.
а – I – нерасчлененные области, II – кратоны, III – области внутриплитного магматизма (внутрикратонные рифты), IV – области глубоких прогибов осадочной коры и углеводородные провинции, V – континентально-окраинные рифты, VI – современные островодужные структуры, VII – срединно-океанические хребты. ГрМ – аномальная изменчивость мощности нижней-средней коры, УВ – углеводородные провинции. *б* – Формационные комплексы: S – чехол, C – коллизионные зоны, A – активная континентальная окраина, J – островодужные комплексы, P – пассивные континетальные окраины, R – рифтогенные структуры, H – области внутриплитного магматизма, B – комплексы докембрийского основания. ГФПМ – геофизическая поисковая модель свинцово-цинковых месторождений. Месторождения типов: MVT, SEDEX и VMS.

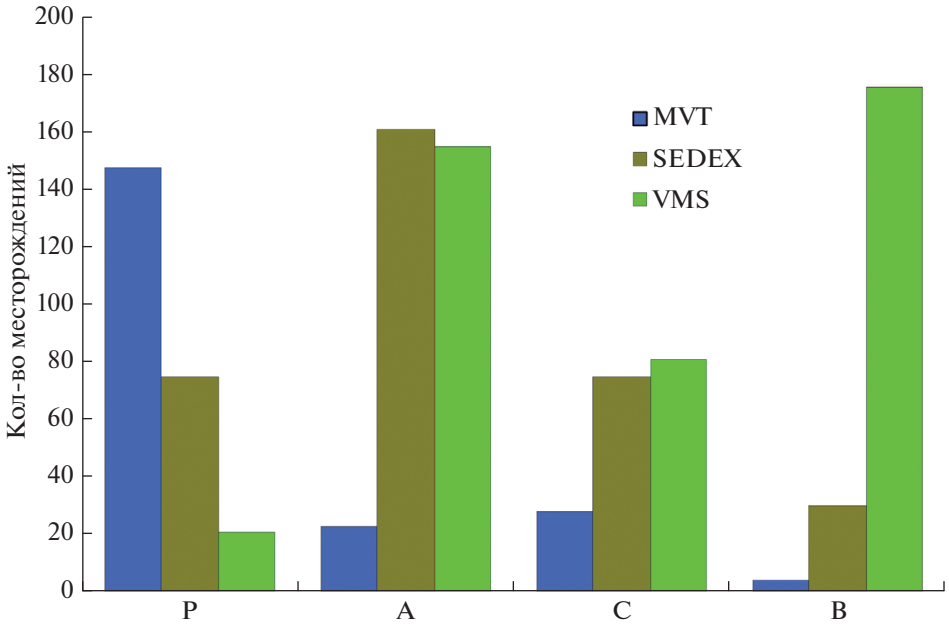


Рис. 5. Распределение Pb–Zn месторождений разных типов в формациях различных геодинамических режимов. Режимы: P – пассивная континентальная окраина, в т.ч. рифты, A – активная континентальная окраина, включая островодужные комплексы, C – наложенные коллизионные области, B – выступы древнего основания.

ствует сложившимся представлениям о тесной связи формирования месторождений и их типизации с геодинамическими режимами становления вмещающих геологических формаций.

Согласно современным представлениям Pb–Zn руды типа SEDEX отлагались в обстановке континентального рифта. К субконтинентальным бассейнам форланда приурочены стратиформные месторождения MVT-типа. Месторождения VMS возникали в задуговой обстановке на утоненной коре в условиях субвулканического магматизма. В субконтинентальной островодужной и окраинно-континентальной обстановках возникали порфировые Cu–Mo–Au и эпитермальные Au–Ag месторождения, где рудоносные флюиды связаны с дегидратацией, переработкой и гибридизацией верхних частей коры.

В целом, на территории России выделяются три базовые геодинамические обстановки, в формационных комплексах которых выявлены подавляющее количество (более 70%) месторождений: а) выступы древнего основания, включающие блоки архейских кратонов, рифтогенные структуры и области орогенной активизации; б) ареалы формаций пассивной континентальной окраины; в) островодужные комплексы активной окраины, а также наложенные на них зоны коллизионных процессов (рис. 5).

В выступах древнего основания, преимущественно в пределах Балтийского щита, размещается около 30% месторождений, включая месторождения черных, цветных, благородных и редких металлов. Среди полиметаллических объектов колчеданные преобладают. Важное место по числу месторождений (около 30%) в России занимают ареалы пассивной континентальной окраины и зоны континентальных и субконтинентальных рифтогенных прогибов. Здесь преобладают месторождения цветных и благородных металлов, расположенные в складчатом обрамлении Сибирской платформы и Среднем Урале. В обстановках активной окраины, включая островные дуги, наибольшим распространением в зоне влияния Охотско-Чукотского вулкано-плутонического пояса и в островодужных комплексах Камчатки пользуются объекты колчеданного и осадочно-эксгаляционного типа. В областях наложенной коллизионной активизации на Урале и в Верхоянье в числе преобладающих выделяются проявления колчеданных и осадочно-эксгаляционных объектов. При этом в участках, где тектономагматическая активизация наложена на формации активной окраины, отмечается повышенное количество железорудных объектов, преимущественно скарнового типа. В этих областях также сосредоточены запасы и ресурсы редких металлов.

Важной особенностью связи геодинамических режимов образования формаций и их рудоносности является совмещенная металлогения, обусловленная изменением их обстановок во времени. Определяемая влиянием мантийных процессов на литосферу изменчивость геодинамических режимов обусловливает разнородность вмещаю-

щей среды, изменчивость и полихронность рудообразующих процессов.

В ряде работ показано, что островные дуги, вулкано-плутонические пояса и другие элементы активной окраины Северо-Востока России участвуют в строении коллизионных поясов, начиная с середины палеозоя. Взгляды В.И. Смирнова (1993) о латеральной миграции тектономагматических процессов во времени выразились в сопряженности геоструктур в пространственно-временных латеральных рядах. Именно здесь формировались субдукционно-аккреционные и аккреционно-коллизионные комплексы, в которых совмещены фрагментированные блоки земной коры различных геодинамических обстановок формирования. Другое важное свойство земной коры – изменчивость мощности ее глубинных слоев, различаемых по плотности и другим реологическим характеристикам. Величина изменчивости (градиент мощности) оценивалась в градусах, как крутизна изменения мощности слоя.

Сейсмологические и геолого-геофизические исследования показали, что нижний, средний и верхний слои консолидированной коры невыдержанны по мощности. Деформация слоев коры выражена в виде контрастных выступов и погружений поверхности Мохо, аномальные раздувы и утонения нижней и средней коры. Среди таких глубинных областей выделяются разноранговые и разнотипные по механизму образования геодинамические таксоны. Они связаны с мантийными процессами, с одной стороны, и горизонтальными движениями при формировании конвергентных и дивергентных окраин литосферных плит и террейнов (Макеев и др., 2020). Мантийные процессы, являясь триггером геодинамической обстановки в приповерхностной области коры, вызывают в последней новейшие деформации, выраженные поднятиями, прогибами и флексурами.

Основные механизмы формирования глубоких впадин (прогибов), часто приводящие к утолщению коры – рифтогенез, базификация (в понимании акад. В.В. Белоусова) и эклогитизация – не противоречат и не исключают друг друга, они вполне могут происходить одновременно и энергетически стимулировать друг друга (Павленкова и др., 2016). Кроме того, на эти процессы влияет отток вещества из-под впадин по низкоплотным слоям повышенной проницаемости и флюидонасыщенности, что может быть причиной сокращения верхнего “гранито-гнейсового” слоя. Наиболее вероятный источник энергии – мантийные флюиды.

Кроме того, утолщение земной коры обычно связывается с коллизионными процессами при столкновении, субдукции плит и т.п. При коллизии отмечают почти удвоение мощности земной коры, что выражается в рельефе интенсивными поднятиями (Уральская система, Алтае-Саянская и Байкало-Патомский складчатые области). Часть локальных зон утолщения коры связана с мантийным диапиризмом и гранитогнейсовыми куполами (Мазукабзов и др., 2011). Появление гранитоидных куполов и утолщение коры могло происходить и в коллизионной обстановке в результате декомпрессионного разогрева (Лучицкая, 2014). Также утолщение коры может происходить в результате расслоения на достаточно плотные мафические и менее плотные фельзитовые породы, что характерно для субдукции дуг и континентальной коры (Hacker et al., 2012).

ГИС-анализ показывает, что в пределах локальных зон утолщения коры размещается более 65% всех мировых месторождений и проявлений благородных, цветных, редких, черных и благородных металлов.

В геофизической глобальной модели земной коры наиболее резкие локальные утолщения и утонения ее глубинных слоев проявлены в виде обособленных зон аномальной изменчивости (градиента) мощности средней и нижней коры (рис. 4, *б*). Положение этих зон, в целом, соответствует коллизионным областям (Тетис, Урал, Байкало-Патом, Алданский щит, Таймыр, Приморье).

По соотношению градиентных зон и размещения Pb–Zn месторождений отмечается отчетливая их приуроченность к эпизонам над блоками с наиболее изменчивой по мощности нижней корой (рис. 6). Причем колчеданные объекты (VMS) тяготеют к областям с утоненной верхней корой. Все эти особенности вполне могут соответствовать реологической модели земной коры (Иванов и др., 2018)

Реологическая модель описывает гидродинамическую зональность, связанную с размещением и миграцией флюидов в глубинных слоях консолидированной коры, и возникновение барьерной зоны, непроницаемой для флюидов. Геофизические исследования показывают, что с глубиной происходит закрытие пор и трещин и становление барьера для движения флюидов по вертикали. Далее, с глубиной породы значительно теряют прочность, вплоть до приповерхностных значений. Такое разупрочнение может быть связано с высоким содержанием флюидов и проявлено в многоэтажном расслоении по плотности, по флюидонасыщенности и другим реологическим свойствам пород. При этом даже незначительные тектонические движения и деформации в этих участках коры могут стать причиной интенсивной флюидной активности, которая может обусловить резкие локальные изменения сейсмических свойств слоев коры и сложную границу их разделителя.

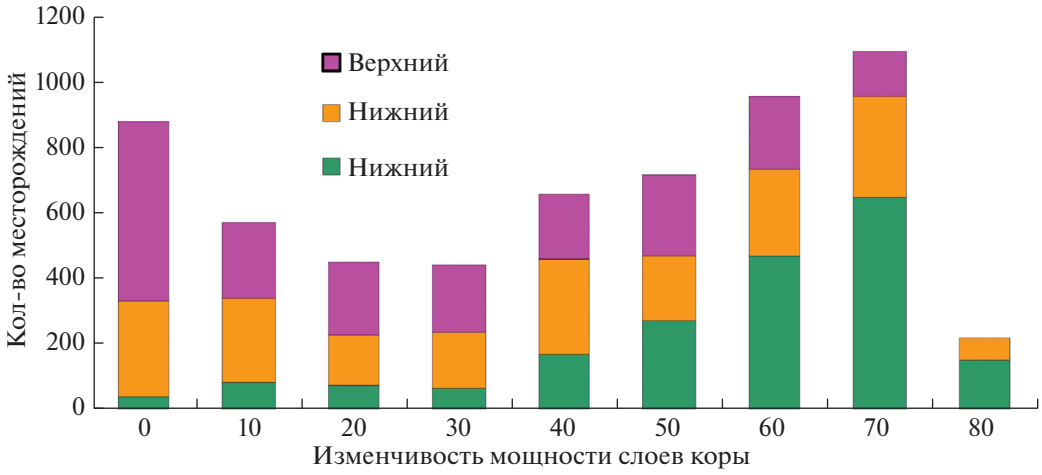


Рис. 6. Размещение Pb–Zn месторождений в аномальных зонах изменчивости мощности нижней коры (по материалам CRUST1.0).

Таким образом, из пространственных соотношений размещения свинцово-цинковых месторождений и различия структуры вмещающих блоков коры вытекают три основных глобальных закономерности размещения Pb–Zn месторождений разных типов.

Первая закономерность – приуроченность MVT- и SEDEX-месторождений к флангам крупных осадочных бассейнов, сложенных платформенными и субплатформенными комплексами с устойчивыми признаками нефтегазоносности. Такие территории отмечаются на Северо-Востоке России, где, в частности, на флангах Вилюйской нефтегазоносной провинции размещаются недоизученное месторождение Менгенилер на севере и объекты Сарданского узла на юге.

Вторая закономерность – это размещение Pb–Zn месторождений в блоках земной коры II и V типа, а также в пределах ее нерасчлененного подтипа I.3.

Третья закономерность – высокие значения изменчивости нижней коры по мощности с крутизной более 70°, к областям которых пространственно тяготеют более 60% свинцово-цинковых месторождений, причем с наиболее градиентными областями связаны колчеданные и эксгаляционно-осадочные месторождения.

РАЗВИТИЕ ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВЫХ МОДЕЛЕЙ Pb–ZN МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В результате ГИС-анализа выделены глобальные признаки (табл. 1), на основе которых получили дальнейшее развитие прогнозно-поисковые модели Pb–Zn месторождений.

В пределах выступов докембрийского основания, как показывает ГИС-анализ, в строении коры отмечаются два типовых разреза.

Первый тип характеризуется полным или частичным отсутствием нижнего “базальтового” слоя. Например, в Гренландии кора с таким строением установлена в Нагсугтокском орогенном поясе, сформировавшемся в рифее (1.91–1.77 млрд лет). В Канаде этот тип отмечается в пределах зоны Капейскейсинг (центральная часть кратона Сьюпириор), а в России – на восточном фланге Алданского щита в районе Пограничной (Хингано-Охотской) трансрегиональной гравитационной ступени (Диденко и др., 2010).

Второй тип разреза слагает основные территории Балтийского, Канадского, Алданского и других щитов. Здесь толщина нижней коры составляет 15–30 км. Возраст орогенеза в этих блоках варьирует в широких пределах от кеноранского (2.7–2.5 млрд лет) до каледонской эпохи.

В локализации VMS и SEDEX в докембрийских комплексах отмечается особенность – ареалы их распространения ограничиваются мощностью земной коры в 40–45 км, иногда до 60 км. Например, в Печенгском рудном районе, Pb–Zn жилы залегают в неметаморфизованных рифейских песчаниках пассивной континентальной окраины и архейских гнейсах и кристаллических сланцах фундамента и ассоциируется с проявлениями рифтогенеза при формировании шельфовой плиты Баренцева моря (Лобанов и др., 2019). При этом максимальная высота границы Мохо здесь (34 км) рассматривается как реликтовый мантийный плюм. VMS объекты в этих условиях также тяготеют к участкам с минимальной толщиной нижнего “базальтового” слоя, с первым типом разреза (Галямов и др., 2020).

ГИС-анализ показывает, что мощная консолидированная кора (30 и более км), отнесенная к подтипу I.1, распространена в орогенных поясах – Кордильеры, Анды, Северо-Восточные террито-

Таблица 1. Глобальные прогнозно-поисковые признаки Pb–Zn месторождений разных типов

Критерии	MVT	SEDEX	VMS
Геодинамические обстановки	Перикратонные прогибы, пассивная континентальная окраина. На периферии рифтогенных структур	Пассивная континентальная окраина, в пределах и на периферии рифтов и надрифтовых прогибов, на периферии активной окраины	Активная континентальная окраина, магматические дуги (вулкано-плутонические пояса и ассоциации, коллизионные структуры (аккреция, орогенез)
Осадочный чехол земной коры	В пределах осадочных бассейнов, углеводородных провинций, приуроченность к локальным прогибам верхнего горизонта осадочного слоя земной коры	В пределах осадочных бассейнов, углеводородных провинций	
Соотношения с магматическими образованиями	Весьма ограниченно	Магматические комплексы рифтогенной природы	Вулкано-плутонические пояса и ассоциации
Области резкой изменчивости мощности нижней и средней консолидированной коры	Области резкой изменчивости мощности нижней и средней консолидированной коры		
Тип и подтипы разреза коры	II (кратоны), I.3 (нерасчлененные области)	II (кратоны), V (задуговые бассейны и островодужные комплексы), I.3 (нерасчлененные области)	V (задуговые бассейны и островодужные комплексы) I.3 (нерасчлененные области)
Консолидированная кора	35–40 км	30–40 км	25–45 км
Средняя кора	10 км	10 км	6–10 км
Нижняя кора	13–16 км	9–15 км	5–10 км

рии Канады, Скандинавские регионы, вулкано-плутонические пояса и ассоциации (Урало-Монгольский, Охотско-Чукотский, Восточные Саяны и др.). MVT и SEDEX объекты в этих регионах сосредоточены в прогибах осадочного слоя земной коры на умеренно мощной консолидированной коре (до 40 км) и приурочены к перикратонным прогибам и рифтогенным структурам с проявлением нефтегазоносности.

Островные дуги, вмещающие VMS месторождения и порфировые объекты, по современным представлениям, контролируются наложенными аккреционными и постаккреционными структурами активных континентальных окраин (Волков и др., 2014). ГИС-анализом установлено, что на аккреционном этапе на коре средней мощностью 30–35 км в наибольшей близости с маломощным (8–9 км) “гранитным” слоем, контаминировавшим аккреционные комплексы, возникали порфировые объекты. Причем в наложенных зонах орогенеза толщина первых двух слоев несколько увеличена (до 20–22 км суммарно).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненные исследования показали, что Pb–Zn месторождения разных типов контролируются блоками земной коры с резкой изменчивостью мощности выделяемых по сейсмическим данным слоев. Месторождения MVT-типа приурочены к глубоким прогибами осадочного слоя коры и совпадают с астеносферными поднятиями поверхности Мохо. Месторождения VMS типа располагаются преимущественно на маломощной осадочной коре, с умеренными мощностями нижней части консолидированной коры. SEDEX месторождения, занимая промежуточное положение между MVT и VMS, контролируются маломощной и/или умеренно мощной осадочной корой в ареалах развития рифтов.

Использование этих закономерностей в прогнозно-металлогенических построениях позволяет выделить в Арктической зоне России новые перспективные площади для поисков свинцово-цинковых месторождений. Выделение перспективных площадей существенно зависит от детализации используемых при прогнозно-металло-

генических построениях тематических слоев, совмещение поисковых параметров которых и определяет достоверность прогнозной карты.

Районирование с учетом совокупности этих признаков и потенциальной рудоносности различных геодинамических обстановок (рис. 4.) показывает, что наиболее перспективные регионы в Российской Арктике в основном сосредоточены в пределах Балтийского щита, Урала и архипелага Новая Земля, на Таймыре и на флангах Сибирской платформы, в Верхояно-Колымской зоне и в ареалах развития вулканогенных формаций Охотско-Чукотского вулканического пояса.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке госбюджетной темы ИГЕМ РАН и РФФИ (грант № 18-05-70001) “Изучение геологических и геодинамических обстановок формирования крупных месторождений стратегических металлов Арктической зоны России: выводы для прогнозирования и поисков новых месторождений”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Белоусов В.В., Павленкова Н.И. Типы земной коры Европы и Северной Атлантики // Геотектоника. 1989. № 3. С. 3–14.

Бортников Н.С., Лобанов К.В., Волков А.В., Галямов А.Л., Мурашов К.Ю. Арктические ресурсы цветных и благородных металлов в глобальной перспективе // Арктика: экология и экономика. 2015. № 1(17). С. 38–46.

Волков А.В., Сидоров А.А., Старостин В. И. Металлогения вулканогенных поясов и зон активизации. М.: МАКС-ПРЕСС, 2014. 356 с.

Галямов А.Л., Волков А.В., Лобанов К.В. Геофизическая модель земной коры, геодинамические обстановки и перспективы открытия Pb–Zn месторождений в Российской Арктике // Арктика: Экономика и Экология. 2020. № 3. С. 87–88.

Галямов А.Л., Волков А.В., Сидоров А.А. Закономерности размещения и особенности формирования Pb–Zn-месторождений миссисипского типа на восточной окраине Сибирской платформы (по результатам ГИС-анализа модели глубинного строения земной коры) // Докл. РАН. Науки о земле. 2020. Т. 493. № 1. С. 27–30.

Геодинамическая карта России, масштаб: 1 : 10000000, серия: обзорные карты Российской Федерации масштаба 1 : 10000000. ВСЕГЕИ, 1995 г.

Диденко А.И., Малышев Ю.Ф., Саксин Б.Г. Глубинное строение и металлогения Восточной Азии. // Владивосток: Дальнаука, 2010. 232 с.

Иванов С.Н., Иванов К.С. Реологическая модель строения земной коры (модель третьего поколения) // Литосфера. 2018. Т. 18(4). 500–519.
https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-4-500-519

Кашубин С.Н., Павленкова Н.И., Петров О.В., Мильштеин Е.Д., Шокальский С.П., Эринчек Ю.М. Типы земной коры Циркумполярной Арктики // Региональная геология и металлогения. 2013. № 55. С. 5–20.

Клюйков А.А. Новая эра в изучении гравитационного поля Земли // Науч. тр. Ин-та астрономии РАН. 2018. Т. 2. С. 20–25.

Лобанов К.В., Чичеров М.В., Чижова И.А., Плотинская О.Ю., Горностаева Т.А., Шаров Н.В. Глубинное строение и рудообразующие системы Печенгского рудного района (Арктическая зона России) // Арктика: экология и экономика. 2019. № 3(35). С. 107–122.
https://doi.org/10.25283/2223-4594-2019-3-107-122.

Лучицкая М.В. Гранитоидный магматизм и становление континентальной коры северного обрамления Тихого океана в мезозое – кайнозое // Труды ГИН РАН. Вып. 607. М.: ГЕОС, 2014, 360 с

Мазукабзов А.М., Скляров Е.В., Донская Т.В., Гладкочуб Д.В. Комплексы метаморфических ядер Центральной Азии и их природа // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Вып. 9. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2011. С. 134–139.

Макеев В.М., Макарова Н.В. Деформации глубинных слоев земной коры Восточно-Европейской платформы: причины и следствия // Российский сейсмологический журн. 2020. № 3. URL: https://cyberleninka.ru/article/n/deformatsii-glubinnyh-sloyov-zemnoy-kory-vostochno-evropeyskoy-platformy-prichiny-i-sledstviya

Павленкова Н.И., Кашубин С.Н., Павленкова Г.А. Земная кора глубоких платформенных впадин северной Евразии и природа их формирования // Физика Земли. 2016. № 5. С. 150–164.

Ручкин Г.В., Конкин В.Д., Кудрявцева Н.Г. Металлогенические ряды месторождений цветных и благородных металлов в основных геотектонических обстановках // Руды и металлы. 1997. № 4. С. 30.

Хаин В.Е., Полякова И.Д., Филатова Н.И. Тектоника и нефтегазоносность Восточной Арктики // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 4. С. 443–460.

Bouman J., Ebbing J., Meekes S., Abdul Fattah R., Fuchs M., Gradmann S., Haagmans R., Lieb V., Schmidt M., Dettmering D., Bosch W. GOCE gravity gradient data for lithospheric modeling // Int. J. Appl. Earth Obs. Geoinform. 2015. V. 35. 16–30.

Hacker B., Kelemen P., Behn M. Continental Lower Crust. // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. 2012, 3. 150223150959000.
https://doi.org/10.1146/annurev-earth-050212-124117

Holt W., Wallace T. Crustal thickness and upper mantle velocities in the Tibetan Plateau region from the inversion of Pnl waveforms: Evidence for a thick upper mantle lid beneath southern Tibet // J. Geophys. Res. 1990. V. 95. P. 12.499–12.525.

Huang Z., Su W., Peng Y., Zheng Y., Li H., 2003. Rayleigh wave tomography of China and adjacent regions // J. Geophysical Research 108 (B2), 2073.

Laske G., Masters G. A Global Digital Map of Sediment Thickness // EOS Trans AGU. 1997. 78(F483).

Map of undiscovered conventional oil and gas resources of the world // 2012.
https://certmapper.cr.usgs.gov/data/apps/world-energy/?resource=conventional

Mouthereau F., Lacombe O., Vergés J. Building the Zagros collisional orogen: Timing, strain distribution and the dynamics of Arabia/Eurasia plate convergence // Tectonophysics. Elsevier. 2012. V. 532–535. P. 27–60.

Mooney W.D. Crust and Lithospheric Structure – Global Crustal Structure // Eds. B. Romanowicz, A. Dziewonski. Treatise on Geophysics. V. 1: Seismology and Structure of the Earth. Elsevier, 2007. P. 361–417.

Pasyanos M.E., Masters T.G., Laske G., Ma Z. LITHO1.0: An updated crust and lithospheric model of the Earth // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2014. V. 119. P. 2153–2173. https://doi.org/10.1002/2013JB010626

Pirajno F. Hydrothermal Processes and Mineral Systems. [S. l.] // Springer Netherlands, 2009. 1252 p.

Reguzzoni M., Sampietro D. GEMMA: An Earth crustal model based on GOCE satellite data // Int. J. Appl. Earth Obs. Geoinform. 2015. V. 35. P. 31–43.

Application of Models of Earth's Crust Depth Structure Based on GOCE Satellite Gravitational Data, for Forecasting and Prospecting Pb–Zn Deposits in the Arctic Zone of Russia

A. L. Galyamov[1], A. V. Volkov[1], and K. V. Lobanov[1]

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

The results of a comparative metallogenic spatial analysis based on GOCE (Gravity Field and Steady-State Ocean Circulation Explorer) data, which allows using the elements of the deep structure of the earth's crust in prospecting models of Pb–Zn deposits, are considered. As a result of spatial analysis, it was found that the deposits are controlled by blocks of the earth's crust with a sharp variability in the thickness of seismic layers. MVT-type deposits are confined to deep troughs of the sedimentary crustal layer, distinguished by seismic velocities, and coincides with the uplifts of the Moho surface; deposits of the VMS type, located mainly on a thin sedimentary crust, with moderate thicknesses in its lower part; SEDEX deposits, which occupy an intermediate position between MVT and VMS, are controlled by thin and/or moderately thick sedimentary crust in rift areas. The use of these conclusions in forecasting and prospecting models made it possible to identify new promising areas in the Arctic zone of Russia for forecasting and prospecting for Pb–Zn deposits.

Keywords: Russia, Earth's crust, deep structure, tectonic setting, field, MVT, SEDEX, VMS, lead, zinc, model, forecast, prospecting

REFERENCES

Belousov V.V., Pavlenkova N.I. Tipy zemnoy kopy Yevropy i Sevepnoy Atlantiki [Types of the Earth's crust in Europe and the North Atlantic] // Geotektonika. 1989. № 3. P. 3–14.

Bortnikov N.S., Lobanov K.V., Volkov A.V., Galyamov A.L., Murashov K.YU. Arkticheskiye resursy tsvetnykh i blagorodnykh metallov v global'noy perspektive [Arctic resources of non-ferrous and precious metals in a global perspective] // Arktika: ekologiya i ekonomika. 2015. № 1(17). P. 38–46.

Volkov A.V., Sidorov A.A., Starostin V.I. Metallogeniya vulkanogennykh poyasov i zon aktivizatsii. [Metallogeny of volcanogenic belts and zones of activation]. Moscow: MAKS-PRESS, 2014. 356 p.

Galyamov A.L., Volkov A.V., Lobanov K.V. Geofizicheskaya model' zemnoy kory, geodinamicheskiye obstanovki i perspektivy otkrytiya Pb-Zn mestorozhdeniy v Rossiyskoy Arktike [Geophysical model of the earth's crust, geodynamic settings and prospects for the discovery of Pb-Zn deposits in the Russian Arctic] // Arktika: Ekonomika i Ekologiya. 2020. № 3. P. 87–88.

Galyamov A.L., Volkov A.V., Sidorov A.A. Zakonomernosti razmeshcheniya i osobennosti formirovaniya Pb–Zn-mestorozhdeniy missisipskogo tipa na vostochnoy okraine Sibirskoy platformy (po rezul'tatam GIS-analiza modeli glubinnogo stroyeniya zemnoy kory) [Distribution patterns and formation features of Pb–Zn-type deposits of the Mississippi type on the eastern edge of the Siberian platform (based on the results of GIS analysis of the model of the deep structure of the earth's crust)] // Doklady Rossiyskoy Akademii nauk. Nauki o zemle. 2020. T. 493. № 1. P. 27–30.

Geodinamicheskaya karta Rossii, [Geodynamic map of Russia] masshtab: 1 : 10000000, seriya: obzornyye karty Rossiyskoy Federatsii masshtaba 1 : 10000000, VSEGEI, 1995 g.

Didenko A.I., Malyshev YU.F., Saksin B.G. Glubinnoye stroyeniye i metallogeniya Vostochnoy Azii [Deep structure and metallogeny of East Asia]. Vladivostok: Dal'nauka, 2010. 232 p.

Ivanov S.N., Ivanov K.S. Reologicheskaya model' stroyeniya zemnoy kory (model' tret'yego pokoleniya) [Rheological model of the structure of the earth's crust (third generation model)] // Litosfera. 2018. V. 18(4). P. 500–519. DOI: 10.24930 / 1681-9004-2018-18-4-500-519

Kashubin S.N., Pavlenkova N.I., Petrov O.V., Mil'shtein Ye.D., Shokal'skiy S.P., Erinchek Yu.M. Tipy zemnoy kory Tsirkumpolyarnoy Arktiki [Types of the Earth's crust in the Circumpolar Arctic] // Regional'naya geologiya i metallogeniya. 2013. № 55. P. 5–20.

Klyuykov A.A. Novaya era v izuchenii gravitatsionnogo polya Zemli [A new era in the study of the Earth's gravitational field] // Nauch. tr. In-ta astronomii RAN. 2018. T. 2. P. 20–25.

Lobanov K.V., Chicherov M.V., Chizhova I.A., Plotinskaya O.Yu., Gornostayeva T.A., Sharov N.V. Glubinnoye stroyeniye i ru-

doobrazuyushchiye sistemy Pechengskogo rudnogo rayona (Arkticheskaya zona Rossii) [Deep structure and ore-forming systems of the Pechenga ore region (Arctic zone of Russia)] // Arktika: ekologiya i ekonomika. 2019. № 3(35). S. 107–122. DOI: 10.25283 / 2223-4594-2019-3-107-122

Luchitskaya M.V. Granitoidnyy magmatizm i stanovleniye kontinental'noy kory severnogo obramleniya Tikhogo okeana v mezozoye – kaynozoye [Granitoid magmatism and the formation of the continental crust of the northern framing of the Pacific Ocean in the Mesozoic–Cenozoic] // Trudy GIN RAN. Vyp. 607. Moscow: GEOS, 2014. 360 p.

Mazukabzov A.M., Sklyarov Ye.V., Donskaya T.V., Gladkochub D.V. Kompleksy metamorficheskikh yader Tsentral'noy Azii i ikh priroda [Complexes of metamorphic cores of Central Asia and their nature] // Geodinamicheskaya evolyutsiya litosfery Tsentral'no-Aziatskogo podvizhnogo poyasa (ot okeana k kontinentu) [Geodynamic evolution of the lithosphere of the Central Asian mobile belt (from ocean to continent)]. Vyp. 9. Irkutsk: IZK SO RAN, 2011. P. 134–139.

Makeyev V.M., Makarova N.V. Deformatsiya glubinnykh sloyov zemnoy kory Vostochno-Yevropeyskoy platformy: prichiny i sledstviya [Deformations of deep layers of the earth's crust of the East European Platform: causes and consequences] // Rossiyskiy seysmologicheskiy zhurnal. 2020. № 3. URL: https://cyberleninka.ru/article/n/deformatsii-glubinnyh-sloyov-zemnoy-kory-vostochno-evropeyskoy-platformy-prichiny-i-sledstviya

Pavlenkova N.I., Kashubin S.N., Pavlenkova G.A. Zemnaya kora glubokikh platformennykh vpadin severnoy Yevrazii i priroda ikh formirovaniya [The Earth's crust of deep platform depressions in northern Eurasia and the nature of their formation] // Fizika Zemli. 2016. № 5. P. 150–164.

Ruchkin G.V., Konkin V.D., Kudryavtseva N.G. Metallogenicheskiye ryady mestorozhdeniy tsvetnykh i blagorodnykh metallov v osnovnykh geotektonicheskikh obstanovkakh [Metallogenic series of deposits of non-ferrous and noble metals in the main geotectonic settings] // Rudy i metally. 1997. № 4. P. 30.

Khain V.Ye., Polyakova I.D., Filatova N.I. Tektonika i neftegazonosnost' Vostochnoy Arktiki [Tectonics and oil and gas potential of the Eastern Arctic] // Geologiya i geofizika. 2009. T. 50. № 4. P. 443–460.

Bouman J., Ebbing J., Meekes S., Abdul Fattah R., Fuchs M., Gradmann S., Haagmans R., Lieb V., Schmidt M., Dettmering D., Bosch W. GOCE gravity gradient data for lithospheric modeling // Int. J. Appl. Earth Obs. Geoinform. 2015. V. 35. P. 16–30.

Hacker B., Kelemen P., Behn M. Continental Lower Crust. // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. 2012. № 3. 150223150959000.10.1146/annurev-earth-050212-124117.

Holt W., Wallace T. Crustal thickness and upper mantle velocities in the Tibetan Plateau region from the inversion of Pnl waveforms: Evidence for a thick upper mantle lid beneath southern Tibet // J. Geophys. Res. 1990. V. 95. P. 12.499–12.525.

Huang Z., Su W., Peng Y., Zheng Y., Li H. Rayleigh wave tomography of China and adjacent regions //J. Geophys. Res. 2003. V. 108(B2). P. 2073.

Laske G., Masters G. A Global Digital Map of Sediment Thickness // EOS Trans AGU, 1997, 78(F483).

Map of undiscovered conventional oil and gas resources of the world // 2012
https://certmapper.cr.usgs.gov/data/apps/world-energy/?resource=conventional

Mouthereau F., Lacombe O., Vergés J. Building the Zagros collisional orogen: Timing, strain distribution and the dynamics of Arabia/Eurasia plate convergence // Tectonophysics. Elsevier, 2012. V. 532–535. P. 27–60.

Mooney W.D. Crust and Lithospheric Structure – Global Crustal Structure // Eds. B. Romanowicz & A. Dziewonski. Treatise on Geophysics. V. 1: Seismology and Structure of the Earth. Elsevier, 2007. P. 361–417.

Pasyanos M.E., Masters T.G., Laske G., Ma Z. LITHO1.0: An updated crust and lithospheric model of the Earth // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2014. V. 119. P. 2153–2173. DOI: 10.1002/2013JB010626

Pirajno F. Hydrothermal Processes and Mineral Systems. [S. l.] // Springer Netherlands, 2009. 1252 p.

Reguzzoni M., Sampietro, D. GEMMA: An Earth crustal model based on GOCE satellite data // Int. J. Appl. Earth Obs. Geoinform. 2015. V. 35. P. 31–43.

ИССЛЕДОВАНИЕ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА, 2021, № 4, с. 28–45

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

СЕЗОННАЯ И МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ПОЛЯ КОНЦЕНТРАЦИИ ХЛОРОФИЛЛА-а В БЕРИНГОВОМ МОРЕ ПО СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ

© 2021 г. К. К. Кивва[a], *, А. А. Кубряков[b]

[a]*Федеральное государственное бюджетное научное учреждение "Всероссийский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии" (ФГБНУ "ВНИРО"), Москва, Россия*

[b]*Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Федеральный исследовательский центр "Морской гидрофизический институт РАН" (ФГБУН ФИЦ МГИ РАН), Севастополь, Россия*

**E-mail: kirill.kivva@gmail.com*

Поступила в редакцию 25.02.2021 г.

В работе представлена характеристика пространственно-временной изменчивости поля концентрации хлорофилла-а в Беринговом море и прилегающей части Тихого океана, основанная на данных MODIS за 2003–2019 гг. Описана среднемноголетняя сезонная изменчивость концентрации хлорофилла-а, выявлены характерные сроки "цветения" фитопланктона в различных частях рассматриваемой акватории. Проанализирована межгодовая изменчивость сроков весеннего "цветения" в трех районах: в западной части моря к северо-востоку от Камчатского пролива, в северной части моря к югу от м. Наварин и в центральной части моря. При этом первые два из них близки по средним многолетним характеристикам. Показано, что сроки начала "цветения" в этих двух районах имели различную межгодовую изменчивость, а их размах в обоих случаях составил около 2 мес. В западной части моря наблюдается смещение "цветения" на более ранние сроки (март–апрель), а в северном районе сроки "цветения" наоборот сдвигаются к маю–июню. В центральной части моря весеннее "цветение" выражено значительно слабее, чем в остальных рассматриваемых районах, начинается в мае–июне и может продолжаться несколько недель. При этом относительно высокое содержание хлорофилла-а может наблюдаться там и в августе–октябре. В отдельные годы в центральном районе моря наблюдалось осеннее "цветение", преобладающее по интенсивности (максимум концентрации) над "весенним". Такая ситуация больше характерна для открытой части Тихого океана, а не для Берингова моря. Для всей рассматриваемой акватории выполнено сравнение хода развития весеннего "цветения" в 2010 и 2015 гг., которое показало, что пространственное развитие "цветения" в различные годы также может существенно отличаться. Межгодовые отличия в сроках начала "цветения" в различных районах моря связаны с особенностями физических процессов, определяющих формирование устойчивой стратификации вод (таяние льда или прогрев при слабом ветровом воздействии), а также могут быть связаны с изменчивостью течений.

Ключевые слова: Берингово море, хлорофилл-а, дистанционное зондирование, "цветение" фитопланктона, фенология, MODIS

DOI: 10.31857/S0205961421040047

ВВЕДЕНИЕ

Новое первичное органическое вещество (ОВ), синтезируемое фитопланктоном, служит основой пищевой цепи в морях и океанах. Бóльшая часть этого ОВ на акваториях умеренных и высоких широт формируется в определенные периоды года, когда происходит быстрый и относительно продолжительный рост биомассы фитопланктона. Такие явления называются "цветениями" фитопланктона. Их возникновение связано с совпадением ряда условий, необходимых для активной вегетации фитопланктона: достаточная освещенность и наличие минеральных питательных солей (Sverdrup, 1953). Для накопления этой биомассы также необходимо, чтобы скорость ее прироста превышала скорость потребления фитопланктона зоопланктоном (Behrenfeld and Boss, 2014).

По классической теории Харольда Свердрупа, весеннее "цветение" возникает в субарктических и арктических морях, когда после зимнего возобновления запаса минеральных питательных солей в эвфотическом слое формируется устойчивая структура вод с сезонным пикноклином, располагающимся выше глубины критической освещенности (Sverdrup, 1953). То есть такого го-

ризонта, при равномерном перемешивании до которого среднее количество света, получаемое клеткой фитопланктона, вовлеченной в это перемешивание, позволяет ей сохранять превышение темпов фотосинтеза над темпами деструкции ОВ при дыхании. Наступление таких условий требует уменьшения плотности верхнего слоя водной толщи (увеличения плавучести), и произойти это может за счет нескольких процессов: таяние льда, солнечный прогрев или поступление значительного количества материкового стока. В случае опреснения поверхностного слоя при таянии морского льда возникает прикромочное "цветение" фитопланктона (Дружкова, 2018; Perrette et al., 2011). В Беринговом море такое "цветение" наблюдается обычно в апреле–июне (Sigler et al., 2014). В отсутствие влияния материкового стока на акватории, где в холодный период года льда не было, устойчивая структура обязана своим появлением солнечному прогреву верхнего слоя вод. Такое "цветение", иногда называемое классическим (Дружкова, 2018), обычно начинается несколько позже: в Беринговом море – в конце мая или в июне (Sigler et al., 2014). Вполне возможны ситуации, когда после прикромочного "цветения" формируется классическое. Причем они могут сливаться в единый период активной вегетации фитопланктона, а могут быть разнесены во времени (Niebauer et al., 1995; Sigler et al., 2014; Stabeno et al., 2001).

"Цветение" начинает постепенно затухать и прекращается, когда запас хотя бы одного из необходимых фитопланктону элементов иссякает или когда темп потребления биомассы фитопланктона зоопланктоном начинает превышать темп его прироста (Behrenfeld and Boss, 2014). При этом ниже верхнего продукционного слоя питательные соли (минеральные формы биогенных элементов) не расходуются, то есть формируется нутриклин – слой относительно резкого роста концентрации минеральных форм биогенных элементов. Поэтому на поздних стадиях "цветения" и после его затухания во многих районах Мирового океана, в частности полярных и субполярных, максимум биомассы фитопланктона смещается в район нутриклина, формируется подповерхностный максимум хлорофилла. Кроме того, часть нового ОВ, синтезированного в течение весеннего "цветения", в виде детрита оседает в толще воды и, постепенно разлагаясь, частично вновь переходит в минеральную форму. Таким образом, ниже нутриклина биогенные элементы после "цветения" могут даже накапливаться. В случае если эпизодические события перемешивания водной толщи (например, шторма́) или подъема подповерхностных вод приводят к поступлению новых порций питательных веществ в эвфотический слой, вегетация фитопланктона может возобновиться (такие события иногда называют "вспышками" продуцирования или биомассы). На многих акваториях почти ежегодно наблюдается осеннее "цветение" фитопланктона, связанное с похожим процессом, поскольку осенью шторма́ усиливаются, а также начинается конвективное перемешивание (Sigler et al., 2014; Mikaelyan et al., 2017, 2018). Это приводит к возобновлению запаса минеральных питательных солей в эвфотическом слое. Перерывы в процессе перемешивания в то время, когда освещенность акватории еще значительна, могут приводить к повторному (или даже многократному) стратифицированию верхнего слоя вод и, как и в весеннее время, к осеннему "цветению" (Хен и др., 2015).

Несмотря на ежегодную повторяемость "цветений", период их наступления не всегда строго соблюдается. Это может быть связано с особенностями протекания физических процессов в пределах каждого отдельно взятого года. Например, таяние морского льда (в тех районах, где присутствовал лед) и солнечный нагрев поверхности в разные годы могут начаться в разное время, протекать с различной интенсивностью или прерываться. Кроме того, формирование устойчивой структуры вод может быть нарушено ветровым перемешиванием. Поэтому сроки "цветений" год от года заметно сдвигаются, а объем их общего результата (например, суммарная продукция ОВ за период "цветения") и качественный состав продуцируемого ОВ может меняться. Это, в свою очередь, может повлечь за собой изменения в состоянии зоопланктона и организмов более высоких трофических уровней, в том числе промысловых (Sigler et al., 2014; Hunt et al., 2011). Например, в случае позднего весеннего "цветения" может снижаться выживаемость молоди рыб (Platt et al., 2003; Hunt et al., 2011). Также от сроков "цветения" может зависеть пропорция нового ОВ, поступающего из пелагиали на дно (Coyle et al., 2011; Hunt et al., 2002; Hunt et al., 2011). В результате при разных условиях "цветения" бентосная часть экосистемы может получать различное количество пищи (Coyle et al., 2011; Hunt et al., 2011; Wassman, Reigstad, 2011).

Спутниковые данные высокого разрешения позволяют исследовать многие процессы и явления в океане (Алексанин и Ким, 2015; Андреев, 2017; Бондур и др., 2017, 2021; Бондур, Зубков, 2005). В исследованиях изменчивости поля концентрации хлорофилла-а (Хл) на поверхности Мирового океана широко используются спутниковые радиометрические наблюдения. В частности, они позволили изучить основные особенности биооптических характеристик многих морей России, включая Баренцево, Балтийское, Черное и Азовское (Kopelevich et al., 2008; Копелевич и др., 2018). В нескольких недавних работах выполнен анализ особенностей распределения хлорофилла-а в Охотском море (Андреев, Жабин,

2012; Жабин и др., 2017; Цхай, Хен, 2016, 2020). Однако для акватории Берингова моря многолетние данные обобщены только в работах (Okkonen et al., 2004; Iida, Saitoh, 2007; Andreev et al., 2020). В работе (Iida, Saitoh, 2007) приводится анализ сезонной и пространственной изменчивости поля Хл в 1998–2002 гг. Показано, что в отличие от шельфовых районов и западной части моря в центральной глубоководной части моря в течение всего года наблюдаются относительно низкие значения Хл. При этом, по крайней мере, в шельфовых районах западной части моря и вдоль восточной части материкового склона Хл в значительной степени зависит от особенностей циркуляции вод (Andreev et al., 2020; Okkonen et al., 2004).

Все перечисленные в отношении Берингова моря работы либо основаны на нескольких годах наблюдений, либо посвящены локальным особенностям поля Хл. То есть на текущий момент еще нет обобщения доступных спутниковых данных по этой акватории. Цель этой статьи – дать общую характеристику пространственно-временной структуры поля Хл на поверхности Берингова моря и прилегающей части Тихого океана, а также основных черт ее сезонной и межгодовой изменчивости на основе долговременного массива спутниковых оптических данных.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В основу работы положены спутниковые данные по Хл спектрорадиометра MODIS спутника Aqua за 2003–2019 гг. (исходное разрешение 4 км × 4 км × 8 дней) (https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/) для акватории, ограниченной 162° в.д., 156° з.д., 46°–67° с.ш.. Использован стандартный продукт, полученный по алгоритму OC3M, данные загружены из архива NASA's OceanColor Web (O'Reily et al., 1998).

Отметим, что в прибрежных районах стандартный алгоритм может давать существенно завышенные абсолютные значения Хл из-за влияния относительно высоких концентраций окрашенного растворенного ОВ (ОРОВ) (Kopelevich et al., 2008). Известно, что для восточного шельфа Берингова моря стандартный алгоритм завышает низкие значения Хл и занижает высокие ((Naik et al., 2013, 2015). Завышение низких значений (ниже 0.5 мг/м^3) там связано именно с влиянием ОРОВ (Naik et al., 2013). В абсолютном выражении разница между измеренной *in situ* и оцененной по спутниковым данным Хл может достигать 4–4.5 мг/м^3 в мае и июне при медианном значении ниже 0.5 мг/м^3, а в июле–октябре обычно не превышает 2 мг/м^3 с медианой, близкой к 0 мг/м^3 (Naik et al., 2013). В работе (Naik et al., 2015) получено среднее отношение между измеренной и оцененной по алгоритму OC3M величиной Хл ≈ 2.3. Соответствующее сравнение для северной части моря для мая–июня 2007 г. дало значение 2.04 (Lee et al., 2018), а для западной части моря для августа 2013 г. ≈1 (Салюк и др., 2016). Для центральной глубоководной части моря подобные оценки, насколько нам известно, отсутствуют. При этом высокие отклонения от *in situ* значений Хл чаще всего наблюдаются для концентрации меньше 0.5 мг/м^3 (Lee et al., 2018; Naik et al., 2013), а особенности пространственного распределения значений Хл, оцененных по разным алгоритмам, в Беринговом море полностью совпадают (например, Lee et al., 2018).

Существует множество подходов к определению начала и окончания "цветения" фитопланктона с использованием спутниковых данных, разработанных различными авторами (Friedland et al., 2018). В связи с поставленной целью (общая характеристика процесса и его динамики) в данной работе "цветение" фитопланктона определялось методом экспертной оценки по данным о сезонной динамике Хл. Под "цветением" здесь и далее подразумевается ситуация превышения Хл значения, характерного для холодного сезона (ноябрь–февраль) на срок более 16 дней (двух интервалов по 8 дней). В качестве таких пороговых значений выбраны 0.5 мг/м^3 для глубоководной части Берингова моря, удаленной от бровки шельфа более чем на 200 км, и 1.0 мг/м^3 для шельфовых и прибрежных областей. Таким образом, сроки начала и окончания "цветения" в данной работе определены субъективно. Однако использованный подход позволил сосредоточиться на пространственной упорядоченности особенностей поля Хл без осреднения данных по относительно крупным ячейкам, как, например, в работе (Friedland et al., 2018). Для определения времени наступления пика цветения по среднемесячным картам, полученным по всему использованному массиву, рассчитан месяц, соответствующий максимуму Хл в каждом узле сетки массива.

Для описания характеристик межгодовой изменчивости сезонного хода Хл выбраны три основных района: район в западной части моря к югу от Олюторского залива к северо-востоку от Камчатского пролива (западный: 56°–58° с.ш., 164°–168° в.д.) район на севере глубоководной части моря к югу от м. Наварин (северный: 60°–62° с.ш., 176°–180° в.д.), и район в центральной части моря (центральный: 55°–57° с.ш., 173°–177° в.д.). Расположение районов показано на рис. 1 и 6.

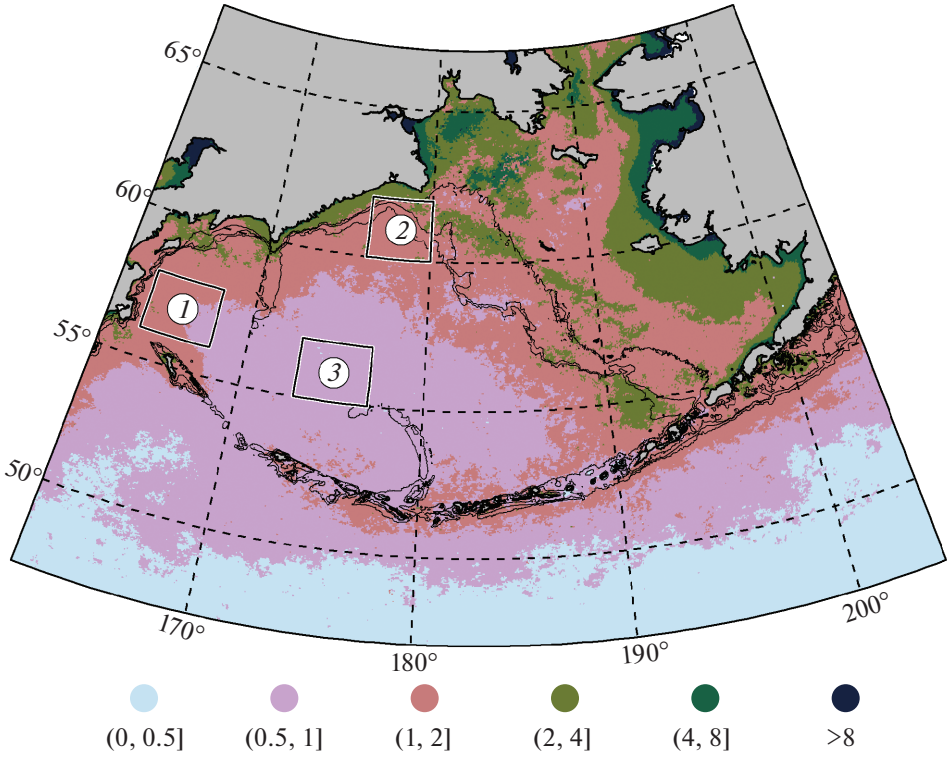


Рис. 1. Средняя многолетняя концентрация хлорофилла-а (мг/м^3). Цифрами отмечены районы, для которых выполнен анализ межгодовой динамики концентрации хлорофилла-а: западный (*1*), северный (*2*) и центральный (*3*). Тонкие сплошные линии – изобаты 100, 200 и 1000 м.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Средняя многолетняя концентрация

Наиболее высокие средние многолетние значения Хл в Беринговом море приурочены к материковым побережьям Азии и Северной Америки, а также наблюдаются: в центре северной части шельфа; на восточном шельфе от каньона Наварин до о. Св. Матвея; в центральном шельфовом районе над глубинами порядка 70 м; вдоль материкового склона на участке от каньона Беринга до каньона Прибылова (рис. 1). При этом нужно принять во внимание, что за период с ноября по февраль данные по концентрации Хл для большей части исследуемой акватории полностью отсутствуют из-за облачности или морского льда. Поэтому средние многолетние значения концентрации там несколько завышены в связи с тем, что в них не учтены зимние данные, когда концентрация Хл в пределах исследуемой акватории предположительно наименьшая.

Сезонная динамика поля концентрации хлорофилла-а

Среднемноголетний сезонный ход Хл на исследуемой акватории характеризуется следующими особенностями. Относительно высокие значения Хл (выше 2 мг/м^3) раньше всего наблюдается в районе к югу и юго-востоку от о. Нунивак и в Бристольском заливе в марте (рис. 2). Максимальные средние многолетние значения Хл в этом месяце там превышают 2 мг/м^3, а на небольшой акватории даже 4 мг/м^3, что свидетельствует о начале “цветения” фитопланктона в пределах исследуемой акватории. При этом большая часть восточного шельфа (приблизительно вся область севернее 60° с.ш. над глубинами менее 100 м) в марте чаще всего еще покрыта льдом (Baker et al., 2020). Вне восточного шельфа в это время среднее многолетнее значение Хл почти всюду составляет меньше 1 мг/м^3, а на большей части акватории лежит в пределах 0.2–0.5 мг/м^3.

В апреле область высокой концентрации расширяется, охватывая практически весь восточный шельф (за исключением небольших участков, покрытых льдом) и западную часть моря, примыкающую к побережью Камчатки, Корякии и южной Чукотки. Наибольшие значения Хл (>8 мг/м^3) наблюдаются преимущественно в северной и центральной частях восточного шельфа моря: приблизительно вдоль изобаты 100 м от м. Наварин почти до о-вов Прибылова, к западу от о. Св. Лаврентия и в Анадырском заливе. Относительно высока концентрация также в Бри-

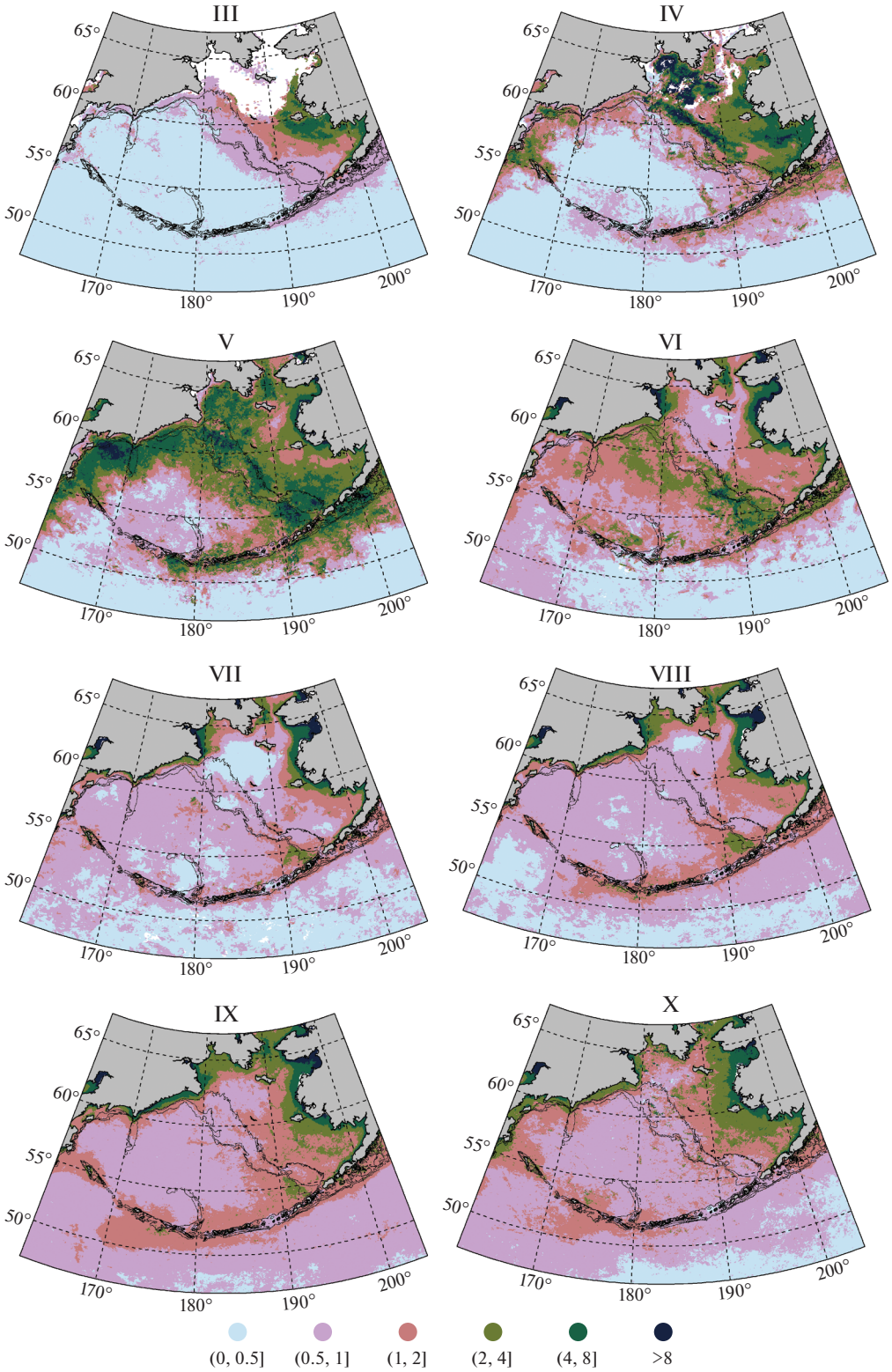


Рис. 2. Средняя многолетняя концентрация хлорофилла-а в Беринговом море в различные месяцы (мг/м^3). Месяцы обозначены римскими цифрами в верхней части каждой панели (III – март, ... X – октябрь). Сплошные линии – изобаты 100, 200 и 1000 м.

стольском заливе, в районе Олюторского и Карагинского заливов, в районе Камчатского пролива и к северу от Командорских о-вов. От марта к апрелю заметно повышается Хл также вокруг Алеутских островов, особенно в водах Аляскинского струйного течения. В мае на восточном шельфе моря концентрация обычно уже снижается, по крайней мере, над глубинами менее 100 м. "Цветение" постепенно смещается в более глубокую часть моря, в район бровки шельфа и материкового склона. Хотя над изобатами 100–200 м вдоль восточного шельфа по-прежнему сохраняются относительно высокие значения Хл (4–8 мг/м^3), максимальные среднемноголетние значения (>10 мг/м^3) наблюдаются, главным образом, вдоль материкового склона зал. Олюторского. Также заметно повышается Хл в центральной глубоководной части моря.

В июне "цветение" на восточном шельфе моря затухает, а в июле концентрация выше 1 мг/м^3 наблюдается там только вокруг островов, в прибрежной зоне, в Анадырском заливе, в западной части бассейна Чирикова, а также над материковым склоном к северу от о. Уналашка и о. Умнак в районе каньона Беринга (Хл 2–4 мг/м^3). При этом в июне "цветение" все больше продвигается в глубоководную часть моря. К северу от 57° с.ш. даже в глубоководной части моря среднее многолетнее значение концентрации составляет более 2 мг/м^3. Однако на большой части акватории, удаленной от материкового склона и располагающейся примерно вдоль 55° с.ш., Хл даже в июне не превышает 1 мг/м^3. К июлю на юге глубоководной части моря (над котловиной Бауэрс, в западной части Алеутской котловины, на юге Командорской котловины) и на северном шельфе моря (за исключением прибрежных районов, Анадырского залива и бассейна Чирикова) обычно формируются области с низкими значениями Хл (порядка 0.2–0.5 мг/м^3). В августе такое распределение Хл по акватории почти полностью сохраняется. Отличается оно лишь тем, что области низких концентраций несколько размываются, а вдоль Алеутских островов концентрация возрастает. К югу от Алеутских островов от о. Агатту (восточный остров Ближних о-вов) до о. Атка, а также к северу от них от о. Амчитка до о. Сегуам концентрация в среднем составляет больше 1 мг/м^3, а местами даже больше 2 мг/м^3.

К сентябрю области повышенной концентрации вдоль Алеутских островов, побережья Аляски, Анадырского залива, от м. Наварин до м. Олюторского и далее вдоль всего камчатского побережья расширяются и объединяются в единую область. При этом в западной части Анадырского залива, а также в прибрежных районах западной части моря от м. Наварин до Карагинского залива средние многолетние значения Хл в узкой прибрежной полосе (порядка 50 км) местами превышают 4 мг/м^3. К октябрю Хл вдоль Алеутских островов и п-ова Аляска убывает, среднемноголетнее значение концентрации там, за редким исключением, не превышает 2 мг/м^3, а на большей части акватории находится в пределах 0.5–1.0 мг/м^3. На севере Берингова моря, в западной части бассейна Чирикова, в Анадырском заливе и вдоль побережья от м. Наварин до м. Олюторского область повышенной концентрации сохраняется, но становится менее ярко выраженной. При этом области повышенной концентрации на всей протяженности внутренней части восточного шельфа, а также от зал. Олюторского на юг, включая акваторию вокруг Командорских островов, расширяются, и средние многолетние значения Хл в этих районах несколько повышаются. К ноябрю средние многолетние значения Хл убывают во всех районах (на рис. 2 не показано). Спутниковые данные по Хл за декабрь–февраль для большей части рассматриваемой акватории почти полностью отсутствуют из-за облачности или ледяного покрова.

Сроки пика "цветения" фитопланктона

Для характеристики сезонного смещения области пика "цветения" в данной работе использована группировка пикселей по среднему многолетнему месяцу максимума Хл (рис. 3).

В марте сезонный максимум Хл отмечается во внутренней области восточного шельфа вокруг о. Нунивак за исключением зоны вдоль побережья материка. В апреле Хл достигает максимума на значительной части восточного шельфа моря: в Бристольском заливе, в центральной шельфовой области, в северной и восточной частях Анадырского залива, а также в области к югу и к западу от о. Св. Лаврентия. В мае сезонный пик Хл наблюдается в большей части Берингова моря, а также прилегающих вод Тихого океана. Это центральная область на юге восточного шельфа, район каньона Беринга, внешняя область шельфа практически на всем его протяжении, широкая полоса вдоль материкового склона моря от Алеутских о-вов на север до м. Наварин и далее на запад к Командорским о-вам, а также обширная область с океанской стороны п-ова Аляска и Алеутских островов.

В июне пик Хл достигается на обширной акватории глубоководной части моря на удалении более 500 км от свала глубин вдоль материков (но вдоль Командорско-Алеутской островной дуги – не везде). В июле–августе максимум Хл фиксируется лишь для относительно мелких участков исследуемой акватории, которые сложно объединить в какие-то обособленные районы. При этом сентябрь – месяц максимума Хл на обширной ак-

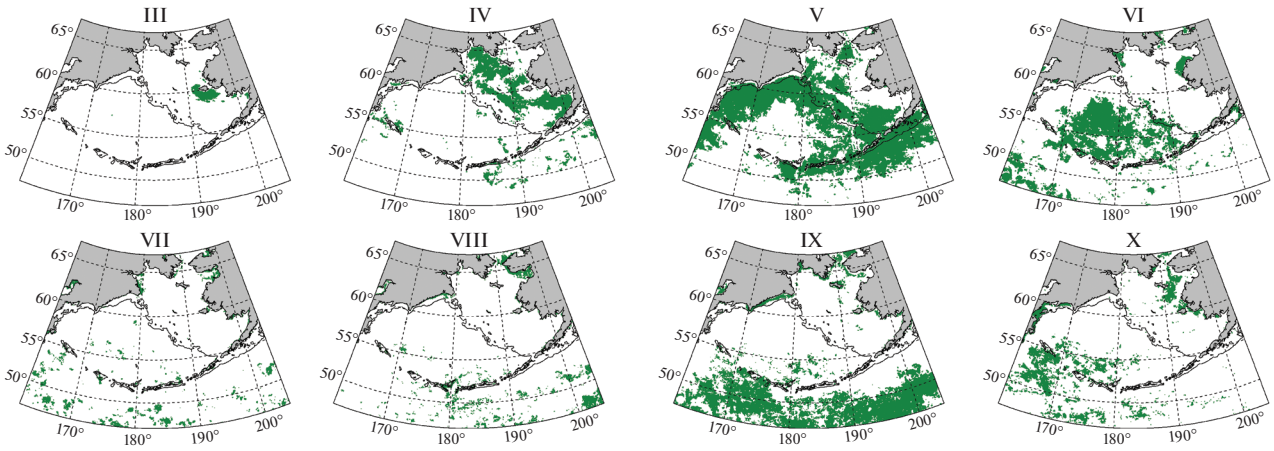


Рис. 3. Районы, в которых максимум среднего многолетнего сезонного хода концентрации хлорофилла-а приходится на месяцы с марта по октябрь. Месяцы обозначены римскими цифрами в верхней части каждой панели. Сплошная линия – изобата 200 м.

ватории открытой части Тихого океана к югу от 52° с.ш. В этом месяце максимум также достигается в относительно узкой прибрежной полосе шириной порядка 50 км на участках побережья от Анадырского пролива до залива Креста (восточная часть Анадырского залива) и от м. Наварин до восточной части Олюторского залива, а также вокруг о. Св. Лаврентия. В октябре максимум Хл наблюдается в восточной части бассейна Чирикова, к востоку от о. Св. Лаврентия, а также в западной части Олюторского залива и в Карагинском заливе.

Многолетняя динамика сроков "цветения"

Рассмотрим межгодовую динамику Хл на примере трех районов: в западной части моря к югу от Олюторского залива к северо-востоку от Камчатского пролива (западный район), на севере глубоководной части моря к югу от м. Наварин (северный район) и в центре моря (центральный район; см. рис. 1). Западный и северный районы близки по среднему многолетнему значению Хл (рис. 1), сезонному ходу Хл и сроку наступления максимума Хл (рис. 6), но многолетняя динамика Хл в них заметно различается. Хл в центральном районе во все месяцы заметно ниже, чем в двух других рассматриваемых районах, а максимум Хл приходится на более поздний срок.

В западном районе весеннее "цветение" фитопланктона обычно наблюдается в интервале с конца апреля по конец мая и длится 4–6 нед. (рис. 4). Однако в 2003, 2006 и 2010 гг. наблюдалось относительно позднее "цветение", начавшееся в начале–середине мая и продлившееся до начала–середины июня. Обратная ситуация наблюдалась в 2015 и 2016 гг.: "цветение" началось в середине–конце марта. При этом оно было длительнее обычного и продолжалось до середины июня. В 2011 г. наблюдалось необычное для данного района "цветение". Оно было слабо выражено, растянуто во времени с середины апреля по середину июля и имело несколько пиков. В целом с 2003 по 2019 г. наблюдается тенденция к смещению весеннего "цветения" на более ранние сроки. Осеннее "цветение" в западном районе отмечалось лишь в некоторые годы в октябре. В интервале лет 2003–2019 оно всегда было заметно менее интенсивным, чем весеннее "цветение".

В северном районе "цветение" обычно начинается в конце апреля или в начале мая и длится 7–9 нед. То есть оно обычно происходит несколько позже, чем в западном районе, а также имеет бóльшую продолжительность. В 2005, 2008 и 2013 гг. в северном районе наблюдалось относительно раннее "цветение", начавшееся в середине апреля. В 2011 и 2015 гг., напротив, цветение было относительно поздним. Пик цветения в эти годы пришелся на конец и начало июня соответственно.

Таким образом, в обоих рассматриваемых районах наблюдается значительная межгодовая изменчивость в сезонном ходе Хл. При этом разброс сроков пика "цветения" в 2003–2019 гг. составил около двух месяцев (рис. 4).

Средние по центральному району значения Хл существенно ниже, чем в рассмотренных ранее районах (до 2.7 мг/м^3, а обычно даже во время "цветения" в интервале 1–1.5 мг/м^3). При этом весеннее "цветение" фитопланктона там выражено гораздо слабее. Оно может начаться в мае (2003, 2009, 2013, 2017, 2019 гг.) или даже в конце апреля (2015 г.), а может быть сдвинуто к середине лета (2014, 2018 гг.). В этой части моря наблюдается осеннее "цветение"; в отдельные годы оно более ярко выражено, чем весеннее (например, 2004, 2008 и 2011 гг.). Там также возможен плавный пе-

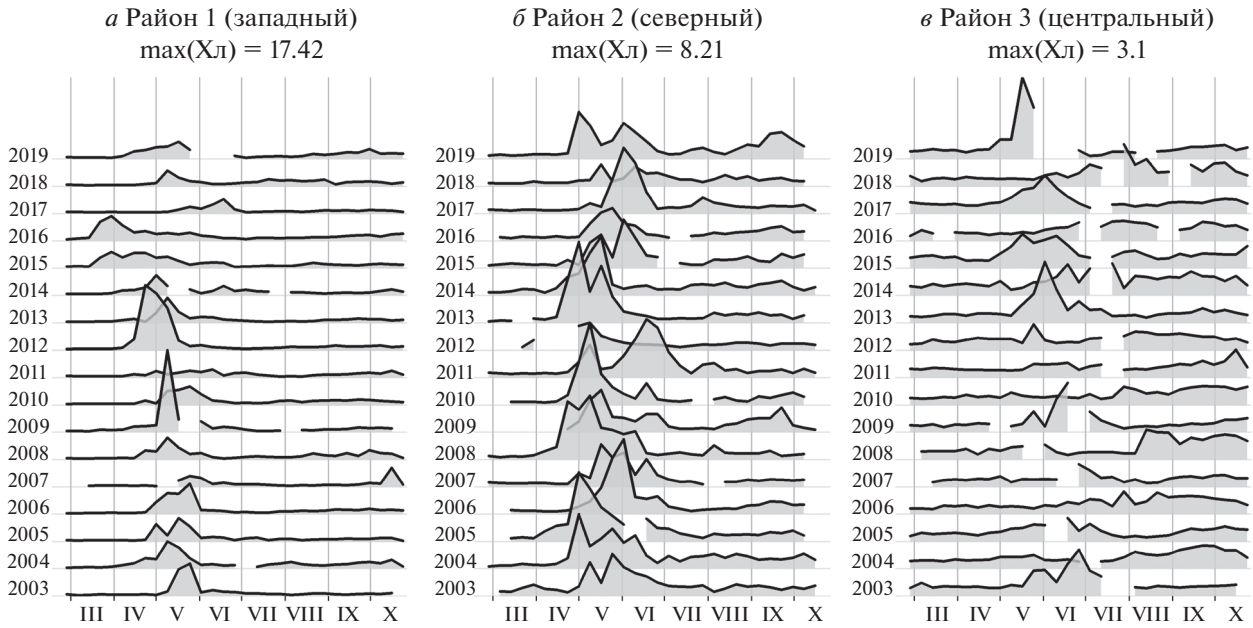


Рис. 4. Динамика средней концентрации хлорофилла-а (мг/м^3) в западном (*а*), северном (*б*) и центральном (*в*) районах в марте–октябре 2003–2019 гг. Для каждого района графики построены в одном масштабе, но для разных районов использован разный масштаб. Максимальные значения Хл указаны в верхней части каждого рисунка; даты максимумов – 9 мая 2009 г. в западном районе, 9 мая 2010 г. в северном и 17 мая 2019 г. в центральном районе. Пробелы на графиках отражают отсутствие данных.

реход от весеннего "цветения" к осеннему, и в таком случае период с относительно высокими значениями Хл может длиться несколько недель и даже месяцев (например, 2006, 2011, 2016 и 2018 гг.). То есть эта часть моря в зависимости от года может иметь черты сходства с другими районами, приуроченными к материковому склону, или с северной частью Тихого океана, где "цветение" обычно начинается в июле–августе и может длиться больше 50 дней (Friedland et al., 2018). Такие существенные межгодовые отличия в особенностях развития фитопланктона, предположительно, приводят к заметным изменениям в сообществе зоопланктона и более высоких трофических уровней.

Сравнение двух контрастных годов

Рис. 2–4 показывают, что на большей части рассматриваемой акватории весеннее "цветение" ежегодно достигает максимального развития в период с апреля по июнь. Рассмотрим развитие этого процесса на примере отличающихся друг от друга 2010 и 2015 гг. (рис. 5).

В 2010 г. наиболее высокие значения Хл в апреле наблюдалась в Бристольском заливе и на прилегающей к нему центральной части юго-восточного шельфа моря, а также вдоль кромки льда, которая на участке шельфа от траверса каньона Прибылова до траверса каньона Первенец к концу апреля располагалась приблизительно вдоль изобаты 100 м (Baker et al., 2020). Там Хл местами превышала 4 мг/м^3, а в южной части восточного шельфа даже 10 мг/м^3. Практически вся остальная часть восточного шельфа до конца апреля еще полностью находилась подо льдом. Там "цветение" сформировалось только после освобождения акватории ото льда, что на большей части этой акватории произошло в мае. Вдоль западного шельфа моря в апреле преобладали значения в интервале 0.5–2 мг/м^3.

В мае "цветение" было наиболее ярко выражено (Хл порядка 4–8 мг/м^3) уже в глубокой части моря вдоль материкового свала глубин практически на всем его протяжении. На освободившейся ото льда части восточного шельфа преобладали значения концентрации в интервале 2–4 мг/м^3. В этом месяце также сформировалось "цветение" фитопланктона к югу от п-ова Аляска (концентрация местами превышала 10 мг/м^3).

К июню на большей части шельфа пик "цветения" уже был, судя по всему, пройден: Хл имела значения до 2 мг/м^3. Однако в глубоководной части моря вдоль материкового свала глубин попрежнему наблюдались высокие значения концентрации в интервале 2–8 мг/м^3 и местами даже более 8 мг/м^3. При этом полоса высоких значений в западной части моря (к западу от 180° в.д.) сме-

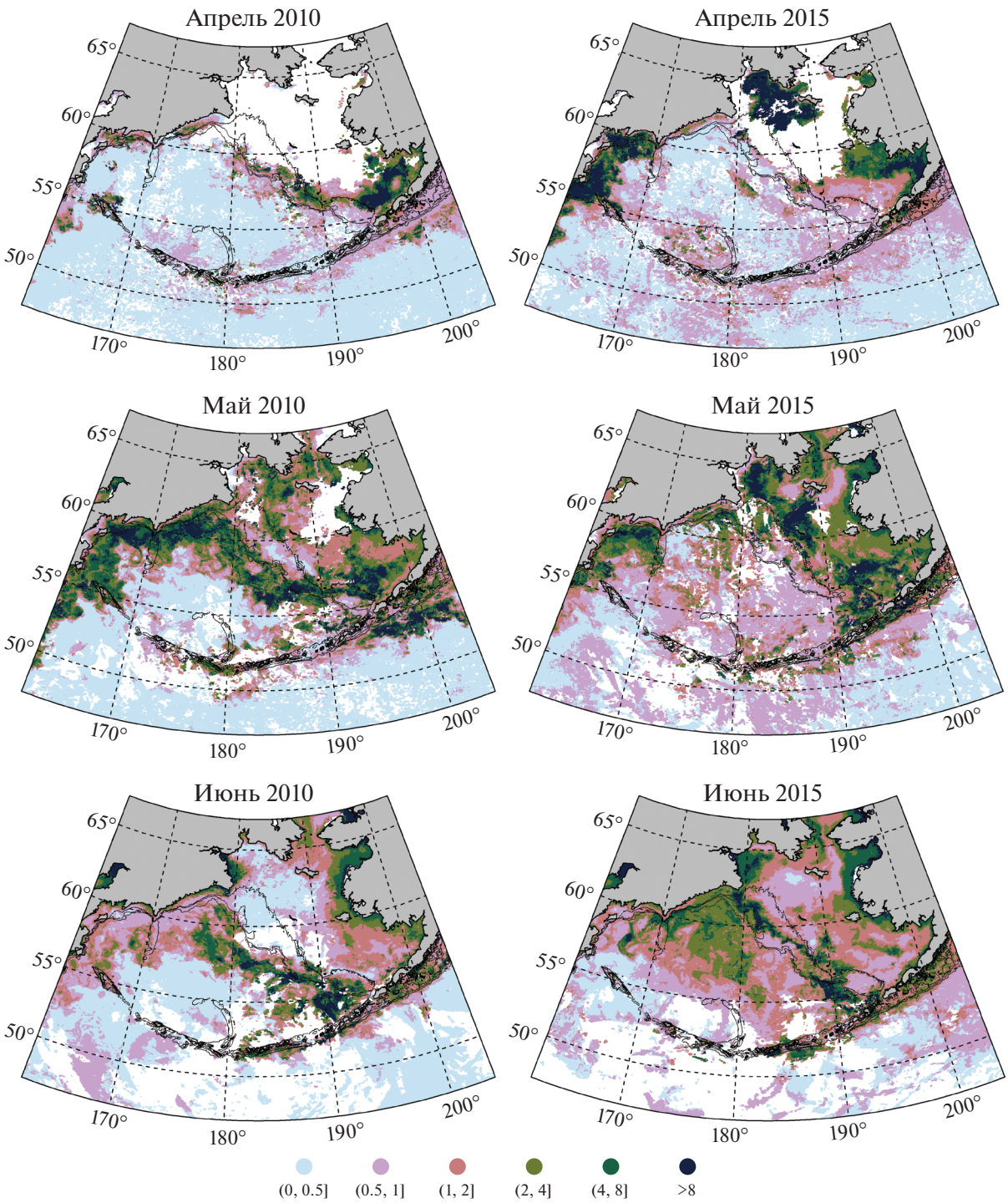


Рис. 5. Сравнение распределения концентрации хлорофилла-а (мг/м^3) в апреле (вверху), мае (в центре) и июне (внизу) 2010 и 2015 гг. (левый и правый столбцы соответственно). Белый цвет отмечает отсутствие данных (облачность или лед). Тонкие линии – изобаты 100, 200 и 1000 м.

стилась на юг и юго-восток от материкового склона.

В 2015 г. весеннее “цветение” фитопланктона развивалось по другому сценарию. Так же как и в 2010 г., в 2015 г. в апреле наблюдались высокие значения Хл в Бристольском заливе и на прилегающей акватории. Однако в отличие от 2010 г. большая часть северного шельфа моря начала освобождаться ото льда уже в апреле. В итоге к югу от о. Св. Лаврентия и в восточной части Ана-

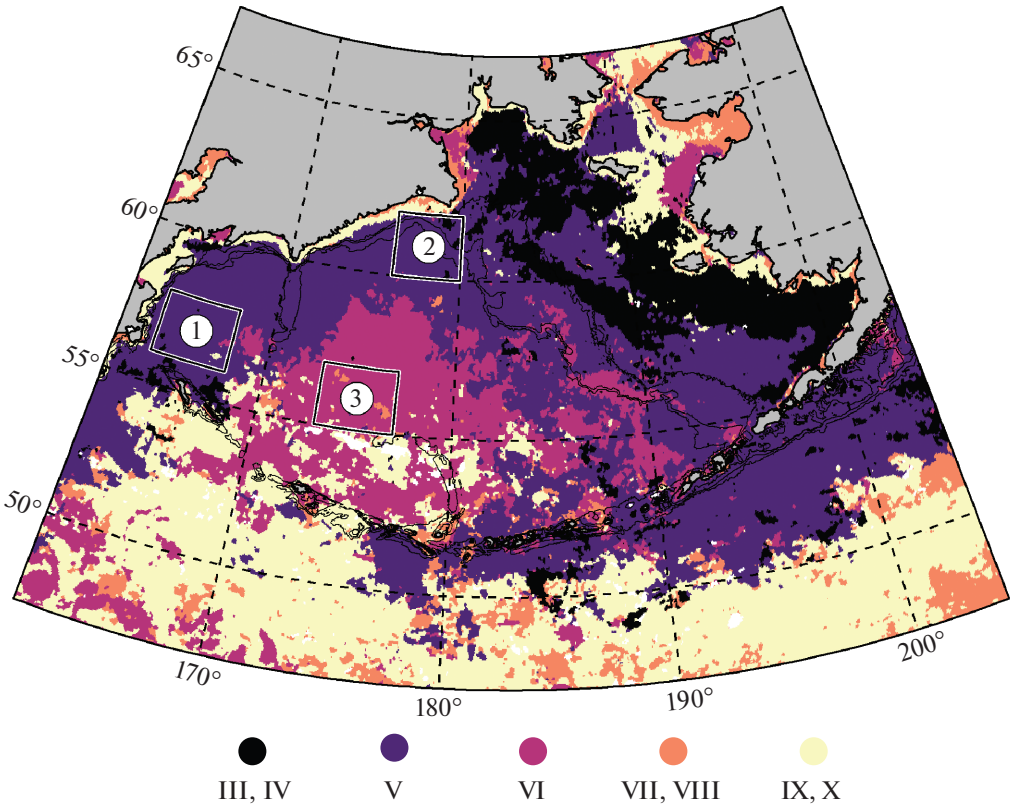


Рис. 6. Месяцы среднего многолетнего максимума сезонного хода концентрации хлорофилла-а. Отмечены районы, по которым проанализирована межгодовая изменчивость (рис. 4). Месяцы обозначены римскими цифрами (III – март, ... X – октябрь). Сплошные линии – изобаты 100, 200 и 1000 м.

дырского залива уже в апреле наблюдались значения более 8 мг/м^3. Другим ярким отличием от ситуации 2010 г. стало апрельское "цветение", наблюдаемое в широкой полосе в западной части моря от Олюторского залива до Камчатского пролива.

К маю почти весь восточный шельф освободился ото льда. Так же как и в 2010 г., "цветение" на шельфе начало постепенно смещаться в сторону бровки шельфа. Однако в отличие от 2010 г. за пределы восточного шельфа область с концентрацией >2 мг/м^3 распространилась только в районе каньона Беринга. Наиболее ярко "цветение" было выражено приблизительно вдоль изобаты 100 м. Хл там местами превышала 8 мг/м^3. При этом в западной части моря (западнее 180° в.д.) наблюдались относительно высокие значения Хл (2–4 мг/м^3, местами выше 4 мг/м^3) даже на относительно большом удалении от бровки шельфа, а к югу от п-ова Аляска "цветение" было выражено гораздо слабее, чем в 2010 г.

В июне 2015 г. наиболее высокие значения Хл (выше 8 мг/м^3) наблюдались на восточном шельфе в узкой полосе от о-вов Прибылова до м. Наварин а также в юго-восточной части моря за пределами шельфа в районе каньона Жемчуг. В отличие от 2010 г., концентрация вдоль материкового склона восточного шельфа была в основном <2 мг/м^3, но при этом на обширной акватории глубоководной части моря в пределах 57°–62° с.ш. концентрация составляла >2 мг/м^3. То есть "зеленый пояс" Берингова моря был выражен в основном в пределах шельфа, хоть и во внешней его части. При этом наблюдались необычно высокие значения концентрации в глубоководной части моря.

ОБСУЖДЕНИЕ

Пространственная структура

Сроки "цветения" фитопланктона относят к количественным экологическим индексам, характеризующим, в частности, особенности пелагических экосистем (Platt, Sathyendranath, 2008; Racault et al., 2012). Пространственная организация, упорядоченность морских экосистем в целом определяется широтной зональностью и может осложняться такими азональными факторами, как циркумконтинентальная секторность, влияние рельефа дна и циркуляция вод (Тамайчук, 2008; Петров, 2009). Очевидно, азональные факторы приобретают особенно заметное значение не только вблизи побережья океанов, материкового

склона и в пределах окраинных морей, но также в районах с сезонным ледовым покровом. Например, ярко выраженная секторность наблюдается в фенологии "цветения" фитопланктона в пределах крупной полыньи в море Баффина: у восточного края полыньи "цветение" начинается в конце апреля или в начале мая, а у западного – в конце мая или даже позже (Marchese et al., 2017). Это явление связывают с различиями в физических условиях. По всей видимости, подобное различие в сроках физических явлений приводит к циркумконтинентальной и циркумшельфовой секторности распределения особенностей Хл и весеннего "цветения" фитопланктона в Беринговом море. Вероятно, этот фактор дополнительно осложняется наличием на восточном шельфе Берингова моря системы фронтальных зон (Flint et al., 2002).

Сезонная динамика

Наши результаты в целом согласуются с выводами А.М. Шпрингера с соавторами о повышенной продуктивности вдоль материкового склона Берингова моря (Springer et al., 1996). Однако они также указывают на метахронность этого явления: на различных участках т.н. "зеленого пояса" Берингова моря максимальное значение Хл наблюдается в различные периоды года, а в пределах одного участка "зеленого пояса" так же может наблюдаться в различные периоды в зависимости от года. Области высоких значений Хл могут существенно смещаться в пространстве год от года, а в отдельные годы этот "пояс" может трансформироваться в набор разрозненных фрагментов.

В сезонной динамике весеннего "цветения" фитопланктона в Беринговом море и на прилегающей акватории Тихого океана прослеживается следующая крупномасштабная структура (рис. 6). Весеннее "цветение" начинается в восточной части моря вокруг о. Нунивак в марте, распространяется из этого района в южном, юго-западном и западном направлениях как будто волной с апреля по май и затухает в центральной и южной глубоководной части моря.

В июле и августе активная вегетация наблюдается лишь в небольших районах, главным образом, вблизи побережий, а также в районе каньона Беринга. По всей видимости, в большинстве случаев это следствие таких процессов, как локальный ветровой апвеллинг или влияние материкового стока. Многие из этих районов, действительно, располагаются вблизи впадения рек. В частности, максимум Хл по данным спутникового зондирования в июне наблюдается в районах впадения в море таких крупных рек, как Анадырь и Юкон. Далее к июлю и августу эти области постепенно смещаются, по всей видимости, вдоль направления преобладающих в этих районах течений: на западе Анадырского залива на юг и, огибая м. Наварин, далее на запад, а в заливе Нортон на север, вокруг п-ова Сьюард. При этом материковый сток может содержать большое количество ОРОВ, имеющего схожие с хлорофиллом-а оптические свойства и влияющего на точность оценки Хл по спутниковым данным (Салюк и др., 2016; Matsuoka et al., 2007; Kopelevich et al., 2008). Поэтому значения Хл, оцененные по стандартному алгоритму OC3M, в районах, находящихся под влиянием материкового стока, могут быть существенно завышены. Для Берингова моря и близких акваторий в литературе встречаются оценки завышения в 1.3–1.5 раз (Салюк и др., 2016) или даже 2–5 раз (Lee et al., 2018; Naik et al., 2015).

Наличие высоких значений Хл вдоль побережья от м. Олюторского до м. Наварин и к северо-востоку от каньона Беринга подтверждается другими исследованиями. Вдоль побережья западной части моря в летние месяцы формируется локальный ветровой апвеллинг (Andreev et al., 2020). В районе каньона Беринга происходит подъем вод, связанный с совместным действием приливов и течений (Stabeno et al., 2002). Таким образом, высокие значения Хл в этих районах могут быть объяснены подъемом подповерхностных вод, богатых минеральными формами биогенных элементов, на поверхность.

Области открытой части моря, где максимум концентрации наблюдается в сентябре и октябре, следует отнести к областям с выраженным осенним "цветением" фитопланктона. По нашим данным в открытой части Тихого океана осеннее "цветение" обычно становится преобладающим. Это хорошо согласуется с результатами (Friedland et al., 2018). Однако в прибрежных районах Чукотки, Корякии и Камчатки, в Карагинском и Олюторском заливах, а также у побережья о. Св. Лаврентия ежегодно наблюдаются относительно высокие значения Хл (>2 мг/м^3) в июне–августе, а в некоторые годы и в мае. То есть там ежегодно наблюдается ярко выраженное весеннее "цветение".

В работах других авторов ранее уже было отмечено, что распространение прикромочного "цветения" фитопланктона вслед за отступающей кромкой льда во многих акваториях похоже на движение волны (Perrette et al., 2011). Наш анализ позволяет заключить, что подобным образом в Беринговом море распространяется "цветение" и на свободной ото льда акватории. То есть в Беринговом море, по всей видимости, наблюдаются две расходящихся волны "цветения": волна прикромочного "цветения" движется в северном (северо-восточном) направлении вслед за отступающей кромкой льда, а волна классического "цветения" – в южном (юго-западном) направлении.

Межгодовая динамика

Очевидно, что особенности развития поля Хл в пределах любой акватории в отдельно взятый год будут зависеть от совокупности физических и биологических факторов (Кивва и др., 2020; Хен и др., 2015; Henson, 2007). Как упомянуто выше, большое значение имеют сезонная динамика теплового баланса поверхности моря, ветрового перемешивания и распространение льда. В связи с особенностями развития атмосферных процессов срок смены знака теплового баланса поверхности моря в одном и том же районе может существенно меняться год от года. В отдельные годы ведущую роль в скорости формирования устойчивой стратификации может играть ветровое перемешивание (Marchese et al., 2017).

Положение кромки льда в целом контролируется теплосодержанием океана (Bitz et al., 2005). То есть в случае положительной аномалии годового баланса тепла (с учетом адвективной составляющей) в пределах какой-либо отдельно взятой акватории при прочих равных кромка льда в среднем за холодный сезон будет располагаться севернее своего среднемноголетнего положения, а в обратном случае, соответственно, южнее. От зимнего распространения льда будет зависеть часть акватории, где потенциально сможет образоваться прикромочное "цветение" фитопланктона. При этом ширина прикромочной ледовой зоны также меняется: в Северном полушарии и, в частности, в Тихоокеанском секторе Северного Ледовитого океана на протяжении последних нескольких десятилетий она имеет тенденцию к увеличению (Strong, Rigor, 2013). По всей видимости, это может привести и к расширению области, на которой будет наблюдаться прикромочное цветение.

В 2010 г. в Беринговом море наблюдались аномальные ледовые условия. К примеру, 15 марта 2010 г. льдом был покрыт почти весь восточный шельф моря, включая Бристольский залив и исключая лишь относительно небольшой участок акватории на самом юге шельфа (Baker et al., 2020). 2015 г. значительно отличался: 15 марта 2015 г. кромка льда в пределах восточного шельфа располагалась приблизительно вдоль изобаты 100 м. Подобные различия в распространении и сезонной динамике ледового покрова в пределах моря не только напрямую определяют сроки формирования устойчивой структуры вод, но и отражают особенности теплового состояния вод моря, что значительно отражается на пространственно-временной изменчивости "цветения" фитопланктона (см. рис. 5).

Особенности Хл в центральной части Берингова моря

"Цветение" фитопланктона на восточном шельфе и вдоль материкового склона восточного шельфа относительно хорошо изучено (Sigler et al., 2014). Для западной части моря, примыкающей к материковому склону, натурных (*in situ*) исследований меньше (например, Мордасова, 1994). Но центральная часть моря остается наименее изученной в этом отношении; имеются лишь отрывочные данные о составе и распределении фитопланктона (Вентцель, 1991; Leblanc et al., 2005).

Срок начала классического "цветения" можно связать со сроком смены знака теплового баланса на границе море–атмосфера, то есть с моментом начала прогрева морской поверхности (Henson, 2007). Очевидно, что за счет географического положения в центральной глубоководной части Берингова моря прогрев морской поверхности начинается раньше (обычно с середины марта по середину апреля), чем в районе материкового склона у западной, северной и восточной границ глубоководной части моря (обычно с конца марта по конец апреля) (Гидрометеорология ..., 1999). Однако согласно нашим результатам, "цветение" в глубоководной части моря наблюдается существенно позже – его пик в среднем приходится на июнь. Это может быть связано с несколькими факторами. Как отмечено выше, для формирования "цветения" необходимо наличие минеральных питательных веществ в эвфотическом слое, достаточная для фотосинтеза освещенность на всем вертикальном протяжении ВКС (Sverdrup, 1953) и превышение темпов деления клеток фитопланктона над темпами их потребления зоопланктоном (Behrenfeld, Boss, 2014).

Центральная часть моря может быть отнесена к регионам с высокой концентрацией основных биогенных элементов и низким уровнем хлорофилла-а (Banse, English, 1999; Shiomoto et al., 2002). Как и в северной части Тихого океана (а также во многих районах Южного океана), в этом районе моря развитие фитопланктона, скорее всего, ограничено концентрацией растворенного железа (Moore et al., 2013). В таком случае состав сообщества фитопланктона там может существенно отличаться от других районов моря (Banse, English, 1999). По всей видимости, вегетация диатомовых водорослей, формирующих основу весеннего "цветения" в других районах моря (Мордасова, 1994; Flint et al., 2002; Moran et al., 2012; Sukhanova, 1999), в пределах глубоководной части моря, удаленной от шельфовых районов, обычно затруднена недостатком железа. Такое предположение подтверждается распределением диатомей в верхнем слое донных осадков северной части Тихого океана (Ren et al., 2014), а также косвенно подтверждается результатами обобщения многолетних гидрохимических данных (Кивва, 2017). Показано, что в глубоководной части моря соотношение среднемноголетних сезонных величин убыли минеральных форм Si : N близко к единице. Это ближе к значениям для открытой

части Тихого океана, чем для шельфовых районов моря, и указывает на меньшую долю диатомей в составе сообщества фитопланктона, чем в шельфовых районах.

Вопрос ограничения развития фитопланктона в центральной части моря лабильным растворенным железом требует обсуждения механизмов поступления этого элемента в центральную часть моря. По всей видимости, основными такими механизмами служат поступление атмосферного аэрозоля (Banse, English, 1999) и приток богатых железом вод из шельфовой части моря, интенсивность которого зависит, в частности, от формирования вихрей вдоль материкового склона (Aguilar-Islas et al., 2007; Tanaka et al., 2012). Вихревые структуры могут захватывать и переносить в глубоководную часть моря воды с высоким содержанием минеральных форм биогенных элементов. В них также может быть выше концентрация фитопланктона, продолжающего активно делиться при условии достаточного минерального питания. По всей видимости, с подобными процессами связана ситуация 2015 г., описанная выше, когда относительно высокие значения Хл наблюдались в глубоководной части моря. При этом похожие события наблюдались и в другие годы. В частности, значения Хл выше 2 мг/м^3 отмечены на разных участках центральной части моря в июне–июле 2003, июне 2005, августе 2008, июне 2009, мае–июне 2013, июле 2014 и июне 2016 гг. Часть таких событий может быть связана не с адвекцией вод, а с выпадением атмосферного аэрозоля, в первую очередь вулканического происхождения.

Одной из причин позднего развития “цветения” в некоторых районах Мирового океана может быть преобладание темпа потребления фитопланктона зоопланктоном над темпом продуцирования ОВ на начальных стадиях “цветения” (Behrenfeld, Boss, 2014). Несмотря на то, что существующих данных о концентрации различных фракций зоопланктона и, тем более, о потреблении фитопланктона зоопланктоном в центральной части Берингова моря очень мало, существующие данные позволяют говорить о незначительной роли зоопланктона в контролировании биомассы фитопланктона (Banse, English, 1999).

Существенное ветровое перемешивание, несмотря на начало прогрева морской поверхности, может привести к более глубокому положению сезонного пикноклина в апреле и мае, чем глубина критической освещенности. Например, расположение нижней границы верхнего квазиоднородного слоя (ВКС) считается наиболее вероятной причиной позднего “цветения” в некоторых районах Южного океана (Ardyna et al., 2017). Среднемноголетняя мощность ВКС в центральной части Берингова моря в апреле составляет 80–120 м, а к маю уменьшается до 40–60 м (Лучин, 2019). Несмотря на то, что для Южного океана приводятся более значительные цифры, такое положение нижней границы ВКС в Беринговом море может быть одной из причин запаздывания “цветения” в центральной части моря.

Таким образом, относительно позднее развитие “цветения” в глубоководной части моря может быть связано с особенностями физических процессов формирования летней структуры вод и химического состава вод, определяющего состав сообщества фитопланктона.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе анализа спутниковых данных по Хл мы показали, что в пределах Берингова моря “цветение” фитопланктона начинается на восточном шельфе в районе о. Нунивак и в Бристольском заливе. В 2003–2019 гг. это происходило в марте–апреле. Затем к апрелю–маю оно охватывало весь восточный и северный шельф и в мае–июне смещалось в район свала глубин (за исключением Командорско-Алеутской островной дуги). При этом сроки “цветения” год от года заметно сдвигаются во времени. Размах межгодовой изменчивости срока максимума Хл в западной части моря достигает, как минимум, 2 мес., а в центральной глубоководной части моря может составлять 5–6 мес.

Различия в ходе развития “цветения” проиллюстрированы на примере контрастных сезонов: 2010 и 2015 гг. В относительно холодном 2010 г., когда ледовитость моря была высокой, “цветение” развивалось по характерному для моря сценарию. Оно началось вдоль кромки льда в марте–апреле, распространилось вслед за отступающей кромкой льда на север и северо-восток, а также в район внешней части шельфа и материкового склона континентальной части моря к маю и в глубоководную часть моря вблизи материкового склона – к июню. В 2015 г. в апреле наблюдалось более интенсивное “цветение” в северной части шельфа, в заливах Олюторском и Карагинском, а также на прилегающей к ним части глубоководной акватории. В мае “цветение” вдоль материкового склона было менее интенсивным, чем в 2010 г. При этом в июне наблюдались высокие значения Хл в центральной глубоководной части моря, удаленной от материкового склона. Данные об изменчивости сроков очищения акватории Берингова моря ото льда (Baker et al., 2020) позволяют заключить, что такие различия в сезонном развитии и смещении “цветения” в северной части и на восточном шельфе моря были связаны с особенностями ледовой обстановки в марте–мае. Отличия в распределении Хл между 2010 и 2015 гг. в глубоководной части моря связаны с циркуляцией вод. Более детальный анализ влияния течений на поле Хл выходит за рамки

данной статьи, но остается актуальной научной задачей.

Для глубоководной части моря, удаленной от материкового склона, во все месяцы характерны существенно менее высокие значения Хл, чем для шельфовых областей и части акватории, примыкающей к материковому склону. Обобщение данных о сезонном ходе минеральных форм биогенных элементов (Кивва, 2017), факторов, ограничивающих первичную продукцию в соседних районах Тихого океана (Moore et al., 2013), и доли диатомовых водорослей в донных отложениях северной части Тихого океана (Ren et al., 2014) позволяет заключить, что это связано с особенностями минерального питания фитопланктона. Низкая концентрация лабильного железа приводит к меньшей успешности в этом районе диатомовых водорослей по сравнению с шельфовыми и расположенными вблизи шельфа районами, где диатомеи формируют мощное весеннее "цветение". При этом периодически происходят события переноса течениями воды в эту часть моря из района свала глубин материкового побережья моря или материкового склона Алеутских островов. Тогда там могут наблюдаться нехарактерно высокие значения Хл. По всей видимости, такое адвективное событие определило особенности пространственного распределения Хл на обширной акватории глубоководной части моря в 2015 г. Таким образом, в зависимости от особенностей циркуляции вод в разные годы центральная глубоководная часть моря имеет черты сходства с районами, расположенными вблизи материкового склона, или с открытой частью Тихого океана. В частности, там может наблюдаться заметное осеннее "цветение", в отдельные годы (2004, 2008, 2011) имеющее бóльшую интенсивность, чем весеннее.

Особенности развития фитопланктона в течение года во многом определяют состояние других элементов экосистемы, в том числе промысловых популяций пелагических и донных видов рыб и беспозвоночных. От сроков весеннего "цветения" фитопланктона зависит доля первичной продукции, погружающаяся на дно, а также выживаемость молоди пелагических рыб. Бентосная часть экосистемы реагирует не только на количество поступающего ОВ, но и на его качественный состав (Grebmeier et al., 1988). Все это указывает на необходимость более детального изучения причин межгодовой изменчивости таких особенностей в основных промысловых районах Мирового океана.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа А.А. Кубрякова выполнена при поддержке гранта РФФИ 20-35-70034.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алексанин А.И., Ким В. Автоматическое обнаружение внутренних волн на спутниковых изображениях и оценка плотности перемешанного слоя // Исслед. Земли из космоса. 2015. № 1. С. 44–52.

Андреев А.Г. Мезомасштабная циркуляция вод в районе Восточно-Сахалинского течения (Охотское море) // Исслед. Земли из космоса. 2017. № 2. С. 3–12.

Андреев А.Г. Циркуляция вод в северо-западной части Берингова моря по спутниковым данным // Исслед. Земли из космоса. 2019. № 4. С. 40–47.

Андреев А.Г., Жабин И.А. Мезомасштабные вихри и межгодовые изменения содержания хлорофилла-а в водах Охотского моря // Вестник ДВО РАН. 2012. № 6(166). С. 65–71.

Бондур В.Г., Воробьев В.Е., Замшин В.В., Серебряный А.Н., Латушкин А.А., Ли М.Е., Мартынов О.В., Хурчак А.П., Гринченко Д.В. Мониторинг антропогенных воздействий на прибрежные акватории Черного моря по многоспектральным космическим изображениям // Исслед. Земли из космоса. 2017. № 6. С. 3–22.

Бондур В.Г., Замшин В.В., Чверткова О.И. Исследование из космоса экологического происшествия у полуострова Камчатка в сентябре–октябре 2020 года, связанного с красным приливом // Докл. АН. 2021. Т. 497. № 1. С. 61–68.

Бондур В.Г., Зубков Е.В. Выделение мелкомасштабных неоднородностей оптических характеристик верхнего слоя океана по многозональным спутниковым изображениям высокого разрешения. Часть 1. Эффекты сброса дренажных каналов в прибрежные акватории // Исслед. Земли из космоса. 2005. № 4. С. 54–61.

Вентцель М.В. Фитопланктон открытой и шельфовой областей Берингова моря // Океанология. 1991. Т. 31(2). С. 252–257.

Дружкова Е.И. Нанофитопланктон ледовой прикромочной зоны Баренцева моря в летний период 2017 г. // Труды КНЦ РАН. Океанология. 2018. Т. 4(9). Вып. 5. С. 29–44.

Кивва К.К. Гидрохимические условия первичного продуцирования в Беринговом море. Автореф. дис. канд. геогр. наук. М.: ВНИРО. 2017. 27 с.

Кивва К.К., Селиванова Ю.В., Писарева М.Н., Сумкина А.А. Роль физических процессов в формировании весеннего "цветения" фитопланктона в Беринговом море // Труды ВНИРО. 2020. Т 181. С. 206–222.

Копелевич О.В., Салинг И.В., Вазюля С.В., Глуховец Д.И., Шеберстов С.В., Буренков В.И., Каралли П.Г., Юшманова А.В. Биооптические характеристики морей, омывающих берега западной половины России, по данным спутниковых сканеров цвета 1998–2017 гг. М.: ООО "ВАШ ФОРМАТ", 2018. 140 с.

Лучин В.А. Средние многолетние параметры верхнего квазиоднородного слоя Берингова моря (нижняя граница, температура, соленость) и их внутригодовая изменчивость // Изв. ТИНРО. 2019. Т. 199. С. 214–230.

Мордасова Н.В. Хлорофилл в западной части Берингова моря // Океанология. 1994. Т. 34. № 4. С. 557–563.

Петров К.М. Принципы физико-географической дифференциации арктических морей: Карское море // Изв. РАН. Серия географическая. 2008. № 6. С. 19–30.

Салюк П.А., Степочкин И.Е., Букин О.А., Соколова Е.Б., Майор А.Ю., Шамбарова Ю.В., Горбушкин А.Р. Определение концентрации хлорофилла-а спутниковыми радиометрами MODIS Aqua и VIIRS в Восточной Арктике и Беринговом море // Исслед. Земли из космоса. 2016. № 1–2. С. 161–172.

Тамайчук АН. Основные закономерности региональной дифференциации Мирового океана // Уч. зап.

Крымского фед. универ. им. В.И. Вернадского. География. Геология. 2008. Т. 21(60) № 2. С. 358–369.

Хен Г.В., Басюк Е.О., Матвеев В.И. Параметры верхнего квазиоднородного слоя и слоя скачка температуры и хлорофилл-а в западной глубоководной части Берингова моря летом и осенью 2002–2013 гг. // Известия ТИНРО. 2015. Т. 182. С. 115–131.

Aguilar-Islas A.M., Hurst M.P., Buck K.N., Sohst B., Smith G.J., Lohan M.C., Bruland K.W. Micro-and macronutrients in the southeastern Bering Sea: Insight into iron-replete and iron-depleted regimes // Prog. Oceanogr. 2007. V. 73(2). P. 99–126.

Andreev A.G., Budyansky M.V., Khen G.V., Uleysky M.Y. Water dynamics in the western Bering Sea and its impact on chlorophyll a concentration // Ocean Dyn. 2020. V. 70. P. 593–602.

Ardyna M., Claustre H., Sallée J.B., d'Ovidio F., Gentili B., Van Dijken G., d'Ortenzio F., Arrigo K.R. Delineating environmental control of phytoplankton biomass and phenology in the Southern Ocean // Geophys. Res. Lett. 2017. V. 44(10). P. 5016–5024.

Baker M.R., Kivva K.K., Pisareva M.N., Watson J.T., Selivanova J. Shifts in the physical environment in the Pacific Arctic and implications for ecological timing and conditions // Deep Sea Res., Part II, Top. Stud. Oceanogr. V. 177. 104802.

Banse K., English D.C. Comparing phytoplankton seasonality in the eastern and western subarctic Pacific and the western Bering Sea // Prog. Oceanogr. 1999. V. 43(2–4). P. 235–288.

Behrenfeld M.J., Boss E.S. Resurrecting the ecological underpinnings of ocean plankton blooms // Ann. Rev. Mar. Sci. 2014. V. 6. P. 167–94.

Bitz C.M., Holland M.M., Hunke E.C., Moritz R.E. Maintenance of the sea-ice edge // J. Clim. 2005. V. 18(15). P. 2903–2921.

Bliss A.C., Steele M., Peng G., Meier W.N., Dickinson S. Regional variability of Arctic sea ice seasonal change climate indicators from a passive microwave climate data record // Environ. Res. Lett. 2019. V. 14(4). P. 045003.

Coyle K.O., Eisner L.B., Mueter F.J., Pinchuk A.I., Janout M.A., Cieciel K.D., Farley E.V., Andrews A.G. Climate change in the southeastern Bering Sea: Impacts on pollock stocks and implications for the oscillating control hypothesis // Fish. Oceanogr. 2011. V. 20. P. 139–156.

Flint M.V., Sukhanova I.N., Kopylov A.I., Poyarkov S.G., Whitledge T.E. Plankton distribution associated with frontal zones in the vicinity of the Pribilof Islands // Deep Sea Res., Part II, Top. Stud. Oceanogr. 2002. V. 49(26). P. 6069–6093.

Friedland K.D., Mouw C.B., Asch R.G., Ferreira A.S.A., Henson S., Hyde K.J., Morse R.E., Thomas A.C., Brady D.C. Phenology and time series trends of the dominant seasonal phytoplankton bloom across global scales // Glob. Ecol. Biogeogr. 2018. V. 27(5). P. 551–569.

Grebmeier J.M., McRoy C.P., Feder H.M. Pelagic-benthic coupling on the shelf of the northern Bering and Chukchi seas. I. Food supply source and benthic biomass // Mar. Ecol. Prog. Ser. 1988. V. 48(1). P. 57–67.

Hunt Jr. G.L., Stabeno P., Walters G., Sinclair E., Brodeur R.D., Napp J.M., Bond N.A. Climate change and control of the southeastern Bering Sea pelagic ecosystem // Deep Sea Res., Part II. Top. Stud. Oceanogr. 2002. V. 49. P. 5821–5853.

Hunt Jr. G.L., Coyle K.O., Eisner L.B., Farley E.V., Heintz R.A., Mueter F., Napp J.M., Overland J.E., Ressler P.H., Salo S., Stabeno P.J. Climate impacts on eastern Bering Sea food webs: A synthesis of new data and an assessment of the Oscillating Control Hypothesis // ICES J. Mar. Sci. 2011. V. 68(6). P. 1230–1243.

Iida T., Saitoh S.I. Temporal and spatial variability of chlorophyll concentrations in the Bering Sea using empirical orthogonal function (EOF) analysis of remote sensing data // Deep Sea Res., Part II. Top. Stud. Oceanogr. 2007. V. 54. P. 2657–2671.

Kopelevich O.V., Burenkov V.I., Sheberstov S.V. Case studies of optical remote sensing in the Barents Sea, Black Sea and Caspian Sea // Remote sensing of the European seas / Eds. V. Barale, M. Gade. Dordrecht: Springer, 2008. P. 53–66.

Leblanc K., Hare C.E., Boyd P.W., Bruland K.W., Sohst B., Pickmere S., Lohan M.C., Buck K., Ellwood M., Hutchins D.A. Fe and Zn effects on the Si cycle and diatom community structure in two contrasting high and low-silicate HNLC areas // Deep Sea Res., Part I, Oceanogr. Res. Pap. 2005. V. 52(10). P. 1842–1864.

Lee S.H., Ryu J., Park J.W., Lee D., Kwon J.I., Zhao J., Son S. Improved Chlorophyll-a Algorithm for the Satellite Ocean Color Data in the Northern Bering Sea and Southern Chukchi Sea // Ocean Sci. J. 2018. V. 53(3). P. 475–485.

Marchese C., Albouy C., Tremblay J.É., Dumont D., D'Ortenzio F., Vissault S., Bélanger, S. Changes in phytoplankton bloom phenology over the North Water (NOW) polynya: a response to changing environmental conditions // Polar Biol. 2017. V. 40(9). P. 1721–1737.

Mikaelyan A.S., Kubryakov A.A., Silkin V.A., Pautova L.A., Chasovnikov V.K. Regional climate and patterns of phytoplankton annual succession in the open waters of the Black Sea // Deep Sea Res., Part I. Oceanogr. Res. Pap. 2018. V. 142. P. 44–57.

Mikaelyan A.S., Shapiro G.I., Chasovnikov V.K., Wobus F., Zanacchi M. Drivers of the autumn phytoplankton development in the open Black Sea // J. Mar. Syst. 2017. V. 174. P. 1–11.

Moore C.M., Mills M.M., Arrigo K.R., Berman-Frank I., Bopp L., Boyd P.W., Galbraith E.D., Geider R.J., Guieu C., Jaccard S.L., Jickells T.D. Processes and patterns of oceanic nutrient limitation // Nat. Geosci. 2013. V. 6(9). P. 701–710.

Moran S.B., Lomas M.W., Kelly R.P., Gradinger R., Iken K., Mathis J.T. Seasonal succession of net primary productivity, particulate organic carbon export, and autotrophic community composition in the eastern Bering Sea // Deep Sea Res., Part II, Top. Stud. Oceanogr. 2012. V. 65. P. 84–97.

Naik P., D'Sa E.J., Gomes H.D.R., Goés J.I., Mouw C.B. Light absorption properties of southeastern Bering Sea waters: Analysis, parameterization and implications for remote sensing // Remote Sens. Environ. 2013. V. 134. P. 120–134.

Naik P., Wang M., D'Sa E.J., Mordy C.W. Bering Sea optical and biological properties from MODIS // Remote Sens. Environ. 2015. V. 163. P. 240–252.

Okkonen S.R., Schmidt G.M., Cokelet E.D., Stabeno P.J. Satellite and hydrographic observations of the Bering Sea "Green Belt" // Deep Sea Res., Part II. Top. Stud. Oceanogr. 2004. V. 51. P. 1033–1051.

Perrette M., Yool A., Quartly G.D., Popova E.E. Near-ubiquity of ice-edge blooms in the Arctic // Biogeosciences. 2011. V. 8(2). P. 515–524.

Platt T., Fuentes-Yaco C., Frank K.T. Spring algal bloom and larval fish survival // Nature. 2003. 423(6938). P. 398–399.

Platt T., Sathyendranath S. Ecological indicators for the pelagic zone of the ocean from remote sensing // Remote Sens. Environ. 2008. V. 112(8). P. 3426–3436.
Racault M.F., Le Quéré C., Buitenhuis E., Sathyendranath S., Platt T. Phytoplankton phenology in the global ocean // Ecol. Indic. 2012. V. 14(1). P. 152–163.
Ren J., Gersonde R., Esper O., Sancetta C. Diatom distributions in northern North Pacific surface sediments and their relationship to modern environmental variables // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2014. V. 402. P. 81–103.
Shiomoto A., Saitoh S.I., Imai K., Toratani M., Ishida Y., Sasaoka K. Interannual variation in phytoplankton biomass in the Bering Sea basin in the 1990s // Prog. Oceanogr. 2002. V. 55(1–2). P. 147–163.
Sigler M.F., Stabeno P.J., Eisner L.B., Napp J.M., Mueter F.J. Spring and fall phytoplankton blooms in a productive subarctic ecosystem, the eastern Bering Sea, during 1995–2011 // Deep Sea Res., Part II ,Top. Stud. Oceanogr. 2014. V. 109. P. 71–83.
Springer A.M., McRoy C.P., Flint M.V. The Bering Sea Green Belt: shelf-edge processes and ecosystem production // Fish. Oceanogr. 1996. V. 5(3–4). P. 205–223.
Stabeno P.J., Reed R.K., Napp J.M. Transport through Unimak Pass, Alaska // Deep Sea Res., Part II. Top. Stud. Oceanogr. 2002. V. 49. № 26. P. 5919–5930.
Strong C., Rigor I.G. Arctic marginal ice zone trending wider in summer and narrower in winter // Geophys. Res. Lett. 2013. V. 40(18). P. 4864–4868.
Sukhanova I.N. Spatial distribution and temporal variability of phytoplankton in the Bering Sea // Dynamics of the Bering Sea / Eds. T.R. Loughlin, K. Ohtani. 1999. P. 453–483.
Sverdrup H.U. On conditions for the vernal blooming of phytoplankton // J. Cons. Int. Explor. Mer. 1953. V. 18(3). P. 287–295.
Tanaka T., Yasuda I., Kuma K., Nishioka J. Vertical turbulent iron flux sustains the Green Belt along the shelf break in the southeastern Bering Sea // Geophys. Res. Lett. 2012. V. 39(8). L08603.
Wassmann P., Reigstad M. Future Arctic Ocean seasonal ice zones and implications for pelagic-benthic coupling // Oceanography. 2011. V. 24(3). P. 220–231.

Seasonal and Interannual Variability of Chlorophyll-a Concentration in the Bering Sea Based on Satellite Data

K. K. Kivva[1] and A. A. Kubryakov[2]

[1]*Russian Federal Research Institute of Fisheries and Oceanography (VNIRO), Moscow, Russia*
[2]*Marine Hydrophysical Institute RAS (MHI RAS), Sevastopol, Russia*

Characteristics of spatio-temporal variability of chlorophyll-a in the Bering Sea and adjacent Pacific Ocean are presented. The analysis is based on MODIS data from 2003–2019. We report multi-year mean seasonal variability of chlorophyll-a concentration and distinct dates of phytoplankton bloom in various parts of the area. Interannual variability of dates of spring bloom is analyzed for three regions; western part of the sea east of Kamchatka Strait, north part near cape Navarin, and central deep part of the sea. Despite the former two regions have similar multi-year mean characteristics, interannual variability of dates of spring bloom vary between them. In each of those two regions amplitudes of spring bloom onset and peak reach about 2 months. In the western region the transition to earlier (March–April) spring bloom is observed while in the northern region spring bloom tends to occur later in recent years (May–June) than in the past. Contrary to those two regions, spring bloom is less pronounced in the central part of the sea. The bloom usually starts there in May–June and may last for several weeks. In addition, relatively high chlorophyll-a concentration is observed there in August–October in multiple years. The fall bloom there may be even more pronounced (has higher maximum concentration of chlorophyll-a) than the spring one in some years. This peculiarity is more typical for the Pacific Ocean outside of the sea than for the other regions of the sea. The spatial variability of onset and development of the spring bloom is additionally analyzed for two years dissimilar with regard to bloom spatial development; 2010 and 2015. This analysis illustrates substantial differences in spatial bloom development between years. Interannual variability in dates of spring bloom onset in different parts of the area is most likely attributed to variability in physical processes controlling the stratification (spring ice melt and solar heating under weak wind mixing conditions) as well as circulation.

Keywords: Bering Sea, chlorophyll-a, remote sensing, phytoplankton bloom, phenology, MODIS

REFERENCES

Aguilar-Islas A.M., Hurst M.P., Buck K.N., Sohst B., Smith G.J., Lohan M.C., Bruland K.W. Micro-and macronutrients in the southeastern Bering Sea: Insight into iron-replete and iron-depleted regimes // Prog. Oceanogr. 2007. V. 73(2). P. 99–126.
Aleksanin A.I., Kim V. Automatic Detection of Internal Waves on Satellite Images and Estimates of the Mixed Layer Density // Izv. - Atmos. Ocean. Phys. 2019. V. 55(9). P. 1098–1105.
Andreev A.G. Mezomasshtabnaya tsirkulyatsiya vod v rayone Vostochno-Sakhalinskogo techeniya (Okhotskoe more) [Mesoscale Circulation in the East Sakhalin Current Region (Okhotsk Sea)] // Issledovanie Zemli iz kosmosa. 2017. № 2. P. 3-12 (In Russian).
Andreev A.G. Water circulation in the north-western Bering Sea studied by satellite data // Issledovanie Zemli iz kosmosa. 2019. № 4. C. 40–47 (In Russian).
Andreev A.G., Budyansky M.V., Khen G.V., Uleysky M.Y. Water dynamics in the western Bering Sea and its impact on chlorophyll a concentration // Ocean Dyn. 2020. V. 70. P. 593–602.
Andreev A.G., Zhabin I.A. Mezomasshtabnye vikhri i mezhgodovye izmeneniya soderzhaniya khlorofilla-a v vodakh Okhotskogo morya [Mesoscale eddies and year-to-year changes of the chlorophyll-a concentration in the Okhotsk

Sea waters] // Vestnik of Far Eastern Branch of Russian Academy of Sciences. 2012. № 6(166). P. 65–71 (In Russian).
Ardyna M., Claustre H., Sallée J.B., d'Ovidio F., Gentili B., Van Dijken G., d'Ortenzio F., Arrigo K.R. Delineating environmental control of phytoplankton biomass and phenology in the Southern Ocean // Geophys. Res. Lett. 2017. V. 44(10). P. 5016–5024.
Baker M.R., Kivva K.K., Pisareva M.N., Watson J.T., Selivanova J. Shifts in the physical environment in the Pacific Arctic and implications for ecological timing and conditions // Deep Sea Res., Part II. Stud. Oceanogr. V. 177. 104802.
Banse K., English D.C. Comparing phytoplankton seasonality in the eastern and western subarctic Pacific and the western Bering Sea // Prog. Oceanogr. 1999. V. 43(2–4). P. 235–288.
Behrenfeld M.J., Boss E.S. Resurrecting the ecological underpinnings of ocean plankton blooms // Ann. Rev. Mar. Sci. 2014. V. 6. P. 167–94.
Bliss A.C., Steele M., Peng G., Meier W.N., Dickinson S. Regional variability of Arctic sea ice seasonal change climate indicators from a passive microwave climate data record // Environ. Res. Lett. 2019. V. 14(4). P. 045003.
Bitz C.M., Holland M.M., Hunke E.C., Moritz R.E. Maintenance of the sea-ice edge // J. Clim. 2005. V. 18(15). P. 2903–2921.
Bondur V.G., Vorobyev V.E., Zamshin V.V., Serebryany A.N., Latushkin A.A., Li M.E., Martynov O.V. , Hurchak A.P., Grinchenko D.V. Monitoring Anthropogenic Impact on Some Coastal Water Areas of the Black Sea Using Multispectral Satellite Imagery // Izv. Atmos. Ocean. Phys. 2018. V. 54. P. 1008–1022.
Bondur V. G., Zamshin V. V., Chvertkova O. I. Space Study of a Red Tide-Related Environmental Disaster near Kamchatka Peninsula in September–October 2020 // Dokl. Earth Sci. 2021. T. 497. № 1. C. 83–90.
Bondur V.G., Zubkov E.V. Vydelenie melkomasshtabnykh neodnorodnostey opticheskikh kharakteristik verkhnego sloya okeana po mnogozonalnym sputnikovym izobrazheniyam vysokogo razresheniya. Chast 1. Effekty sbrosa drenazhnykh kanalov v pribrezhnye akvatorii [Showing up the small-scale ocean upper layer optical inhomogeneities by the multispectral space images with the high surface resolution. Part 1. The canals and channels drainage effects at the coastal zone] // Issledovanie Zemli iz Kosmosa. 2005. № 4. P. 54–61 (In Russian).
Coyle K.O., Eisner L.B., Mueter F.J., Pinchuk A.I., Janout M.A., Cieciel K.D., Farley E.V., Andrews A.G. Climate change in the southeastern Bering Sea: Impacts on pollock stocks and implications for the oscillating control hypothesis // Fish. Oceanogr. 2011. V. 20. P. 139–156.
Druzhkova E.I. Nanofitoplankton ledovoj prikromochnoj zony Barenceva morya v letnij period 2017 goda [Nanophytoplankton of the marginal ice zone of the Barents Sea in summer 2017] // Transactions of Kola Science Centre of the Russian Academy of Sciences. Oceanology. 2018. V. 4(9). Series 5. P. 29–44 (In Russian).
Flint M.V., Sukhanova I.N., Kopylov A.I., Poyarkov S.G., Whitledge T.E. Plankton distribution associated with frontal zones in the vicinity of the Pribilof Islands // Deep Sea Res., Part II. Stud. Oceanogr. 2002. V. 49(26). P. 6069–6093.
Friedland K.D., Mouw C.B., Asch R.G., Ferreira A.S.A., Henson S., Hyde K.J., Morse R.E., Thomas A.C., Brady D.C. Phenology and time series trends of the dominant seasonal phytoplankton bloom across global scales // Glob. Ecol. Biogeogr. 2018. V. 27(5). P. 551–569.
Grebmeier J.M., McRoy C.P., Feder, H.M. Pelagic-benthic coupling on the shelf of the northern Bering and Chukchi seas. I. Food supply source and benthic biomass // Mar. Ecol. Prog. Ser. 1988. V. 48(1). P. 57–67.
Hunt Jr. G.L., Stabeno P., Walters G., Sinclair E., Brodeur R.D., Napp J.M., Bond N.A. Climate change and control of the southeastern Bering Sea pelagic ecosystem // Deep Sea Res., Part II. Stud. Oceanogr. 2002. V. 49. P. 5821–5853.
Hunt Jr. G.L., Coyle K.O., Eisner L.B., Farley E.V., Heintz R.A., Mueter F., Napp J.M., Overland J.E., Ressler P.H., Salo S., Stabeno P.J. Climate impacts on eastern Bering Sea food webs: A synthesis of new data and an assessment of the Oscillating Control Hypothesis // ICES J. Mar. Sci. 2011. V. 68(6). P. 1230–1243.
Iida T., Saitoh S.I. Temporal and spatial variability of chlorophyll concentrations in the Bering Sea using empirical orthogonal function (EOF) analysis of remote sensing data // Deep Sea Res., Part II Top. Stud. Oceanogr. 2007. V. 54. P. 2657–2671.
Kivva K.K. Gidrokhimicheskie usloviya pervichnogo produtsirovaniya v Beringovom more [Hydrochemical conditions of primary production in the Bering Sea]. Summary of PhD thesis. Moscow: VNIRO. 27 p. (In Russian).
Kivva K.K., Selivanova J.V., Pisareva M.N., Sumkina A.A. Rol' fizicheskikh protsessov v formirovanii vesennego "tsveteniya" fitoplanktona v Beringovom more [Role of physical processes in formation of spring phytoplankton bloom in the Bering Sea] // Trudy VNIRO. 2020. V. 181. P. 206–222 (In Russian).
Khen G.V., Basyuk E.O., Matveev V.I. Parametry verkhnego kvaziodnorodnogo sloya i sloya skachka temperatury i khlorofill- a v zapadnoj glubokovodnoj chasti Beringova morya letom i osen'yu 2002–2013 gg. [Parameters of the upper mixed layer and thermocline layer and chlorophyll- a in the western deep basin of the Bering Sea in summer and fall of 2002–2013] // Izvestiya TINRO. 2015. V. 182. P. 115–131 (In Russian).
Kopelevich O.V., Burenkov V.I., Sheberstov S.V. Case studies of optical remote sensing in the Barents Sea, Black Sea and Caspian Sea // Remote sensing of the European seas / Eds. V. Barale, M. Gade. Dordrecht: Springer, 2008. P. 53–66.
Kopelevich O.V., Sahling I.V., Vazyulya S.V., Glukhovets D.I., Sheberstov S.V., Burenkov V.I., Karalli P.G., Yushmanova A.V. Bioopticheskie kharakteristiki morej, omyvayushchikh berega zapadnoj poloviny Rossii, po dannym sputnikovykh skanerov tsveta 1998–2017 gg. [Bio-optical characteristics of the seas, surrounding the western part of Russia, from data of the satellite ocean color scanners of 1998–2017]. Moscow: OOO "VASh FORMAT", Moscow, 2018. 140 p. (In Russian).
Leblanc K., Hare C.E., Boyd P.W., Bruland K.W., Sohst B., Pickmere S., Lohan M.C., Buck K., Ellwood M., Hutchins D.A. Fe and Zn effects on the Si cycle and diatom community structure in two contrasting high and low-silicate HNLC areas // Deep Sea Res., Part I, Oceanogr. Res. Pap. 2005. V. 52(10). P. 1842–1864.
Lee S.H., Ryu J., Park J.W., Lee D., Kwon J.I., Zhao J., Son S. Improved Chlorophyll-a Algorithm for the Satellite Ocean Color Data in the Northern Bering Sea and Southern Chukchi Sea // Ocean Sci. J. 2018. V. 53(3). P. 475–485.
Luchin V.A. Srednie mnogoletnie parametry verkhnego kvaziodnorodnogo sloya Beringova morya (nizhnyaya granica, temperatura, solenost') i ikh vnutrigodovaya izmenchivost' [Mean climatic parameters of the upper mixed

layer in the Bering Sea (lower boundary, temperature, salinity) and their annual variability] // Izvestiya TINRO. 2019. V. 199. P. 214–230 (In Russian).

Marchese C., Albouy C., Tremblay J.É., Dumont D., D'Ortenzio F., Vissault S., Bélanger, S. Changes in phytoplankton bloom phenology over the North Water (NOW) polynya: a response to changing environmental conditions // Polar Biol. 2017. V. 40(9). P. 1721–1737.

Mikaelyan A.S., Kubryakov A.A., Silkin V.A., Pautova L.A., Chasovnikov V.K. Regional climate and patterns of phytoplankton annual succession in the open waters of the Black Sea // Deep Sea Res., Part I, Oceanogr. Res. Pap. 2018. V. 142. P. 44–57.

Mikaelyan A.S., Shapiro G.I., Chasovnikov V.K., Wobus F., Zanacchi M. Drivers of the autumn phytoplankton development in the open Black Sea // J. Mar. Syst. 2017. V. 174. P. 1–11.

Moore C.M., Mills M.M., Arrigo K.R., Berman-Frank I., Bopp L., Boyd P.W., Galbraith E.D., Geider R.J., Guieu C., Jaccard S.L., Jickells T.D. Processes and patterns of oceanic nutrient limitation // Nat. Geosci. 2013. V. 6(9). P. 701–710.

Moran S.B., Lomas M.W., Kelly R.P., Gradinger R., Iken K., Mathis J.T. Seasonal succession of net primary productivity, particulate organic carbon export, and autotrophic community composition in the eastern Bering Sea // Deep Sea Res., Part II, Top. Stud. Oceanogr. 2012. V. 65. P. 84–97.

Mordasova N.V. Khlorofill v zapadnoj chasti Beringova morya [Chlorophyll in the western part of the Bering Sea] // Oceanology. 1994. V. 34. № 4. P. 557–563. (In Russian).

Naik P., D'Sa E.J., Gomes H.D.R., Goés J.I., Mouw C.B. Light absorption properties of southeastern Bering Sea waters: Analysis, parameterization and implications for remote sensing // Remote Sens. Environ. 2013. V. 134. P. 120–134.

Naik P., Wang M., D'Sa E.J., Mordy C.W. Bering Sea optical and biological properties from MODIS // Remote Sens. Environ. 2015. V. 163. P. 240–252.

Okkonen S.R., Schmidt G.M., Cokelet E.D., Stabeno P.J. Satellite and hydrographic observations of the Bering Sea "Green Belt" // Deep Sea Res., Part II, Top. Stud. Oceanogr. 2004. V. 51. P. 1033–1051.

Perrette M., Yool A., Quartly G.D., Popova E.E. Near-ubiquity of ice-edge blooms in the Arctic // Biogeosciences. 2011. V. 8(2). P. 515–524.

Petrov K.M. Principy fiziko-geograficheskoj differenciacii arkticheskih morej: Karskoe more [Principles of Physical-Geographical Differenciation of the Arctic Seas: Kara Sea] // Izvestiya Rossiiskoi Akademii Nauk. Seriya Geograficheskaya. 2008. № 6. P. 19–30 (In Russian).

Platt T., Fuentes-Yaco C., Frank K.T. Spring algal bloom and larval fish survival // Nature. 2003. 423(6938). P. 398–399.

Platt T., Sathyendranath S. Ecological indicators for the pelagic zone of the ocean from remote sensing // Remote Sens. Environ. 2008. V. 112(8). P. 3426–3436.

Racault M.F., Le Quéré C., Buitenhuis E., Sathyendranath S., Platt T. Phytoplankton phenology in the global ocean // Ecol. Indic. 2012. V. 14(1). P. 152–163.

Ren J., Gersonde R., Esper O., Sancetta C. Diatom distributions in northern North Pacific surface sediments and their relationship to modern environmental variables // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 2014. V. 402. P. 81–103.

Salyuk P.A., Stepochkin I.E., Bukin O.A., Sokolova E.B., Mayor A.Yu., Shambarova J.V., Gorbushkin A.R. Opredeleniye kontsentratsii khlorofilla-a sputnikovymi radiometrami MODIS Aqua i VIIRS v Vostochnoy Arktike i Beringovom more [Definition chlorophyll-a concentration by MODIS-Aqua and VIIRS satellite radiometers at Eastern Arctic and Bering Sea] // Issledovania Zemli iz kosmosa. 2016. № 1–2. P. 161–172 (In Russian).

Salyuk P.A., Stepochkin I.E., Golik I.A., Bukin O.A., Pavlov A.N., Aleksanin A.I. Razrabotka empiricheskikh algoritmov vosstanovleniya kontsentratsii khlorofilla-a i okrashennykh rastvorennykh organicheskikh veshchestv dlya dal'nevostochnykh morey iz distantsionnykh dannykh po tsvetu vodnoy poverkhnosti [Development of Empirical Algorithms for Chlorophyll-a and Colored Dissolved Organic Matter Concentrations Estimation from Water Remote Sensed Data in the Far Eastern Seas] // Issledovanie Zemli iz kosmosa. 2013. № 3. P. 45–57 (In Russian).

Shiomoto A., Saitoh S.I., Imai K., Toratani M., Ishida Y., Sasaoka K. Interannual variation in phytoplankton biomass in the Bering Sea basin in the 1990s // Prog. Oceanogr. 2002. V. 55(1–2). P. 147–163.

Sigler M.F., Stabeno P.J., Eisner L.B., Napp J.M., Mueter F.J. Spring and fall phytoplankton blooms in a productive subarctic ecosystem, the eastern Bering Sea, during 1995–2011 // Deep Sea Res., Part II. Top. Stud. Oceanogr. 2014. V. 109. P. 71–83.

Springer A.M., McRoy C.P., Flint M.V. The Bering Sea Green Belt: shelf-edge processes and ecosystem production // Fish. Oceanogr. 1996. V. 5(3–4). P. 205–223.

Stabeno P.J., Reed R.K., Napp J.M. Transport through Unimak Pass, Alaska // Deep Sea Res., Part II, Top. Stud. Oceanogr. 2002. V. 49. № 26. P. 5919–5930.

Strong C., Rigor I.G. Arctic marginal ice zone trending wider in summer and narrower in winter // Geophys. Res. Lett. 2013. V. 40(18). P. 4864–4868.

Sukhanova I.N. Spatial distribution and temporal variability of phytoplankton in the Bering Sea // Dynamics of the Bering Sea / Eds. T.R. Loughlin, K. Ohtani. 1999. P. 453–483.

Sverdrup H.U. On conditions for the vernal blooming of phytoplankton // J. Cons. Int. Explor. Mer. 1953. V. 18(3). P. 287–295.

Tamaychuk A.N. Osnovnye zakonomernosti regional'noj differenciacii Mirovogo okeana [The principal regularity of regional differentiation of the World Ocean] // Scientific Notes of V.I. Vernadsky Crimean Federal University. Geography. Geology. 2008. V. 21(60). № 2. P. 358–369 (In Russian).

Tanaka T., Yasuda I., Kuma K., Nishioka J. Vertical turbulent iron flux sustains the Green Belt along the shelf break in the southeastern Bering Sea // Geophys. Res. Lett. 2012. V. 39(8). L08603.

Tskhay Zh.R., Khen G.V. Sravnenie sputnikovykh i sudovykh dannykh o kontsentratsii khlorofilla-a v Okhotskom more i prilegayuschey akvatorii [The Comparison of Satellite and In Situ Chlorophyll-a Concentration of the Okhotsk Sea and Adjacent Waters] // Issledovanie Zemli iz kosmosa. 2016. № 1–2. P. 187–198 (In Russian).

Tskhay Zh.R., Khen G.V. Estimation of the Total Chlorophyll-a Otsenka obshchego soderzhaniya khlorofilla-a v Okhotskom more s ispol'zovaniem sputnikovykh dannykh [Concentration in the Sea of Okhotsk Using Satellite Data] // Issledovanie Zemli iz kosmosa. 2020. № 6. P. 34–46 (In Russian).

Venttsel M.V. (1991). Fitoplankton otkrytoy i shel'fovoy oblastey Beringova morya [Phytoplankton of the open and shelf areas of the Bering Sea] // Oceanology. V. 31. P. 252–258 (In Russian).

Wassmann P., Reigstad M. Future Arctic Ocean seasonal ice zones and implications for pelagic-benthic coupling // Oceanography. 2011. V. 24(3). P. 220–231.

ИССЛЕДОВАНИЕ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА, 2021, № 4, с. 46–59

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

ИССЛЕДОВАНИЕ ДИНАМИКИ ПРИРОДНЫХ ПОЖАРОВ НА ТЕРРИТОРИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ С 2001 ПО 2020 гг. С УЧЕТОМ ВОЗДЕЙСТВИЯ КЛИМАТИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ

© 2021 г. О. С. Воронова[a], *, К. А. Гордо[a], А. Л. Зима[a]

[a] *Научно-исследовательский институт аэрокосмического мониторинга "АЭРОКОСМОС", Москва, Россия*

**E-mail: office@aerocosmos.info*

Поступила в редакцию 13.05.2021 г.

На основании данных космического мониторинга исследованы особенности крупных природных пожаров, произошедших на территории России в период с 2001 по 2020 гг. Оценен вклад регионов Европейской части России, а также Уральского, Сибирского и Дальневосточного федеральных округов в объемы эмиссий CO, CO_2 и PM2.5, обусловленные природными пожарами. Установлено, что вклад СФО в общие объемы эмиссий от природных пожаров был превалирующим начиная с 2011 до 2017 гг. и в отдельные годы достигал 60%. Выявлено, что в 2020 г. объемы эмиссий от природных пожаров на территории ДФО превысили 55% от общероссийских. Проведен анализ особенностей аномальных природных пожаров с учетом погодно-климатических факторов. Выявлены взаимосвязи возникновения крупных природных пожаров с погодно-климатическими факторами, в том числе блокирующими антициклонами. С использованием данных прибора OMI (спутник Aura) установлено, что аэрозольный шлейф от крупных природных пожаров на территории России может распространяться на значительные расстояния и достигать соседних континентов.

Ключевые слова: природные пожары, дистанционное зондирование, космические данные, космический мониторинг, атмосферные блокирования, эмиссии, аэрозольный индекс

DOI: 10.31857/S0205961421040072

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время природные пожары и их последствия широко изучаются во всем мире. Эти природные явления являются важным экологическим фактором, оказывающим влияние на функциональность растительных экосистем (Бондур, 2015; Бондур, Гинзбург, 2016; Бондур и др., 2016). Кроме нарушения целостности растительного покрова в результате природных пожаров (Бондур, Чимитдоржиев, 2008) в атмосферу выбрасывается большое количество продуктов горения, в том числе аэрозольных частиц, а также углеродсодержащих (CO, CO_2) и других малых газовых компонент, что приводит к загрязнению воздушной среды и оказывает влияние на климат (Lappalainen et al., 2014, Бондур, Гинзбург, 2016; Бондур и др., 2020б).

Различными исследованиями подтверждается рост частоты, пространственной протяженности и интенсивности природных пожаров в различных регионах планеты (Lappalainen et al., 2014; Бондур и др., 2016, 2021а; Bondur et al., 2021). Для оценки продолжительности сезона пожаров и пространственно-временных тенденций этих явлений с 1979 по 2013 гг. в работе (Jolly et al., 2015) использовано три ежедневных набора глобальных климатических данных и три индекса пожарной опасности. Исследования показали, что пространственная протяженность природных пожаров на планете увеличилась на 29.6 млн км^2, что в свою очередь привело к увеличению средней продолжительности сезона пожаров в мире на 18.7% (Jolly et al., 2015). Подобные изменения обусловлены в том числе влиянием различных климатических факторов. Из работы (Crockett et al., 2018; Trauernicht, 2019) следует, что повышение температуры в сезон пожаров, уменьшение количества осадков и усиление засушливых условий в предшествующий сезоны значительно повышают вероятность возникновения природных пожаров. Высокие температуры и низкая относительная влажность, сопровождающиеся сильным ветром, создают необходимые условия для быстрого распространения огня (Бондур, 2011, Бондур и др., 2016, 2019а, 2019б, 2020а, 2020б, 2021а; Мохов и др., 2003).

Режимы природных пожаров реагируют на изменчивость атмосферы в различных временных масштабах, от межгодовых колебаний засухи до суточных колебаний влажности и ветра (Zhong et al., 2020). При этом климатические аномалии,

вызывающие засушливые погодные условия и повышающие вероятность возникновения природных пожаров, связаны с блокирующими антициклонами в тропосфере. Следует отметить, что глобальное потепление может значительно увеличить продолжительность атмосферных блокирований, способствующих формированию природных пожаров (Бондур и др., 2020б; Мохов, 2020; Мохов и др., 2020). В условиях изменяющегося климата мониторинг пожарной активности имеет важное значение для понимания динамики таких природных явлений, как реакции на трансформацию погодных условий (Earl, Simmonds, 2018). Поэтому очень важно изучить изменения распределения природных пожаров за последние десятилетия и оценить взаимосвязь их возникновения с погодно-климатическими факторами, связанными с блокирующими антициклонами.

Для Российской Федерации, имеющей значительные площади лесных территорий, исследование из космоса многолетней динамики природных пожаров является особенно актуальным. Учитывая взаимосвязь с погодно-климатическими факторами, исследование изменения повторяемости природных пожаров на территории России и в конкретных ее регионах является важной практической задачей (Кононова, 2009).

Учитывая труднодоступность исследуемых территорий для решения задач мониторинга природных пожаров, определения выгораемых при этом площадей территорий и оценки влияния природных пожаров на состав атмосферы наиболее перспективным подходом является использование космических методов и технологий (Бондур, 2011, 2015; Бондур и др., 2016)

В настоящей работе по космическим данным, полученным со спутников Terra и Aqua (прибор MODIS), были оценены площади, пройденные огнем, а также объемы эмиссий углеродсодержащих газов (CO, CO_2) и мелкодисперсного аэрозоля (PM2.5), обусловленных сгоранием биомассы при природных пожарах, на всей территории Российской Федерации и отдельных ее регионов за период времени с 2001 по 2020 гг. Кроме того, была проведена оценка вклада каждого региона в общие объемы эмиссий, возникающих в результате природных пожаров на территории России. Также по данным космического мониторинга были выявлены взаимосвязи возникновения крупных природных пожаров с погодно-климатическими факторами.

ОСОБЕННОСТИ МЕТОДИКИ ПРОВЕДЕНИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ

Для проведения космического мониторинга очагов природных пожаров и выявления изменений границ площадей, пройденных огнем, использовалась методика, разработанная ранее и описанная в работах (Бондур, 2011; Бондур, 2015; Бондур и др., 2016; Бондур, Гордо, 2018; Бондур и др., 2021б). В качестве основных данных использовался продукт MOD14 2-го уровня обработки с пространственным разрешением 1 км (Giglio et al., 2016). Для расчета объемов эмиссий использовался модифицированный метод Сейлера–Крутцена (Seiler, Crutzen, 1980), который учитывает площади, пройденные огнем, с введением поправочного коэффициента, полученного по данным более высокого пространственного разрешения (Бондур, 2015, Бондур, Гордо, 2018), плотность распределения биомассы на данной площади, а также долю сгоревшей биомассы.

В статье рассматриваются изменения природно-климатических условий, при которых увеличивается вероятность возникновения и скорость распространения природных пожаров. Одним из таких условий, сопутствующих возникновению крупных природных пожаров, считается практически неподвижный блокирующий антициклон, который обладает способностью не пропускать другие воздушные массы на занятую собой территорию (Кононова, 2009).

Для обнаружения блокирующих антициклонов в период крупных природных пожаров на территории России применялись данные прибора AIRS (спутник Aqua). С помощью данного прибора осуществляется регистрация значений геопотенциальных высот, которые являются аналогами верхних уровней поверхностных циклонов и антициклонов. Использовался продукт AIRS3STD 3 уровня обработки с пространственным разрешением 1° × 1° (Tain et al., 2013), содержащий ежедневные данные изменения геопотенциальных высот на уровне давления 500 гПа, где происходит формирование погодно-климатической обстановки. Построение карт изменения геопотенциальных высот осуществлялось с помощью сервиса Giovanni (Acker, 2007) в текущий месяц, когда происходили крупные пожары на территории исследования. Анализировался каждый день выбранного периода. В результате анализа выявлены периоды, в которые наблюдалось наиболее сильное преобладание антициклона.

Еще один фактор, влияющий на увеличение количества очагов природных пожаров и на их быстрое распространение – низкий уровень влажности в пожароопасном регионе. Важную роль играет именно относительная влажность, измеряемая в процентах и указывающая на текущее состояние абсолютной влажности относительно максимальных значений при той же температуре и давлении (Hamadeh et al., 2017). Сухостой, как горючий материал, и воздух всегда обмениваются влагой. Низкая влажность забирает влагу из го-

рючего материала, а он, в свою очередь, забирает влагу из воздуха при высокой влажности. Легковоспламеняющийся лесной материал, такой как трава и хвоя, быстро набирает и теряет влагу при изменении относительной влажности. Когда относительная влажность падает ниже 30%, горючесть увеличивается, потому что легковоспламеняющийся лесной материал становится более сухим (Eric et al., 2009).

Для выявления экстремально низких областей относительной влажности поверхностного слоя (RelHumSurf) использовался информационный продукт AIRS3STD, в состав которого входят ежедневные данные с пространственным разрешением 1° × 1° (Tain et al., 2013). Строились карты изменения значений относительной влажности поверхностного слоя и сопоставлялись с очагами природных пожаров.

В результате сильных природных пожаров в атмосферу выбрасывается большое количество аэрозолей, которые могут не только ухудшить качество воздушной среды, приводящее к негативному влиянию на здоровье людей (Бондур, 2015; Бондур и др., 2016, 2019а, 2019б, 2021а), но и значительно влиять на климат планеты (Бондур, Гинзбург, 2016; Lappalainen et al., 2014). Наличие аэрозоля в атмосфере регистрируется с помощью аэрозольного индекса, который вычисляется как отношение измеренного коэффициента отражения верхней части атмосферы в УФ-диапазоне спектра и предварительно рассчитанного теоретического коэффициента отражения для атмосферы, в которой присутствует только рэлеевское рассеяние (Zweers Stein, 2018). Распространение аэрозоля от сжигания биомассы может отслеживается путем регистрации из космоса, в отличие от наземных измерений, ограниченных в пространстве и времени (Бондур, 2015; Бондур и др., 2016, 2019а, 2019б; Бондур и др., 2021а, 2021б).

Анализ содержания аэрозолей производился на основании данных прибора OMI (спутник Aura), которые находятся в открытом доступе с 2004 г. по настоящее время. Обнаружение аэрозолей осуществлялось путем обработки данных продукта OMAERUV v003 (Torres, 2006), на основе аэрозольного индекса в УФ-диапазоне спектра (UVAerosolIndex), данные которого имеют пространственное разрешение 13 × 24 км. Если выявленные значения этого индекса положительные, то это указывало на присутствие УФ-поглощающих аэрозолей, таких как пыль и дым. В отличие от измерений оптической толщины аэрозоля, спутниковые измерения аэрозольного индекса можно рассчитать также при наличии облаков, что обеспечивает возможность получения ежедневного глобального покрытия (Ahmad, 2006; Бондур и др., 2021а).

Для проведения настоящего исследования были выбраны 4 крупных региона Российской Федерации: Европейская часть России (ЕЧР), в которую вошли Центральный, Северо-Западный, Южный, Северо-Кавказский и Приволжский федеральные округа; Уральский федеральный округ (УрФО); Сибирский федеральный округ (СФО); Дальневосточный федеральный округ (ДФО). Это позволило учитывать природно-климатические особенности каждого региона при интерпретации полученных результатов исследования. Кроме того, значительная часть исполнительных мероприятий по разработке мер для снижения рисков возникновения природных пожаров и смягчению их последствий принимается на региональном уровне (Бондур и др., 2019б).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ АНАЛИЗ

На рис. 1 представлены результаты космического мониторинга природных пожаров на территории России в пожароопасный сезон с апреля по октябрь 2001–2020 гг. Из анализа рис. 1, *а* следует, что наибольшие площади природных пожаров выявлены в 2003 г. (365.5 тыс. км^2).

На рис. 1, *б* представлен вклад регионов ЕЧР, УрФО, СФО и ДФО в объемы эмиссий CO, CO_2 и PM2.5, обусловленные природными пожарами в период с 2001 по 2020 гг. Из анализа рис. 1, *б* следует, что до 2010 г. вклад ЕЧР в эмиссии CO, CO_2 и PM2.5 достигал 40% от суммарных объемов эмиссий для всей территории Российской Федерации. Начиная с 2011 г. и до 2020 г. наблюдается снижение объемов эмиссий в пределах 10–20% от общероссийских. Вклад СФО в объемы эмиссий CO, CO_2 и PM2.5 был превалирующим в 2003, 2007, 2012, 2014–2016 гг. и в отдельные годы достигал 60% (2003, 2012, 2015, 2016 гг.). Согласно рис. 1, *б,* наблюдается постепенная тенденция к усилению роста влияния ДФО в объемы эмиссий начиная с 2017 г., которая в 2020 г. достигла 65% от общероссийских.

Анализ данных, приведенных на рис. 2, показал, что наибольшие площади природных пожаров на территории Европейской части России были зафиксированы в апреле 2009 г. (54.27 тыс. км^2), в Уральском федеральном округе в апреле 2008 г. (21.71 тыс. км^2), на территории Сибирского федерального округа в мае 2003 г. (100.28 тыс. км^2), а в Дальневосточном федеральном округе максимум площадей природных пожаров пришелся на июль 2020 г. (35.76 тыс. км^2). Выявленные месяц и год с максимальными площадями были выбраны для дальнейшего детального анализа распределения очагов природных пожаров, а также погодно-климатической обстановки в этот период.

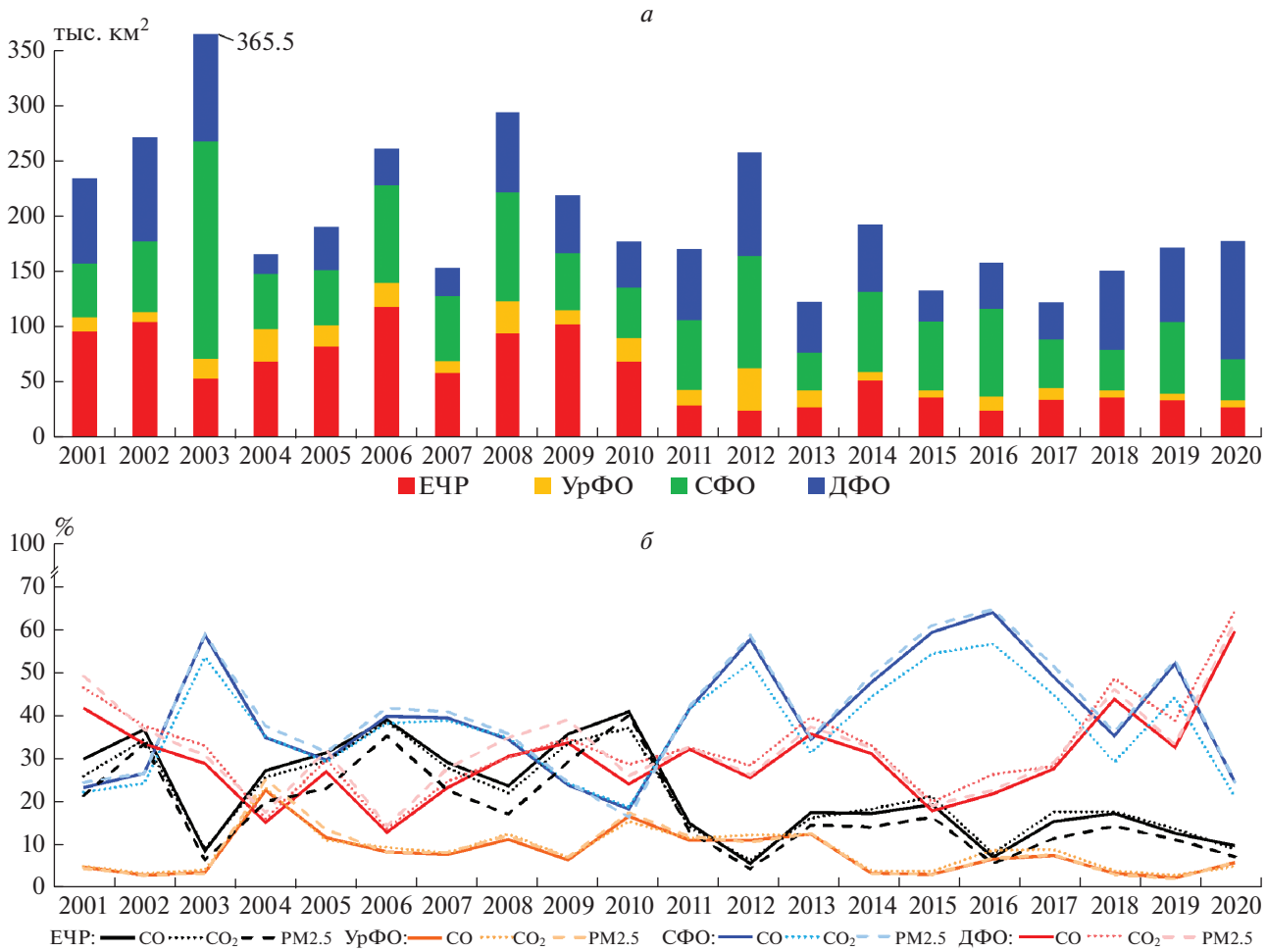


Рис. 1. Результаты космического мониторинга площадей природных пожаров на территории России за период 2001–2020 гг.: *а* – ежегодные распределения площадей природных пожаров на всей территории России с разделением по округам; *б* – распределение вклада регионов ЕЧР, УрФО, СФО и ДФО в эмиссии CO, CO_2, PM2.5.

Для анализа динамики очагов природных пожаров использованы данные прибора MODIS (спутники Terra/Aqua) и получена информация за апрель 2009 г. Построены графики очагов природных пожаров на территории Европейской части России (рис. 3, *а*), анализ которых позволил выявить дни, в которые обнаружено наибольшее количество очагов (12 апреля и с 26 по 29 апреля 2009 г.).

По данным прибора AIRS (спутник Aqua) построены карты изменения геопотенциальных высот на уровне 500 гПа, а также относительной влажности в период сильных пожаров в апреле 2009 г. на территории Европейской части России (рис. 3, *б*, *в*).

Анализ полученных результатов изменения геопотенциальных высот позволил выявить периоды, в которые присутствие блокирующего антициклона с 1–11 и с 19–25 апреля 2009 г. явилось одной из причин интенсивных пожаров в дни 12 апреля и с 26 по 30 апреля 2009 г. (рис. 3, *б*).

Построенные карты изменения относительной влажности сопоставлены с очагами природных пожаров, обнаруженными в этот период. Из анализа рис. 3, *в* следует, что распределение очагов природных пожаров наблюдалось в области низкой относительной влажности (до 30%), которая способствовала увеличению количества очагов 12 апреля и в период с 26 по 30 апреля 2009 г.

Максимум площадей, пройденных огнем на территории Уральского федерального округа за период с 2001 по 2020 гг., пришелся на апрель 2008 г. (21.71 тыс. км^2). Детальный анализ данного месяца проведен по данным прибора MODIS (спутники Terra/Aqua). Количество очагов, зафиксированных ежедневно в апреле 2008 г., представлено в виде графика на рис. 4, *а*.

Из анализа рис. 4, *а* можно выделить дни с 10 по 13 и 19, 21 апреля 2008 г., в которые количество

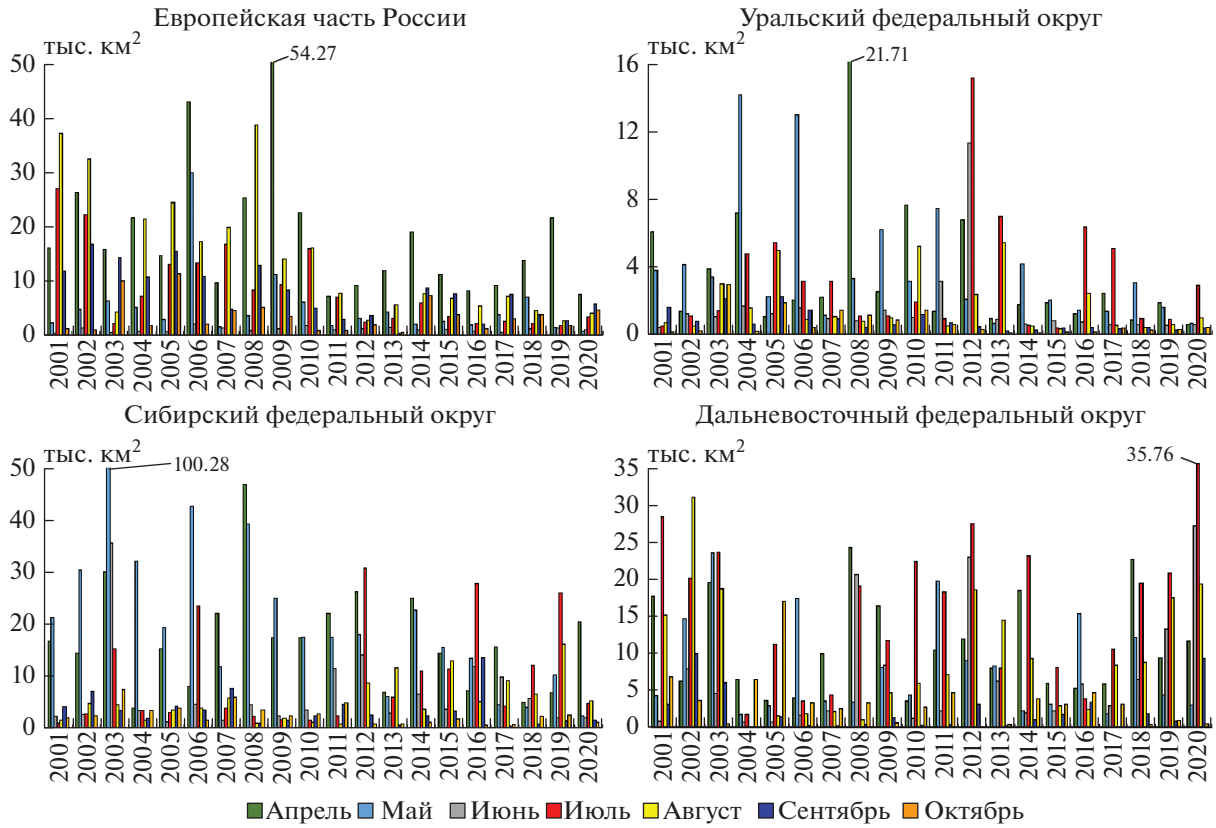


Рис.2. Распределения площадей природных пожаров по месяцам в федеральных округах ЕЧР, УрФО, СФО и ДФО.

новых очагов природных пожаров превысило 2000 за сут.

Построенные карты изменения геопотенциальных высот по данным прибора AIRS (спутник Aqua) выявили области повышенного давления на территории Уральского федерального округа (рис. 4, *б*) в дни с 1 по 9 апреля, а также с 14 по 18 апреля 2008 г., следствием которых стали интенсивные природные пожары с 10–13 и 19, 21 апреля 2008 г. Анализ рис. 4, *в* демонстрирует распределение очагов природных пожаров в области относительной влажности с низкими показателями (от 25 до 30%), которая способствовала их увеличению.

Сибирский федеральный округ чаще всего подвергается природным пожарам. По результатам космического мониторинга в период с 2001 по 2020 гг. рекордное значение площадей природных пожаров выявлено в мае 2003 г. (100.28 тыс. км^2).

Проанализировано количество очагов природных пожаров, обнаруженных с помощью прибора MODIS (спутники Terra/Aqua) в мае 2003 г. на территории СФО (рис. 5, *а*).

Анализ рис. 5, *а* позволил выявить увеличение количества очагов природных пожаров практически каждый день от 2000 и более.

Исследования погодно-климатических особенностей на территории Сибирского федерального округа по данным прибора AIRS (спутник Aqua) позволили оценить влияние блокирующих антициклонов, с положительными аномалиями геопотенциала (рис. 5, *б*), которое способствовало увеличению очагов природных пожаров от 6000 и более каждый день в период с 7 по 9 мая 2003 г.

Построенные карты относительной влажности по данным прибора AIRS (спутник Aqua) выявили экстремально низкие значения (от 16%) в период сильных пожаров на территории Сибирского федерального округа в мае 2003 г. (рис. 5, *в*). Расположение очагов природных пожаров совпадает с областями низких значений относительной влажности. В период с 13 по 20 мая в присутствии области повышенного давления, расположенной в северной части Сибирского федерального округа, а также в условиях засухи, когда процент относительной влажности ниже 20%, появление новых очагов природных пожаров только усилилось и 19 мая доходило до 12000.

Основными причинами возникновения лесных пожаров на территории Сибирского федерального округа являются неосторожное обращение с огнем, сухие грозы в условиях длительной засухи

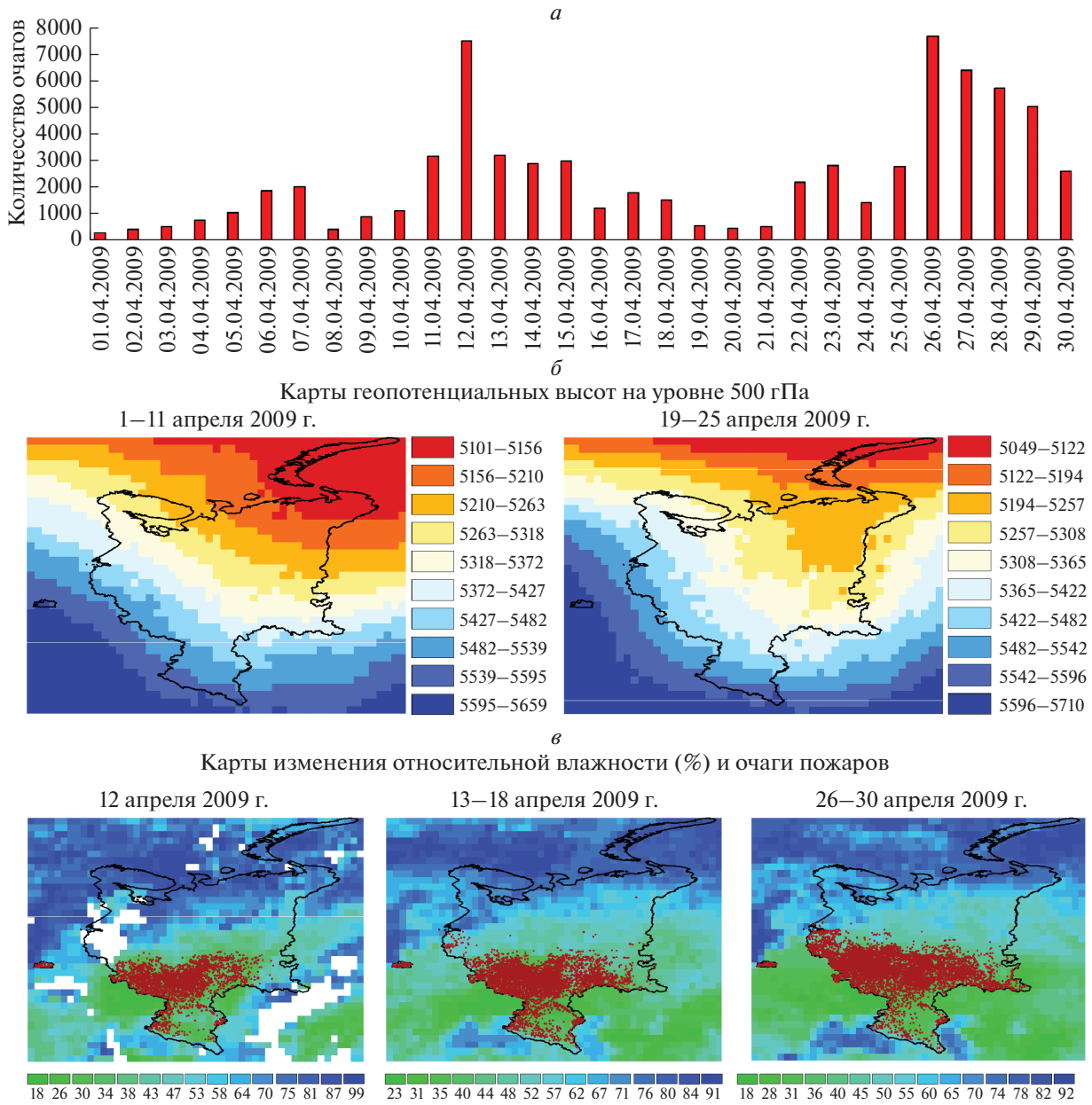


Рис. 3. Исследования погодно-климатических особенностей на территории Европейской части России в апреле 2009 г.: *а* – график очагов природных пожаров; *б* – карты изменения геопотенциальных высот; *в* – карты изменения относительной влажности с наложением очагов пожаров.

и аномально жаркой и ветреной погоды, которые наблюдаются в области влияния блокирующего антициклона с положительными аномалиями геопотенциала (Ситнов и др., 2017; Бондур и др., 2020б).

Детальный анализ природных пожаров на территории Дальневосточного федерального округа в июле 2020 г. продемонстрирован на рис. 6. Количество очагов, зафиксированных в данный период с помощью прибора MODIS (спутники Terra/Aqua), представлено в виде графика на рис. 6, *а*.

В результате анализа рис. 6, *а* выявлено, что количество очагов природных пожаров, обнаруженных 1, 2, 12 и с 21 по 26 июля 2020 г. увеличивалось в эти дни и доходило до 4000 и более.

По данным прибора AIRS (спутник Aqua) построены карты изменения геопотенциальных высот на уровне 500 гПа, а также относительной влажности в период сильных пожаров в июле 2020 г.

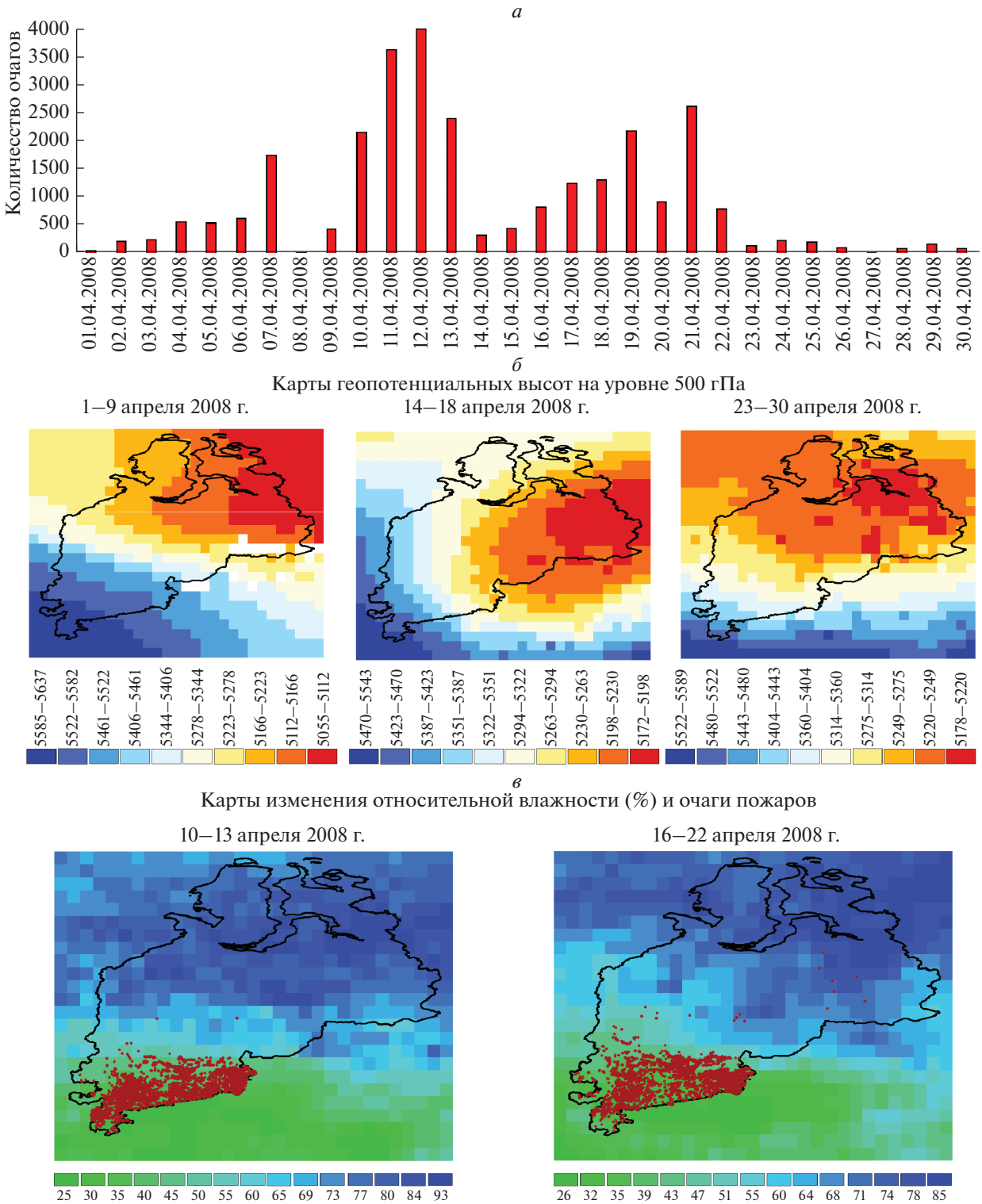


Рис. 4. Исследования погодно-климатических особенностей на территории Уральского федерального округа в апреле 2008 г.: *а* – график очагов природных пожаров; *б* – карты изменения геопотенциальных высот; *в* – карты изменения относительной влажности с наложением очагов пожаров.

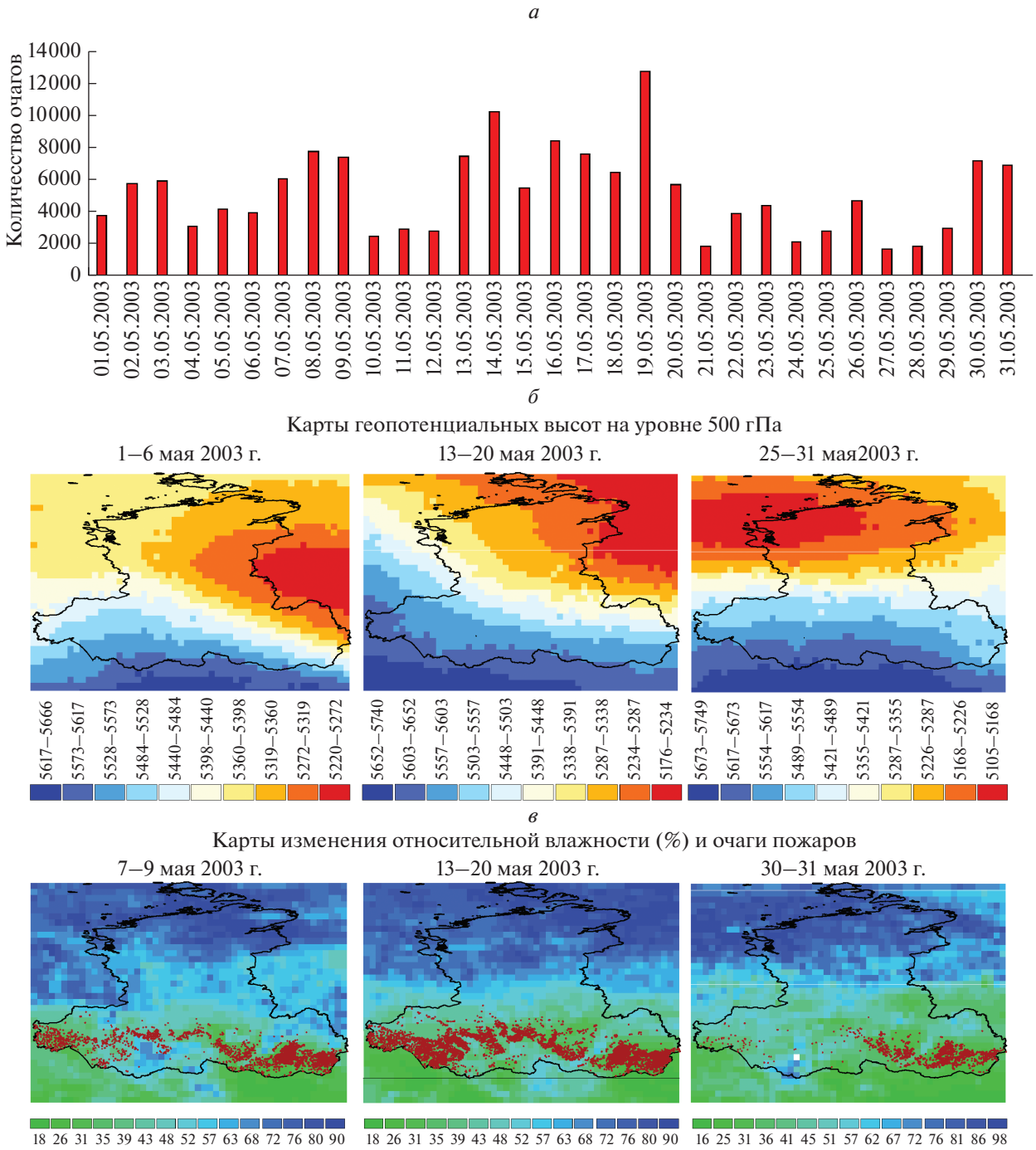


Рис. 5. Исследования погодно-климатических особенностей на территории Сибирского федерального округа в мае 2003 г.: *а* – график очагов природных пожаров; *б* – карты изменения геопотенциальных высот; *в* – карты изменения относительной влажности с наложением очагов пожаров.

на территории Дальневосточного федерального округа (рис. 6, *б*, *в*).

Анализ погодно-климатической обстановки в июле 2020 г. позволил зафиксировать барический максимум в период с 3 по 10 июля 2020 г. (рис. 6, *б*). С 20 по 26 июля 2020 г. влияние антициклонов с запада и востока ограничило распространение очагов природных пожаров. В период с 1–3 и 10–16 июля 2020 г. очаги природных пожаров располагались в основном в зоне низкой относительной влажности (от 16%).

В процессе сильных пожаров, произошедших в апреле 2009 г. на территории Европейской части России, в апреле 2008 г. на территории Уральско-

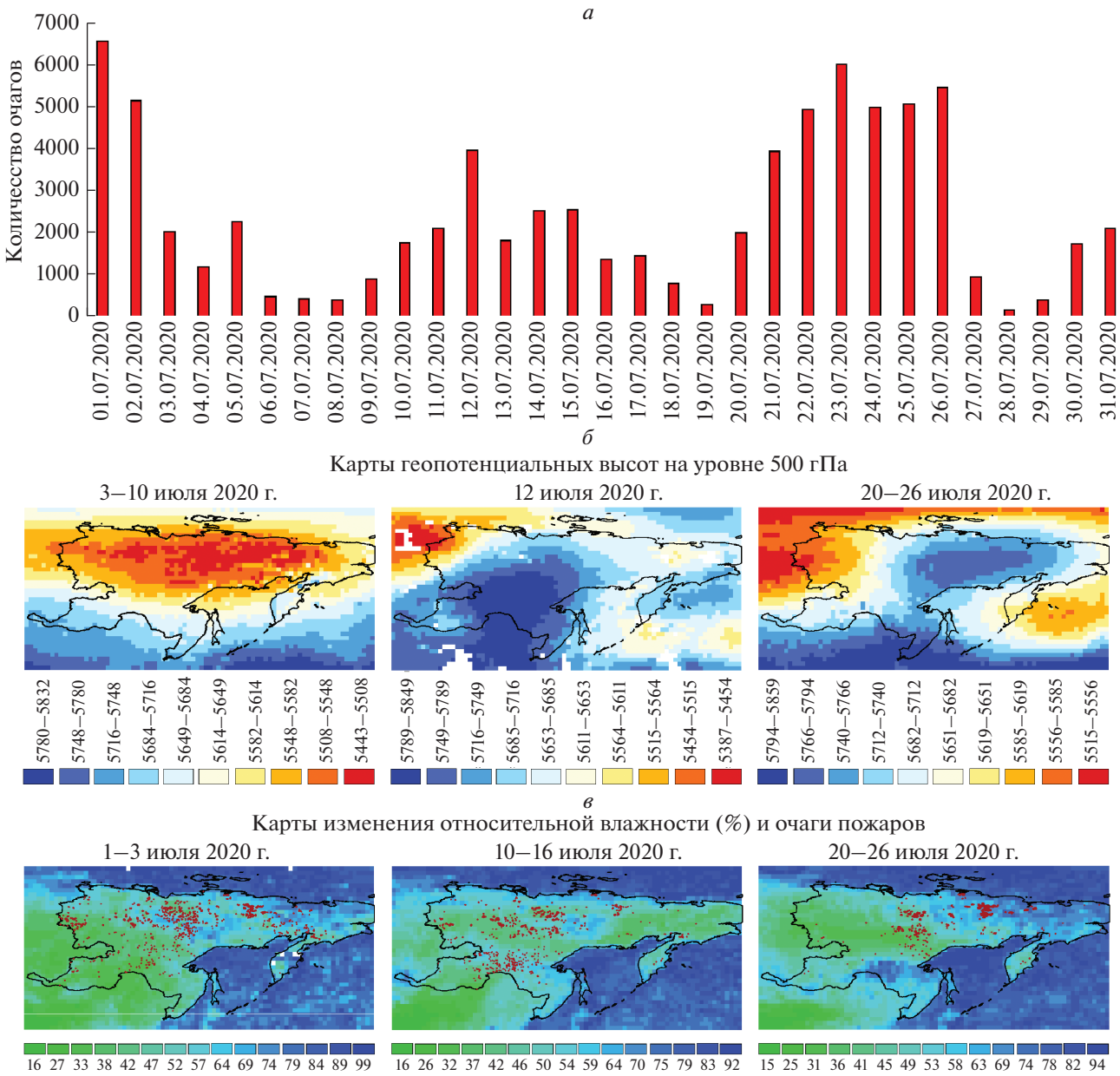


Рис. 6. Исследования погодно-климатических особенностей на территории Дальневосточного федерального округа в июле 2020 г.: *а* – график очагов природных пожаров; *б* – карты изменения геопотенциальных высот; *в* – карты изменения относительной влажности с наложением очагов пожаров.

го федерального округа и в июле 2020 г. на территории Дальневосточного федерального округа в атмосферу произошел выброс большого количества аэрозолей. По данным прибора OMI (спутник Aura) были построены карты распределения аэрозолей, наличие которых регистрируется с помощью аэрозольного индекса в УФ-диапазоне спектра (UVAI). Результаты представлены на рис. 7.

Распространение аэрозольного шлейфа от природных пожаров на территории Европейской части России зафиксировано с 15 апреля 2009 г. (рис. 7, *а*), который распространился в восточном направлении и за три дня достиг территории Сибирского федерального округа. На рис. 7, *б* представлен результат распространения аэрозольного шлейфа от природных пожаров на территории Уральского федерального округа. Превышение аэрозольного индекса зафиксировано 11 апреля

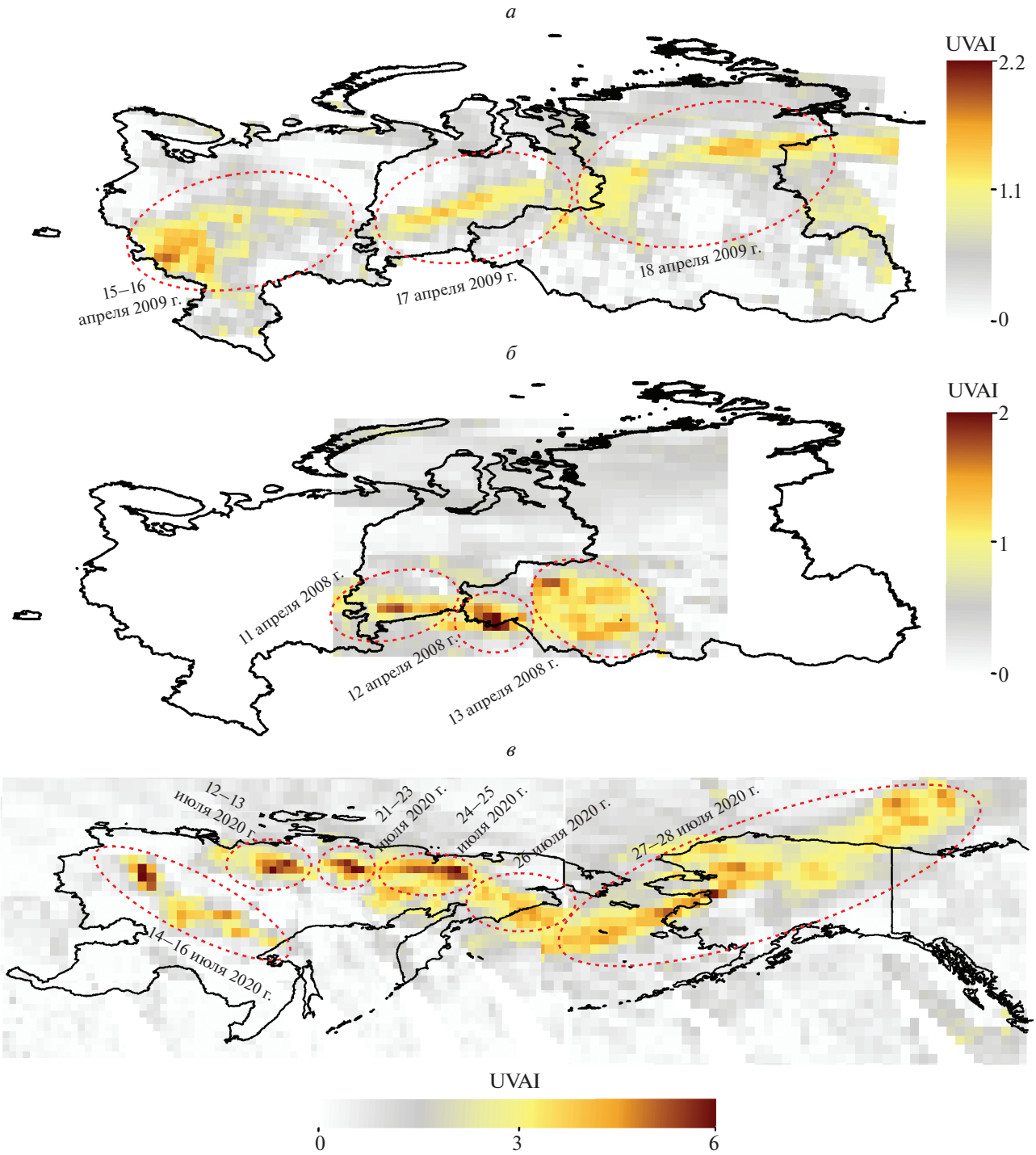


Рис. 7. Распространение аэрозольного индекса от сильных природных пожаров: *а* – на территории Европейской части России в апреле 2009 г.; *б* – на территории Уральского федерального округа в апреле 2008 г.; *в* – на территории Дальневосточного федерального округа в июле 2020 г.

2008 г., распространение которого наблюдалось на восток и достигло 13 апреля территории Сибирского федерального округа.

Распространение аэрозолей от природных пожаров, произошедших на территории Дальневосточного федерального округа в июле 2020 г., представлено на рис. 7, *в*. Движение аэрозолей от природных пожаров зафиксировано в двух направлениях, сначала на запад с 12 июля, а начиная с 21 июля 2020 г. в восточном направлении.

Аэрозольный шлейф, распространившийся в восточном направлении, достиг за 8 дней территории Аляски.

Изменение концентрации мелкодисперсных аэрозолей, а также отражающей способности атмосферы, вызванных интенсивными природными пожарами, может не только ухудшить качество воздушной среды, приводящее к негативному влиянию на здоровье людей, но и значительно влиять на климат планеты. Кроме того, задымление воздушной среды может приводить к затруднениям в работе авиатранспорта в данном регионе (Бондур и др., 2021а).

В условиях изменения климата увеличивается продолжительность пожароопасного сезона, пожаров становится больше, и они намного масштабнее и интенсивнее, чем раньше. Присутствие блокирующих антициклонов, растущие температуры, сухая погода делают растительность легко воспламеняемой и способствуют распространению еще более сильных и неуправляемых пожаров.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей работе проанализированы многолетние данные космического мониторинга природных пожаров, происходивших на территории Российской Федерации, выявлен ряд закономерностей пространственно-временных распределений площадей природных пожаров и связанных с ними объемов эмиссий углеродсодержащих газов и мелкодисперсных аэрозолей. Проанализированы особенности аномальных природных пожаров в различных регионах России с учетом погодно-климатических факторов и выявлены взаимосвязи возникновения крупных природных пожаров с блокирующими антициклонами.

Установлено, что на территории России в пожароопасный сезон с апреля по октябрь 2001–2020 гг. наибольшие площади природных пожаров выявлены в 2003 г. (365.5 тыс. км^2). На территории Европейской части России наибольшие площади природных пожаров зафиксированы в апреле 2009 г. (54.27 тыс. км^2), в Уральском федеральном округе в апреле 2008 г. (21.71 тыс. км^2), на территории Сибирского федерального округа в мае 2003 г. (100.28 тыс. км^2), в Дальневосточном федеральном округе максимум площадей природных пожаров пришелся на июль 2020 г. (35.76 тыс. км^2).

На основании спутниковых данных проанализированы ежегодные среднемесячные оценки объемов эмиссий углеродосодержащих газовых примесей (CO, CO_2) и мелкодисперсных аэрозолей (PM2.5) в атмосферу за 20-летний период для регионов ЕЧР, УрФО, СФО и ДФО, вносящих вклад в суммарные объемы эмиссий для всей территории России. Установлено, что до 2010 г. вклад ЕЧР в эмиссии CO, CO_2 и PM2.5 достигал 40% от суммарных объемов эмиссий для всей территории Российской Федерации, а начиная с 2011 г. и до 2020 г. наблюдается снижение объемов эмиссий в пределах 10–20% от общероссийских. Вклад СФО в объемы эмиссий CO, CO_2 и PM2.5 был превалирующим в 2003, 2007, 2012, 2014–2016 гг. и в отдельные годы достигал 60% (2003, 2012, 2015, 2016 гг.). Наблюдается постепенная тенденция к усилению роста влияния ДФО в объемы эмиссий начиная с 2017 г., которая в 2020 г. достигла максимума 65% от общероссийских.

Анализ изменений геопотенциальных высот, а также относительной влажности, выполненный по данным прибора AIRS (спутник Aqua) в период сильных пожаров на территории Европейской части России в апреле 2009 г., позволил выявить периоды, в которые присутствие блокирующего антициклона с 1–11 и с 19–25 апреля 2009 г. явилось одной из причин интенсивных пожаров 12 апреля и с 26 по 30 апреля 2009 г. Установлено, что распределение очагов природных пожаров наблюдалось в области низкой относительной влажности (до 30%), которая способствовала увеличению количества очагов 12 апреля и в период с 26 по 30 апреля 2009 г.

В результате анализа изменений геопотенциальных высот, а также относительной влажности на территории Уральского федерального округа выявлены области повышенного давления с 1 по 9 апреля, а также с 14 по 18 апреля 2008 г., следствием которых стали интенсивные природные пожары с 10–13 и 19, 21 апреля 2008 г. Распределение очагов природных пожаров в области относительной влажности с низкими показателями (от 25 до 30%) способствовало их увеличению.

Исследования погодно-климатических особенностей на территории Сибирского федерального округа позволили оценить влияние блокирующих антициклонов с положительными аномалиями геопотенциала, которое способствовало увеличению очагов природных пожаров в период с 7 по 9 мая 2003 г. Экстремально низкие значения влажности (от 16%) выявлены в мае 2003 г. В период с 13 по 20 мая в присутствии области повышенного давления, расположенной в северной части Сибирского федерального округа, появление новых очагов природных пожаров усилилось и 19 мая доходило до 12000.

Анализ погодно-климатической обстановки на территории Дальневосточного федерального округа в период сильных пожаров в июле 2020 г. позволил зафиксировать барический максимум в период с 3 по 10 июля 2020 г. С 20 по 26 июля 2020 г. влияние антициклонов с запада и востока ограничило распространение очагов природных пожаров. В период с 1–3 и 10–16 июля 2020 г. очаги

природных пожаров располагались в основном в зоне низкой относительной влажности (от 16%).

На основании данных прибора OMI (спутник Aura) установлено, что аэрозольный шлейф от природных пожаров на территории Европейской части России, зафиксированный 15 апреля 2009 г., распространился в восточном направлении и за три дня достиг территории Сибирского округа. Аэрозольный шлейф от природных пожаров на территории Уральского федерального округа, зафиксированный 11 апреля 2008 г., распространился на восток и достиг 13 апреля территории Сибирского округа. Распространение аэрозолей от природных пожаров, произошедших на территории Дальневосточного федерального округа в июле 2020 г. зафиксировано в двух направлениях, сначала на запад с 12 июля, а начиная с 21 июля 2020 г. на восток. Аэрозольный шлейф, распространившийся в восточном направлении, достиг за 8 дней территории Аляски.

Изучение влияния углеродосодержащих выбросов и мелкодисперсных аэрозолей от природных пожаров на общий углеродный баланс в долгосрочной перспективе имеет важное значение для понимания того, какой ущерб наносится атмосфере и климату в целом.

Полученные результаты свидетельствуют о высокой эффективности и дальнейшего использования данных космического мониторинга для оценки пространственно-временной динамики площадей, пройденных огнем, а также объемов эмиссий малых газовых компонент и мелкодисперсных аэрозолей от природных пожаров.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

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

Бондур В.Г. Космический мониторинг эмиссий малых газовых компонент и аэрозолей при природных пожарах в России // Исслед. Земли из космоса. 2015. № 6. С. 21–35.
https://doi.org/10.7868/S0205961415060032

Бондур В.Г., Воронова О.С., Гордо К.А., Зима А.Л. Космический мониторинг природных пожаров и эмиссий вредных примесей в атмосферу на территории различных регионов России в период с 2001 по 2020 гг. // Докл. АН. 2021б (в печати).

Бондур В.Г., Воронова О.С., Гордо К.А., Зима А.Л., Феоктистова Н.В. Космический мониторинг многолетних природных пожаров и объемов вызываемых ими эмиссий вредных примесей в воздушную среду Австралии // Исслед. Земли из космоса. 2021а. № 1. С. 1–16.
https://doi.org/10.31857/S0205961421010048

Бондур В.Г., Воронова О.С., Черепанова Е.В., Цидилина М.Н., Зима А.Л. Пространственно-временной анализ многолетних природных пожаров и эмиссий вредных газов и аэрозолей в России по космическим данным // Исслед. Земли из космоса. 2020 (а). № 4. С. 3–17.
https://doi.org/10.31857/S0205961420040028

Бондур В.Г., Гинзбург А.С. Эмиссия углеродсодержащих газов и аэрозолей от природных пожаров на территории России по данным космического мониторинга // Докл. АН. 2016. Т. 466. № 4. С. 473–477.
https://doi.org/10.7868/S0869565216040186

Бондур В.Г., Гордо К.А. Космический мониторинг площадей, пройденных огнем, и объемов эмиссий вредных примесей при лесных и других природных пожарах на территории Российской Федерации // Исслед. Земли из космоса. 2018. № 3. С. 41–55.
https://doi.org/10.7868/S020596141803003X

Бондур В.Г., Гордо К.А., Кладов В.Л. Пространственно-временные распределения площадей природных пожаров и эмиссий углеродсодержащих газов и аэрозолей на территории северной Евразии по данным космического мониторинга // Исслед. Земли из космоса. 2016. № 6. С. 3–20
https://doi.org/10.7868/S0205961416060105

Бондур В.Г., Мохов И.И., Воронова О.С., Ситнов С.А. Космический мониторинг сибирских пожаров и их последствий: особенности аномалий 2019 года и тенденции 20-летних изменений // Доклады академии наук. 2020б. Т. 492. № 1. С. 99–106.
https://doi.org/10.31857/S2686739720050047.

Бондур В.Г., Цидилина М.Н., Кладов В.Л., Гордо К.А. Аномальная изменчивость пространственно-временных распределений природных пожаров и эмиссий вредных примесей на территории Европы по данным космического мониторинга // Докл. АН. 2019а. Т. 485. № 6. С. 745–749.
https://doi.org/10.31857/S0869-56524856745-749.

Бондур В.Г., Цидилина М.Н., Черепанова Е.В. Космический мониторинг воздействия природных пожаров на состояние различных типов растительного покрова в федеральных округах Российской Федерации // Исслед. Земли из космоса. 2019). № 3. С. 13–32.
https://doi.org/10.31857/S0205-96142019313-32.

Бондур В.Г., Чимитдоржиев Т.Н. Анализ текстуры радиолокационных изображений растительности // Известия высших учебных заведений. Геодезия и аэрофотосъемка. 2008. № 5. С. 9–14.

Кононова Н.К. Классификация циркуляционных механизмов Северного полушария по Б.Л. Дзердзеевскому / под. ред. А.Б. Шмакина. М.: Воентехиздат, 2009. 372 с

Мохов И.И. Российские климатические исследования в 2015–2018 гг. // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2020. Т. 56. № 4. С. 1–21.
https://doi.org/10.31857/S0002351520040069

Мохов И.И., Бондур В.Г., Ситнов С.А., Воронова О.С. Космический мониторинг природных пожаров и эмиссий в атмосферу продуктов горения на территории России: связь с атмосферными блокированиями // Докл. РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 495. № 2. С. 61–66.
https://doi.org/10.31857/S2686739720120087

Мохов И.И., Семенов В.А., Хон В.Ч. Оценки возможных региональных изменений гидрологического режима в XXI веке на основе глобальных климатических моделей // Изв. АН. Физика атмосферы и океана. 2003. Т. 39. № 2. С. 150–165.

Acker J.G., Leptoukh G. Online Analysis Enhances Use of NASA Earth Science Data // Eos, Trans. AGU. V. 88. № 2 (9 January 2007). P. 14–17.

Ahmad S.P., Torres O., Bhartia P., Leptoukh G., Kempler S. Aerosol index from TOMS and OMI measurements // 86th AMS Annual Meeting. 2006. 5 p.

Bondur V.G, Gordo K.A, Voronova O.S and Zima A.L. Satellite Monitoring of Anomalous Wildfires in Australia. Frontiers Earth Sciense. 2021. 8: 617252.
https://doi.org/10.3389/feart.2020.617252
Crockett J.L., Leroy Westerling A. Greater temperature and precipitation extremes intensify Western, U.S. droughts, wildfire severity, and sierra Nevada tree mortality// J. Clim. 2018. V. 31. P. 341–354.
https://doi.org/10.1175/JCLI-D-17-0254.1
Earl N., Simmonds I. Spatial and temporal variability and trends in 2001–2016 global fire activity. // J. Geophys. Res.: Atmos. 2018. V. 123(5). P. 2524–2536.
https://doi.org/10.1002/2017JD027749
Eric E.K., Becky L.E., Carl N.S. Ecological effects of prescribed fire season: a literature review and synthesis for managers United States Department of Agriculture Forest Service, Pacific Southwest Research Station, General Technical Report PSW-GTR-224 September 2009. 2009.
Hamadeh N., Karouni A., Daya B., Chauvet P. Using correlative data analysis to develop weather index that estimates the risk of forest fires in Lebanon & Mediterranean: Assessment versus prevalent meteorological indices. // Case Studies in Fire Safety. 2017. V. 7. P. 8–22.
https://doi.org/10.1016/j.csfs.2016.12.001
Jolly W.M., Cochrane M.A., Freeborn P.H., Holden Z.A., Brown T.J., Williamson G.J., Bowman D.M.J.S. Climate-induced variations in global wildfire danger from 1979 to 2013 // Nat. Commun. 2015. V. 6. P. 1–11.
https://doi.org/10.1038/ncomms8537
Lappalainen H., Petäjä T., Kujansuu J., Kerminen V., Skorokhod A., Kasimov N., Bondur V. et al. Pan Eurasian Experiment (PEEX) – a research initiative meeting the grand challenges of the changing environment of the northern pan-eurasian arctic- boreal areas // Geography. Environment. Sustainability. 2014. № 2(7). P. 13-48.
Seiler W., Crutzen P.J. Estimates of gross and net fluxes of carbon between the biosphere and atmosphere from biomass burning // Clim. Change. 1980. V. 2. № 3. P. 207–247.
Tian B., Manning E., Fetzer E., Olsen E., Wong S., Susskind J. et al. "AIRS/AMSU/HSB version 6 level 3 product user guide" Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, CA), Tech Rep, 2013.
Torres O.O. OMI/Aura Near UV Aerosol Optical Depth and Single Scattering Albedo 1-orbit L2 Swath 13 × 24 km V003, Greenbelt, MD, USA, Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center (GES DISC). 2006.
https://doi.org/10.5067/Aura/OMI/DATA2004
Trauernicht C. Vegetation-Rainfall interactions reveal how climate variability and climate change alter spatial patterns of wildland fire probability on Big Island, Hawaii. // Sci. Total Environ. 2019 Feb. 10. V. 650(Pt 1). P. 459–469.
https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.08.347
Zhong S., Yu L., Heilman W.E. et al. Synoptic weather patterns for large wildfires in the northwestern United States—a climatological analysis using three classification methods. // Theor. Appl. Climatol. 2020. V. 141. P. 1057–1073.
https://doi.org/10.1007/s00704-020-03235-y
Zweers Stein D.C. Algorithm Theoretical Baseline Document for Sentinel-5 Precursor of the UV Aerosol Index // SRON. 2018. 30 p.

Studying the Dynamics of Wildfires in Russia in 2001–2020 Taking into Account Climatic Factors

O. S. Voronova[1], K. A. Gordo[1], and A. L. Zima[1]

[1]*Institute for Scientific Research of Aerospace Monitoring "AEROCOSMOS", Moscow, Russia*

The features of large wildfires occurred in Russia in 2001–2020 were studied on the base of satellite monitoring data. The contribution of the regions of the European part of Russia, as well as the Ural Federal District, Siberian Federal District, and Far-East Federal District into CO, CO_2, and PM2.5 emissions due to wildfires is estimated. It is established that the contribution of the Siberian Federal District into total emission volumes due to wildfires was prevailing from 2011 till 2017 and in some years it reached 60%. It is revealed that in 2020 wildfire emission volumes in the Far-East Federal District territory exceeded 55% of the all-Russian emissions. An analysis of the features of anomalous wildfires is performed taking into account weather and climate factors. The relationship between large wildfires and weather and climatic factors, including blocking anticyclones, has been revealed. Using OMI (Aura satellite) data, it has been found that an aerosol plume due to large wildfires in Russia can spread over long distances and reach other continents.

Keywords: wildfires, remote sensing, satellite data, satellite monitoring, atmospheric blocking, emissions, aerosol index

REFERENCES

Acker J.G., Leptoukh G. Online Analysis Enhances Use of NASA Earth Science Data // Eos, Trans. AGU. V. 88. № 2 (9 January 2007). P. 14–17.
Ahmad S.P., Torres O., Bhartia P., Leptoukh G., Kempler S. Aerosol index from TOMS and OMI measurements // 86th AMS Annual Meeting. 2006. 5 p.
Bondur V.G., Gordo K.A., Voronova O.S., Zima A.L. Satellite Monitoring of Anomalous Wildfires in Australia // Frontiers Earth Sciense. 2021. 8: 617252. DOI: 10.3389/feart.2020.617252
Bondur V.G. Satellite monitoring of trace gas and aerosol emissions during wildfires in Russia // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. 2016. V. 52. № 9. P. 1078–1091. DOI: 10.1134/S0001433816090103
Bondur V.G. Satellite Monitoring of Wildfires during the Anomalous Heat Wave of 2010 in Russia // Izvestiya, At-

mospheric and Oceanic Physics. 2011. V. 47. № 9. P. 1039–1048. DOI: 10.1134/S0001433811090040

Bondur V.G., Chimitdorzhiev T.N. Analiz tekstury radiolokatsionnykh izobrazheniy rastitelnosti (Texture analysis of radar images of vegetation) // Izvestiya vysshikh uchebnykh zavedenii. Geodeziya I aerofotosemka. 2008. Is. 5. P. 9–14 (In Russian).

Bondur V.G., Ginzburg A.S. Emission of Carbon-Bearing Gases and Aerosols from Natural Fires on the Territory of Russia Based on Space Monitoring // Doklady Earth Sciences. 2016. V. 466. № 2. P. 148–152. DOI: 10.1134/S1028334X16020045.

Bondur V.G., Gordo K.A. Satellite monitoring of burnt-out areas and emissions of harmful contaminants due to forest and other wildfires in Russia // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. 2018. V. 54. № 9. P. 955–965. DOI: 10.1134/S0001433818090104

Bondur V.G., Gordo K.A., Kladov V.L. Spacetime distributions of wildfire areas and emissions of carbon-containing gases and aerosols in northern Eurasia according to satellite-monitoring data // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. 2017. V. 53. № 9. P. 859–874. DOI: 10.1134/S0001433817090055

Bondur V.G., Mokhov I.I., Voronova O.S., Sitnov S.A. Satellite Monitoring of Siberian Wildfires and Their Effects: Features of 2019 Anomalies and Trends of 20-Year Changes // Doklady Earth Sciences. 2020b. V. 492. № 1. P. 370–375. DOI: 10.1134/S1028334X20050049

Bondur V.G., Tsidilina M.N., Cherepanova E.V. Satellite monitoring of wildfire impacts on the conditions of various types of vegetation cover in the federal districts of the Russian Federation // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics. 2019b. V. 55. № 9. P. 1238–1253. DOI: 10.1134/S000143381909010X

Bondur V.G., Tsidilina M.N., Kladov V.L., Gordo K.A. Irregular Variability of Spatiotemporal Distributions of Wildfires and Emissions of Harmful Trace Gases in Europe Based on Satellite Monitoring Data // Doklady Earth Sciences. 2019a. Vl. 485. Pt. 2. P. 461–464. DOI: 10.1134/S1028334X19040202

Bondur V.G., Voronova O.S., Cherepanova E.V., Tsidilina M.N., Zima A.L. Prostranstvenno-vremennoy analiz mnogoletnikh prirodnykh pozharov i emissiy vrednykh gazov i aerozoley v Rossii po kosmicheskim dannym (The Spatiotemporal Analysis of Multiannual Wildfires and Trace Gas and Aerosol Emissions in Russia Based of Satellite Data)// Issledovanie Zemli iz kosmosa. 2020a. № 4. P. 3–17 (In Russian). DOI: 10.31857/S0205961420040028.

Bondur V.G., Voronova O.S., Gordo K.A., Zima A.L., Feoktistova N.V. Kosmicheskiy monitoring mnogoletnikh prirodnykh pozharov i obyemov vyzyvayemykh imi emissiy vrednykh primesey v vozdushnuyu sredu Avstralii (Satellite Monitoring of Multiannual Wildfires and Related Harmful Trace Gas Emissions into the Air Environment of Australia) // Issledovanie Zemli iz Kosmosa. 2021a. № 1. P. 25–40 (In Russian). DOI: 10.31857/S0205961421010048

Crockett J.L., Leroy Westerling A. Greater temperature and precipitation extremes intensify Western, U.S. droughts, wildfire severity, and sierra Nevada tree mortality. // J. Clim. 2018. V. 31. P. 341–354. DOI: 10.1175/JCLI-D-17-0254.1

Earl N., Simmonds I. Spatial and temporal variability and trends in 2001–2016 global fire activity. // J. Geophys. Res.: Atmos. 2018. V. 123(5). P. 2524–2536. DOI: 10.1002/2017JD027749

Eric E.K., Becky L.E., Carl N.S. Ecological effects of prescribed fire season: a literature review and synthesis for managers United States Department of Agriculture Forest Service, Pacific Southwest Research Station, General Technical Report PSW-GTR-224 September 2009. 2009.

Hamadeh N., Karouni A., Daya B., Chauvet P. Using correlative data analysis to develop weather index that estimates the risk of forest fires in Lebanon & Mediterranean: Assessment versus prevalent meteorological indices // Case Studies in Fire Safety. 2017. V. 7. P. 8–22. DOI: 10.1016/j.csfs.2016.12.001

Jolly W.M., Cochrane M.A., Freeborn P.H., Holden Z.A., Brown T.J., Williamson G.J., Bowman D.M.J.S. Climate-induced variations in global wildfire danger from 1979 to 2013 // Nat. Commun. 2015. V. 6. P. 1–11. DOI: 10.1038/ncomms8537

Kononova N.K. Klassifikatsiya tsirkulyatsionnykh mekhanizmov Severnogo polushariya po B.L. Dzerdzeevskomu (Classification of the circulation mechanisms of the Northern Hemisphere according to B.L. Dzerdzeevsky) / Ed. by A.B. Shmakin. Moscow: Voentekhizdat, 2009. 372 p.

Lappalainen H., Petäjä T., Kujansuu J., Kerminen V., Skorokhod A., Kasimov N., Bondur V. et al. Pan Eurasian Experiment (PEEX) – a research initiative meeting the grand challenges of the changing environment of the northern pan-eurasian arctic- boreal areas // Geography. Environment. Sustainability. 2014. № 2(7). P. 13–48.

Mokhov I.I. Russian climate research in 2015–2018 // Izvestiya. Atmospheric and Oceanic Physics. 2020. V. 56. № 4. P. 325–343. DOI: 10.1134/S0001433820040064

Mokhov I.I., Semenov V.A., Khon V.Ch. Estimates of possible regional hydrologic regime changes in the 21st century based on global climate models // Izvestiya. Atmospheric and Oceanic Physics. 2003. T. 39. № 2. P. 130–144.

Mokhov I.I., Bondur V.G., Sitnov S.A., Voronova O.S. Satellite Monitoring of Wildfires and Emissions into the Atmosphere of Combustion Products in Russia: Relation to Atmospheric Blockings // Doklady Earth Sciences. 2020. V. 495. Pt. 2. P. 921–924. DOI: 10.1134/S1028334X20120089.

Seiler W., Crutzen P.J. Estimates of gross and net fluxes of carbon between the biosphere and atmosphere from biomass burning // Clim. Change. 1980. V. 2. № 3. P. 207–247.

Tian B., Manning E., Fetzer E., Olsen E., Wong S., Susskind J. et al. "AIRS/AMSU/HSB version 6 level 3 product user guide" Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, CA), Tech Rep, 2013.

Torres O.O. OMI/Aura Near UV Aerosol Optical Depth and Single Scattering Albedo 1-orbit L2 Swath 13 × 24 km V003, Greenbelt, MD, USA, Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center (GES DISC). 2006. DOI: 10.5067/Aura/OMI/DATA2004

Trauernicht C. Vegetation-Rainfall interactions reveal how climate variability and climate change alter spatial patterns of wildland fire probability on Big Island, Hawaii // Sci. Total Environ. 2019 Feb. 10. V. 650(Pt 1). P. 459–469. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2018.08.347

Zhong S., Yu L., Heilman W.E. et al. Synoptic weather patterns for large wildfires in the northwestern United States—a climatological analysis using three classification methods // Theor. Appl. Climatol. 2020. V. 141. P. 1057–1073. DOI: 10.1007/s00704-020-03235-y

Zweers Stein D.C. Algorithm Theoretical Baseline Document for Sentinel-5 Precursor of the UV Aerosol Index // SRON. 2018. 30 p.

ИССЛЕДОВАНИЕ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА, 2021, № 4, с. 60–71

МЕТОДЫ И СРЕДСТВА ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

ЗАВИСИМОСТЬ УРОВНЯ NDVI ОТ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ СТРУКТУРЫ ЛАНДШАФТА И ЕЕ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ВО ВРЕМЕНИ НА ПРИМЕРЕ ЗАПАДНОЙ ОКОНЕЧНОСТИ КРЫМСКОГО ПОЛУОСТРОВА (П-ОВ ТАРХАНКУТ)

© 2021 г. С. М. Шадчинов*

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

**E-mail: shadchinov@yandex.ru*

Поступила в редакцию 21.01.2021 г.

В статье решается задача оценки зависимости функционирования ландшафта от его пространственной структуры. Предмет исследования – связь между фитомассой растительности, выраженной значениями NDVI, и морфометрическими величинами, рассчитанными с цифровой модели рельефа. Чувствительность растительного покрова к характеристикам рельефа для причерноморских степей Тарханкутского полуострова оценивалась средствами мультирегрессионного анализа. Были получены графики динамики нормированного регрессионного коэффициента с 1998 по 2019 гг. Анализ климатических данных выявил, что засушливость года отражается в значениях коэффициентов. В наиболее сухой 2007 г. чувствительность фитомассы к геоморфологическим условиям заметно уменьшилась. Анализ графиков показал, что межсезонная изменчивость чувствительности растительности к рельефу больше, чем межгодовая. Также было выявлено увеличение связи между биомассой растительности и расчлененностью рельефа от начала к концу вегетационного периода.

Ключевые слова: степь, ландшафт, пространственная структура, NDVI, динамика фитомассы, множественная регрессия, Тарханкутский полуостров

DOI: 10.31857/S0205961421040059

ВВЕДЕНИЕ

Функционирование природно-территориальных комплексов происходит под влиянием множества факторов, набор и степень воздействия которых может изменяться при разных масштабах рассмотрения (Хорошев, 2016). Функционирование предполагает осуществление полезной работы системой, а в биологических системах функционирование тесно связано с биологической продукцией (Пузаченко и др., 2002). Функционирование ландшафтов изменяется при воздействии различных факторов и имеет разную динамику на разных временных интервалах рассмотрения. Поэтому показатели межгодовой или межсезонной изменчивости пространственных единиц могут служить индикатором чувствительности к внешним воздействиям (Хорошев, 2019).

Растительность во многом определяет состав и структуру экосистемы (Mo et al., 2019). Растительный покров, его биологическая продуктивность, является одним из наиболее информативных показателей функционирования ландшафта (Базилевич, 1993). В ландшафтах дефицитного увлажнения (степи, саванны, пустыни и т.д.) чувствительность растительности к внешним воздействиям значительно повышается. Это дает широкий простор для исследования взаимосвязей и динамики растительного покрова, его биологической продуктивности под воздействием различных факторов.

Среди факторов, влияющих на уровень растительного покрова, можно выделить три уровня. Первый климатический (глобальный), вносит самый большой вклад, особенно в ландшафтах дефицитного увлажнения; количество осадков оказывает сильное влияние на ход вегетационного периода. Второй уровень (локальный) заключается в том, что продуктивность может контролироваться локальными условиями внутри самого ландшафта. А третий уровень приводит нас к тому, что продуктивность зависит не только от локальных условий, но и от окружающих ландшафтов (региональные характеристики) (Phillips, 2002; Хорошев, 2016).

Дистанционные исследования с использованием спектральных вегетационных индексов – востребованная в современной науке дисциплина. Многие из них посвящены многолетним трендам динамики растительности в связи с глобальными изменениями климата (Harris et al., 2014; Tong et al., 2017; Тельнова, 2017; Шевырногов и др.,

2012). Также многие работы исследуют проблему прогнозирования урожая сельскохозяйственных полей с помощью вегетационных индексов (Duan et al., 2017; Nagy et al., 2018; Лысенко, 2019; Терехин, 2015). При этом проблема зависимости показателей функционирования от пространственной структуры ландшафта наименее освещена в литературе. В то же время первые начинания в этой области показали, что продуктивность растительности может зависеть от рельефа, внутренней структуры самого ландшафта и его окружения, экспозиционных различий, от соотношения и формы угодий (Hoechstetter et al., 2008; Likens, Bormann, 1995; Хорошев и др., 2019; Хорошев и др., 2018; Новикова, Соколова, 2008).

Цель данной статьи установить зависимость фитомассы растительного покрова (показателя функционирования) от рельефа ландшафта (его пространственной структуры) и их изменчивости во времени для территории западной оконечности Крымского полуострова (Тарханкут). При поиске связи необходимо определить вид связи и силу этой связи. Для достижения цели были поставлены задачи составления тематической ГИС, где у каждого пикселя модели будут присутствовать значения характеристик рельефа и вегетационного индекса за двадцатидвухлетний период наблюдения с 1998 по 2019 гг. После этого стоит задача на основании данной ГИС выявления пространственных связей с помощью статистических методов. Ставится задача не только выявления зависимости между показателем функционирования (фитомассой) и пространственной структурой (рельефом) ландшафта и его окружения, но и установление специфики изменения этой зависимости во времени.

ТЕРРИТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ

Территорией исследования является Тарханкутский полуостров, который располагается на западной оконечности Крымского полуострова. Большая часть полуострова покрыта степными ландшафтами. Территория сложена известняками неогенового возраста и находится на стыке субтропического и умеренного климата (Автономная республика..., 2003). Особую ценность на полуострове представляет территория природного парка “Тарханкутский”, в пределах которого осуществляется охрана обширных участков нетронутых степей, которые ранее не подвергались распашке.

Природный парк разделяется на два кластера: северный, располагающийся на Джангульском побережье, и южный, затрагивающий степные комплексы вдоль Атлешского побережья. На территории природного парка в летний сезон 2020 г. проводились полевые исследования. Было заложено три ландшафтных профиля (рис. 1): два в северном кластере и один в южном, для последующей верификации результатов. Всего было сделано 56 описаний.

Ландшафтная структура северного кластера природного парка (рис. 1, *а*) характеризуется разветвленной системой балок. Балки разного размера протянуты вдоль всего Джангульского побережья с северо-запада на юго-восток, максимальное превышение гребня над тальвегом балки Большой Кастель, через которую проходит первый профиль, составляет 28 м. Почвенный покров представлен дерново-карбонатными почвами, как в балках, так и на равнинах между ними.

Растительный покров балок и равнин между ними имеет значительные различия. В днищах балок сильно развит древесно-кустарниковый ярус. Он представлен боярышником (*Crataégus monógyna*) высотой до 3 м и шиповником (*Rósa canína*) высотой до 1.5 м, единично встречается айлант высочайший (*Ailánthus altíssima*) высотой до 5 м. На равнинах господствуют разнотравно-типчаково-ковыльные степи. Среди злаков доминируют ковыль-волосатик (*Stípa capilláta*), ковыль Лессинга (*Stipa lessingiana*), типчак (*Festúca valesiáca*), к ним единично примешиваются тимофеевка степная (*Phleum phleoides*) и житняк гребенчатый (*Agropyron cristatum*). Разнотравье представлено следующими видами с незначительным проективным покрытием: тысячелистник благородный (*Achilléa nóbilis*), лен многолетний (*Línum perénne*), сухоцвет однолетний (*Xerānthemum ānnuum*), зопник крымский (*Phlómis taurica*), молочай степной (*Euphórbia stepposa*). Незначительно встречаются некоторые виды полыни: австрийская (*Artemisia austriaca*) и Лерхе (*Artemisia lercheana*), разрозненно небольшими группками растут дубровник нухинский (*Teucrium nuchense*) и дубровник беловойлочный (*Téucrium pólium*).

Южный кластер природного парка (рис. 1, *б*) располагается на Атлешском побережье. В отличие от северного кластера на этом участке рельеф территории значительно выровненный, без балочной сети. Участок представляет волнистую равнину на высоте около 10 м над уровнем моря. Почвенный покров сложен дерново-карбонатными почвами с большей долей каменистости. Видовое разнообразие травостоя значительно ниже, древесно-кустарниковый ярус отсутствует. Преобладают полынно-злаковые степи.

Злаки, которые представлены так же типчаком и ковылями, продолжают доминировать в травянистом ярусе, но их проективное покрытие снижается, особенно на каменистых участках, где увеличивается до 15–20% доля полыней, среди которых преобладают полынь Лерхе и полынь кавказская (*Artemisia caucasica*). Разнотравье также незначительно участвует в фитоценозах, единично встречаются зопник крымский, молочай

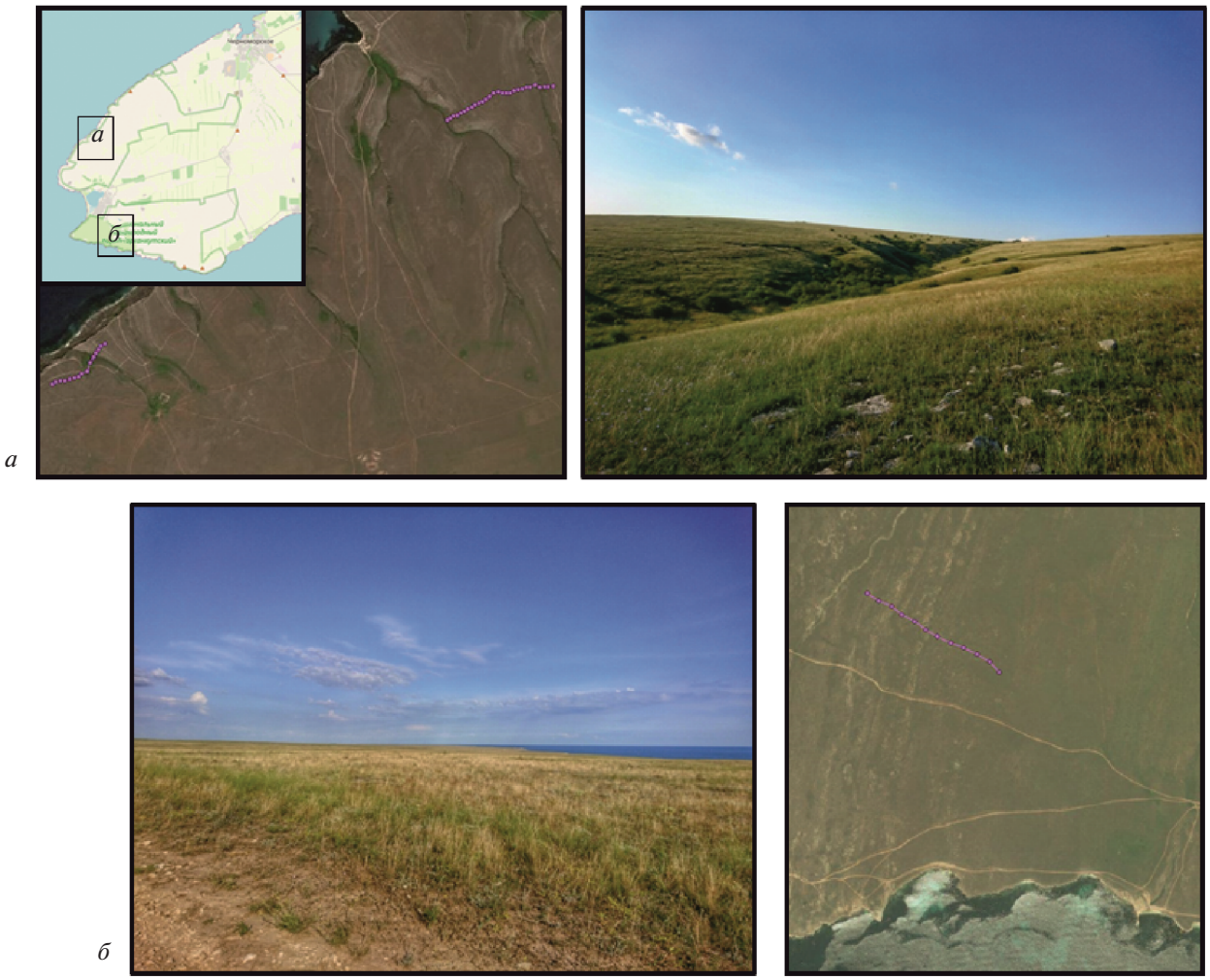


Рис. 1. Участки исследования в пределах природного парка “Тарханкутский”: *а* – северный кластер, *б* – южный кластер.

степной. Группами встречается дубровник нухинский и тимьян крымский (*Thýmus tauricus*).

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Основными источниками информации при проведении исследования послужили данные дистанционного зондирования земной поверхности. Применение данных дистанционного зондирования обеспечивает возможность исследовать более длительный временной ряд, позволяет лучше охарактеризовать ландшафтную структуру, а также наилучшим образом передает континуальную картину исследуемого пространства в отличие от полевых измерений в конкретных точках. При этом не стоит принижать роль натурных наблюдений, которые во многом дополняют информацию и позволяют провести полевую верификацию расчетных характеристик, полученных в ходе использования дистанционных данных.

В работе использовались космические многозональные снимки Landsat TM, OLI со спутников Landsat-5 и Landsat-8 пространственным разрешением 30 м за 22-летний период с 1998 по 2019 гг. Отобранные снимки относятся к коллекции Landsat level-2, с заранее проведенными геометрическими и атмосферными коррекциями. Снимки подбирались преимущественно за летнее время, в середине вегетационного периода (июнь–июль). Дополнительно для снимков Landsat-8 были отобраны сцены начала (апрель–май) и конца периода вегетации (вторая половина августа–сентябрь), что обеспечивает ряд наблюдений в течение всего вегетационного периода с 2014 по 2019 гг.

Для характеристики растительного покрова использовались вегетационные индексы. Проводился расчет нормализованного относительного вегетационного индекса (NDVI). Индекс пред-

ставляет собой комбинацию между инфракрасным и видимым красным каналами многозональных снимков и рассчитывается по следующей формуле: [NIR – RED]/[NIR + RED] (Rouse et al., 1973; Tucker, 1979). Индекс отражает состояние растительности и также хорошо коррелирует с надземной фитомассой растений (Johansen, Tømmervik, 2014; Хорошев, 2020) и с их биологической продуктивностью (Garbulsky et al., 2010; Tian et al., 2016).

Влагообеспеченность в ландшафтах дефицитного увлажнения играет ключевую роль, недостаток влаги является лимитирующим фактором (проявление закона минимума Либиха) (Birtwistle et al., 2016; Georganos et al., 2017, Хорошев и др., 2019). Климатический фактор является определяющим для влагообеспеченности, поэтому дополнительно использовались климатические данные. Были взяты значения сумм осадков по месяцам с ближайшей к территории исследования метеостанции в пгт. Черноморское (по данным сайта www.pogodaiklimat.ru). На этой основе было посчитано суммарное количество осадков за малый вегетационный период с апреля по июль за период с 1998 по 2019 гг., данная характеристика наиболее полно отражает уровень засушливости года, поскольку именно в это время и накапливается основная биомасса растительности (Черемисинов и др., 2015).

Пространственная структура ландшафтов полуострова характеризуется через рельеф и его особенности, для этого была взята цифровая модель рельефа Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) с 90-метровым пространственным разрешением. Для корректного сопоставления значений пикселей модели рельефа со значениями вегетационных индексов и последующего объединения в одну базу данных необходимо было привести их к общему разрешению. Для этого была проведена процедура передискретизации (Resampling) для данных SRTM, после чего разрешение данной модели увеличилось до 30 м, что соотносится с разрешением снимков Landsat.

Всего на основе цифровой модели рельефа средствами Saga GIS было рассчитано 24 показателя, которые включают морфометрические величины, влажностные индексы и потенциальные значения солнечной радиации (Conrad et al., 2015). В табл. 1 приводится полный перечень рельефных характеристик. На основе дистанционных данных был создан ГИС-проект, где у каждого пикселя имеется значение каждого из рассчитанных показателей. В дальнейшем проводился анализ связей между рассчитанными показателями рельефа и растительности средствами статистических методов в программном пакете Statistica. Для начала 24 величины, полученные с цифровой модели рельефа, приведенные выше, для снижения размерности, были с помощью факторного анализа (метод главных компонентов) преобразованы в 7 синтезированных компонентов, то есть наиболее значимых факторов организации пространственной структуры (факторные нагрузки (factor loadings) представлены в таблице ниже).

Выявление самих пространственно-временных зависимостей проводилось методом множественной регрессии, где в качестве зависимой переменной в регрессионном уравнении выступали значения индекса сцены за одно дистанционное наблюдение, а в качестве независимых переменных выступали значения факторов (factor scores). Регрессионный анализ проводился для значений индекса NDVI на каждую дату съемки. При оценке результатов регрессионного анализа основное внимание уделялось нормированному регрессионному коэффициенту Beta, значение которого по модулю определяет силу вклада того или иного фактора (главного компонента) в распределение значений зависимой переменной (индекса, показателя функционирования).

Значения меры чувствительности (регрессионного коэффициента) были сведены в общую таблицу, а затем были визуализированы в виде графиков, где на оси абсцисс отмечены даты наблюдения, а по оси ординат отмечены значения регрессионного коэффициента, что позволяет провести анализ его динамики во времени. Всего было получено три графика, отображающих межгодовую динамику с 1998 по 2019 гг. (для середины вегетационного периода), межсезонную динамику с 2014 по 2019 гг. (по снимкам с Landsat-8), а также в течение всего года, расположив даты съемки в календарном порядке (если отбросить разность увлажнения в разные годы).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Полученные в ходе факторного анализа главные компоненты суммарно описывают более 81% всей выборки. Результаты факторного анализа, визуализированные на рис. 2, наглядно демонстрируют, что полученные семь главных компонентов широко описывают основные свойства рельефа в распределении потоков тепла и влаги на территории полуострова. Анализ факторных нагрузок каждой величины в совокупности с визуализацией факторных значений позволяет проинтерпретировать свойства всех семи главных компонентов.

Компонент № 1 отделяет высокие гребни от приморских долин и понижений, его можно условно назвать фактором превышения над уровнем моря. Он вносит самый существенный вклад в описание общей дисперсии данных (около 25%), его собственное значение (eigenvalue) составляет 5.94. Второй по значимости компонент

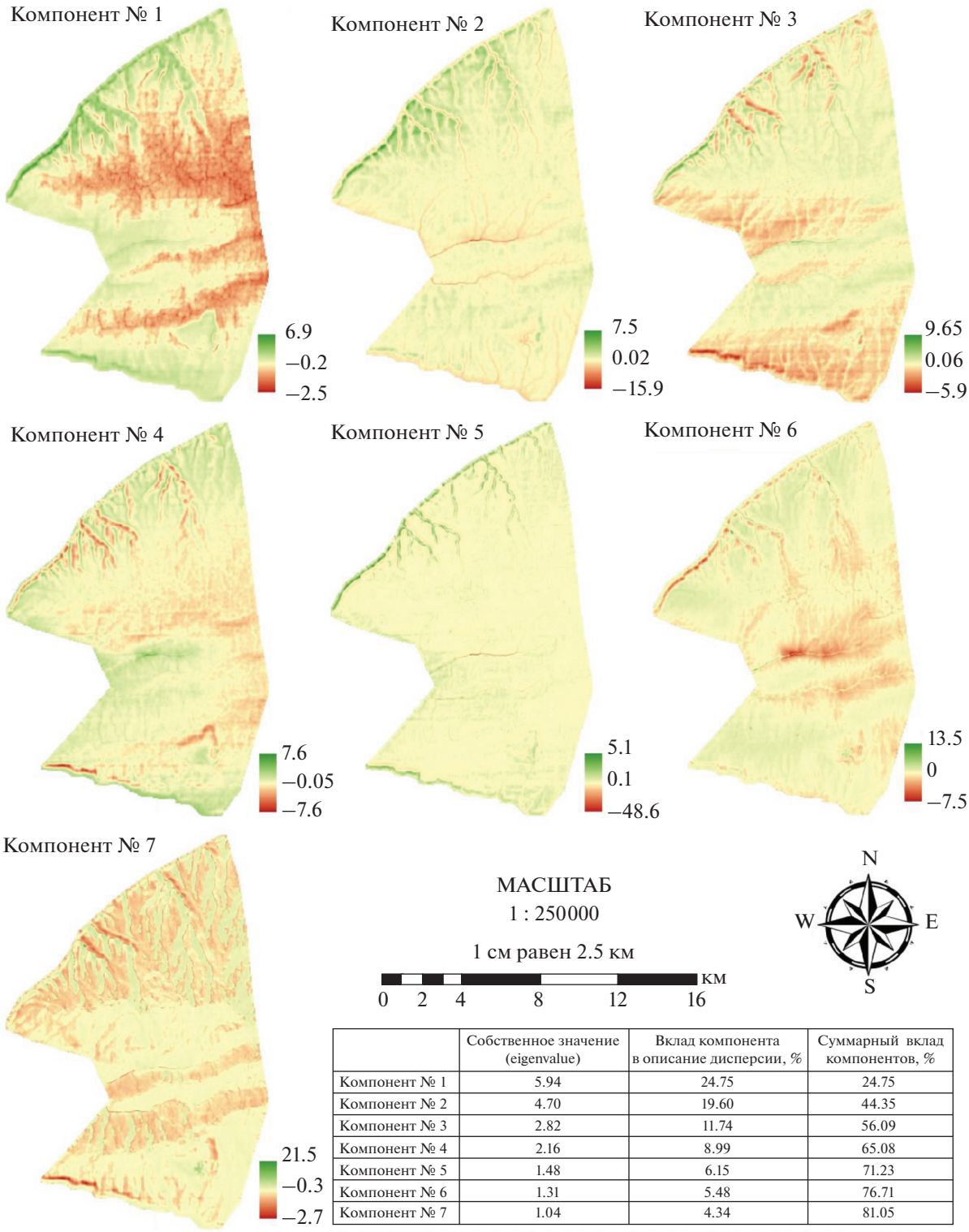
Таблица 1. Состав характеристик рельефа, рассчитанных с цифровой модели рельефа, и их факторные нагрузки в методе главных компонентов

Характеристика рельефа	Фактор 1	Фактор 2	Фактор 3	Фактор 4	Фактор 5	Фактор 6	Фактор 7
Абсолютная высота	–0.814739	0.074041	0.255449	–0.444973	–0.078047	–0.197534	0.007176
Экспозиция	–0.001965	0.088339	0.332383	0.177243	0.053267	–0.096663	–0.851336
Уклон	0.748322	0.502824	–0.010523	–0.330577	–0.173621	–0.134718	–0.006028
Затененность	–0.141145	–0.302907	–0.770985	–0.307784	–0.087970	0.120476	0.196275
Площадь водосбора	0.123042	–0.419971	0.191122	0.081224	–0.625682	–0.025976	–0.023005
Уклон водосбора	0.849379	0.261779	0.019245	–0.167741	0.024863	–0.075288	0.071787
Закрытые понижения	0.031311	–0.158269	0.066246	0.037840	–0.119393	0.174467	0.308599
Индекс конвергенции	–0.282729	0.545710	–0.308817	0.235384	0.215686	–0.284826	0.035630
Поперечная крутизна	–0.277423	0.601049	–0.354450	0.380241	–0.098729	–0.287006	0.070346
Продольная крутизна	–0.361763	0.469953	–0.240190	0.299705	–0.487424	–0.026685	–0.052471
Аккумуляция потоков	0.147329	–0.396673	0.209305	0.061805	–0.603321	0.156693	–0.016065
Длина склонов	0.769459	0.309000	0.073987	–0.381469	–0.192903	–0.107788	–0.040304
Модифицированная площадь водосбора	0.134125	–0.508383	0.054560	0.320387	–0.219070	–0.457618	0.092262
Относительное положение склона	–0.618497	0.492240	0.223030	–0.030632	–0.043103	0.381775	0.046093
Глубина вреза	0.770279	–0.307409	–0.214519	0.206421	0.074828	–0.191910	–0.040901
Уровень базиса эрозии	–0.758872	–0.086092	0.228385	–0.481086	–0.039839	–0.328311	0.020298
Превышение над базисом эрозии	–0.271085	0.641619	0.123321	0.117399	–0.157316	0.509766	–0.050632
Saga индекс влажности	–0.503399	–0.622312	0.105603	0.248173	0.101653	–0.273094	0.087470
Топографический индекс влажности	–0.039794	–0.804511	0.238320	0.042926	–0.178240	0.124346	–0.043250
Индекс расчлененности	0.754985	0.494732	–0.002394	–0.328641	–0.178774	–0.127550	0.003020
Индекс рельефной позиции	–0.350398	0.592920	–0.338636	0.382951	–0.365876	–0.197806	0.005013
Суммарная радиация	–0.208446	–0.345993	–0.789806	–0.306277	–0.083960	0.082362	–0.266770
Рассеянная радиация	0.611076	–0.251368	–0.303475	0.584646	0.154105	0.280336	–0.018710
Прямая радиация	-0.223312	-0.340067	-0.782816	-0.320546	-0.087723	0.075621	-0.266435

№ 2 также играет важную роль, описывая почти 20% всех значений, собственное значение равно 4.70. Данный компонент отвечает за расчлененность территории. Компонент № 3 уже имеет собственное значение в 1.6 раза меньше, чем у второго компонента, 2.82. Третий компонент описывает около 12% общей дисперсии и отражает освещенность территории, а точнее затененность, поскольку у данного фактора наименьшие значения приходятся на самые освещенные территории.

Компонент № 4, как и первые два фактора, характеризует общую специфику рельефа полуострова. Он отвечает за выровненность поверхности, то есть отделяет территории с резким перепадом высот от сглаженных равнин. Он описывает 9% от общей дисперсии, и его собственное значение составляет 2.16. Далее идут уже менее значимые факторы, собственные значения которых находятся в диапазоне от 1.5 до 1. Эти факторы относятся больше к локальным характеристикам местности. Компоненты № 5 и 6 отвечают за характеристики долин водотоков. Пятый компонент отделяет водотоки с большой площадью водосбора от водотоков с маленькой площадью водосбора (6% вклада), а шестой компонент отделяет долины водотоков по разному превышению локального водораздела над тальвегом (5.5% вклада). И самый низкий вклад (порядка 4%) из всех отобранных компонентов вносит компонент № 7, при этом его собственное значение составляет 1.04, что немногим больше установленного порога в 1.00. Данный компонент отвечает за экспозиционные различия ландшафтов.

Переходя к результатам регрессионного анализа, при помощи которых выявлялись связи, на рис. 3 можно видеть межгодовую измен-



	Собственное значение (eigenvalue)	Вклад компонента в описание дисперсии, %	Суммарный вклад компонентов, %
Компонент № 1	5.94	24.75	24.75
Компонент № 2	4.70	19.60	44.35
Компонент № 3	2.82	11.74	56.09
Компонент № 4	2.16	8.99	65.08
Компонент № 5	1.48	6.15	71.23
Компонент № 6	1.31	5.48	76.71
Компонент № 7	1.04	4.34	81.05

Рис. 2. Визуализация результатов факторного анализа.

чивость зависимости между значениями NDVI и главными компонентами. Из анализа распределения данных по графику можно сделать вывод о том, что до 2007 г. устойчивость связей была выше, начиная с 2007 г. количество экстремальных выбросов значений коэффициента увеличивается, график становится более скачкообразным.

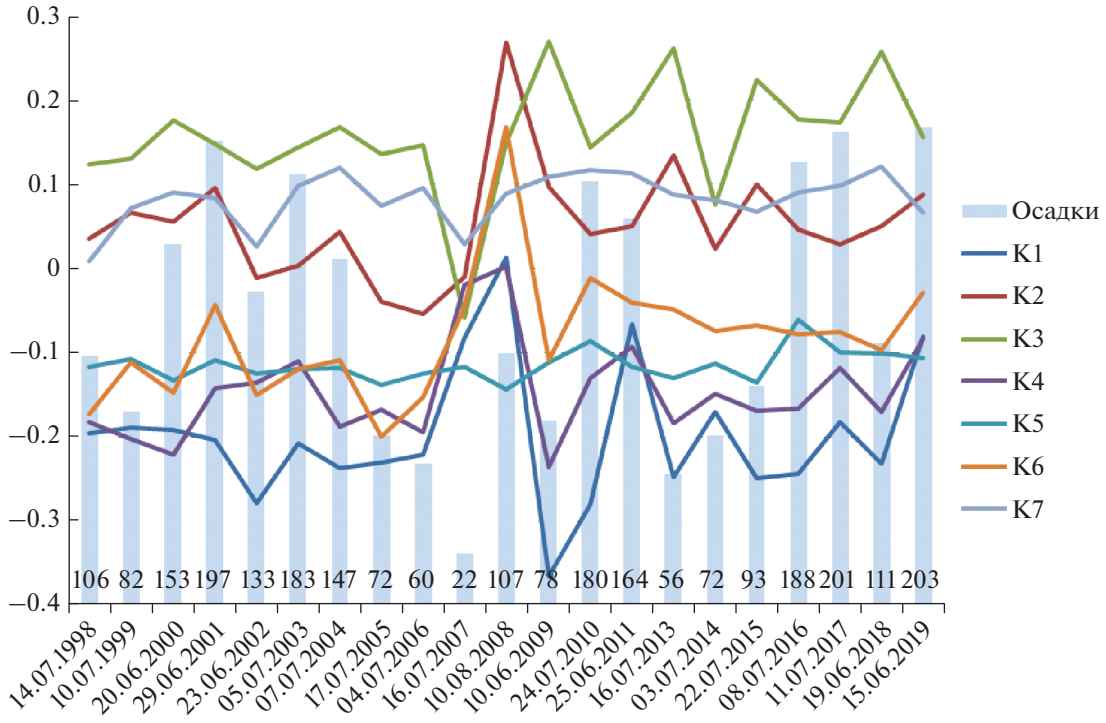


Рис. 3. Межгодовая динамика значений нормированного регрессионного коэффициента в регрессионном уравнении, где независимые переменные – значения факторов организации рельефа, зависимая переменная – значения NDVI за в середине вегетационного периода с 1998 по 2019 гг.

Дополнительные сведения о количестве осадков, выпавших за малый вегетационный период, позволяют сделать вывод о том, что сухость года влияет на силу чувствительности уровня NDVI по отношению к рельефу. Особенно это заметно для 2007 г., который выдался наиболее сухим за весь период наблюдения (22 мм осадков), а среднемесячные температуры на 3° превышали норму (по данным сайта www.pogodaiklimat.ru). То есть растительный покров был в удрученном состоянии во всех комплексах в течение жаркого сухого лета 2007 г., что отразилось на связях, они заметно ослабились, поскольку уровень NDVI был низкий по всему полуострову.

Также климатические данные показывают, что в период после 2007 г. увеличилась контрастность годов между собой: очень сухие года сменяли очень влажные. Например, в июне 2015 г. выпало 22% от месячной нормы осадков, а в июне 2016 – 277%, в июне 2017 – 233%, в июне 2018 – 35%, а в июне 2019 – больше трех норм, 358%. Такая климатическая неустойчивость могла повлиять на устойчивость главных компонентов, связанных с рельефом, что в принципе отражает рис. 3.

Наиболее устойчивыми во времени являются компоненты № 5 и 7 (факторы размера водосбора и экспозиции), но значения их коэффициентов не очень большие по модулю, что говорит о слабой связи со значениями NDVI. Самую сильную связь за исследуемый период имеют компоненты № 1 и 3 (факторы превышения над уровнем моря и освещенности), но устойчивость этих связей во времени неоднозначна, так как значения регрессионного коэффициента имеют сильную амплитуду колебаний от больших значений по модулю в одни сроки до практически нулевых значений в другие.

Компонент № 4 (фактор выровненности поверхности) по своему воздействию и устойчивости во времени довольно схож с первым компонентом, но имеет более слабую силу связи. У компонентов № 2 и 6 (факторы расчлененности и глубины вреза долины) наблюдается колебание значений во времени, есть экстремальный пик в 2008 г. Но в целом связь второго и шестого компонентов со значениями NDVI не такая сильная, как у других компонентов, у фактора глубины вреза долины фиксируется ослабление связи после 2009 г.

Также стоит дополнить, что данные за 2008 и 2009 гг. наименее объективны, так как даты съемки этих сцен являются самыми крайними среди периода наблюдений (10 августа и 10 июня соответственно). Эти сроки в степной зоне могут относиться к другому периоду вегетации, и значения NDVI в этот срок могут отличаться от значений для середины июля. Для этого было

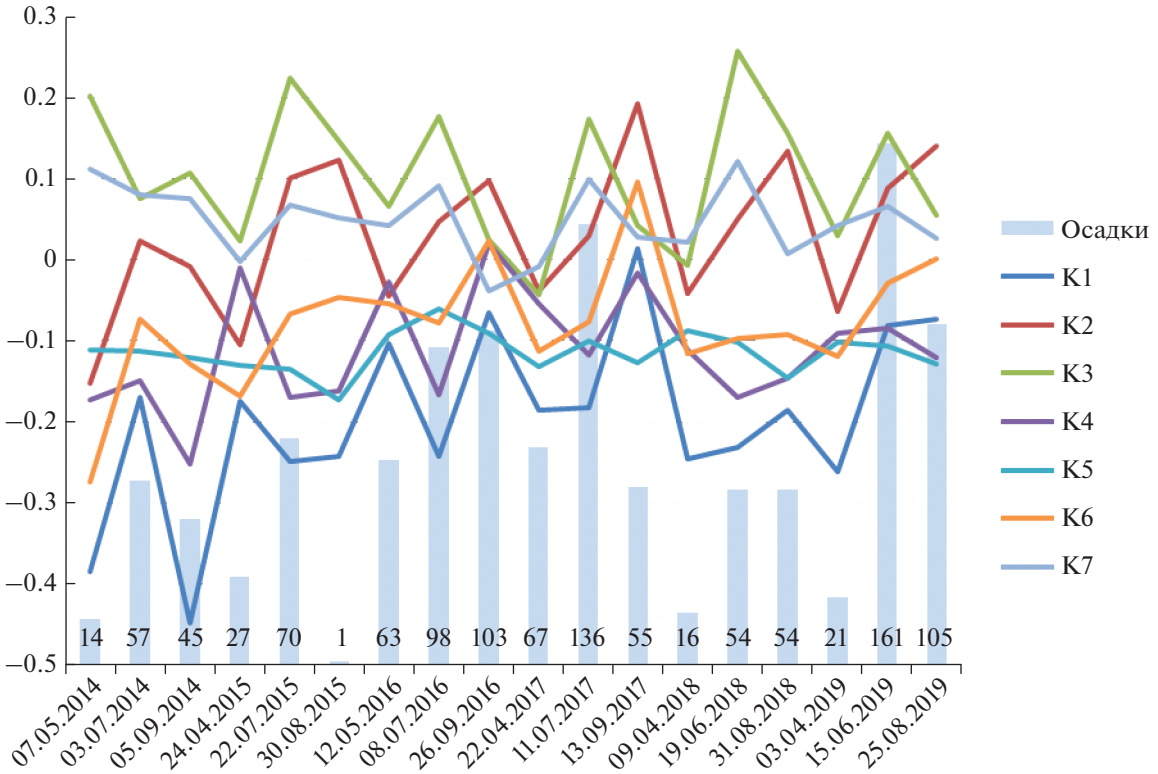


Рис. 4. Межсезонная динамика значений нормированного регрессионного коэффициента в регрессионном уравнении, где независимые переменные – значения факторов организации рельефа, зависимая переменная – значения NDVI в начале, середине и конце периода вегетации с 2014 по 2019 гг.

проведено исследование межсезонной динамики, были проведены регрессионные анализы для начала, середины и конца периода вегетации с 2014 по 2019 гг., а их результаты также визуализированы (рис. 4). На рис. 4 для улучшения его восприятия также добавлены данные о количестве осадков. Для начала вегетационного периода дано суммарное количество осадков, которое прошло за календарный месяц перед датой съемки, а для середины и конца то суммарное количество осадков, которое было зафиксировано между датами съемки.

Исходя из графика, можно сделать вывод о том, что межгодовая устойчивость связи NDVI и рассчитанных главных компонентов намного сильнее, чем межсезонная. Значения коэффициента в разные годы сильно разнятся между сезонами. Наиболее устойчивым остается фактор размера водосбора (компонент № 5), как и на графике межгодовой динамики (рис. 3), но сила связи его при этом одна из самых слабых. Самую прочную связь по-прежнему имеет фактор превышения над уровнем моря (компонент № 1), но его устойчивость между сезонами и годами сильно варьируется. В более сухие года межсезонная устойчивость сильнее, чем во влажные, при этом связь в середине лета может как усиливаться (например, компонент № 3), так и ослабевать (компонент № 5), относительно его начала и конца. Выровненность поверхности (компонент № 4), как и в межгодовой динамике, имеет схожую устойчивость с первым компонентом, но более слабую связь.

Компоненты № 3 и 7, которые связаны с освещенностью и экспозицией, заметно усиливают свое влияние на зеленую фитомассу в середине лета, по сравнению со значениями коэффициента в начале и конце. Опять же регрессионный коэффициент для фактора освещенности имеет более высокие значения по модулю, что говорит о более прочной связи. Для глубины вреза долины (компонент № 6) характерны не очень тесные связи с NDVI в течение года, которые к концу вегетационного периода заметно ослабевают по сравнению с началом. При этом анализ климатических данных показывает, что значения регрессионного коэффициента для фактора глубины вреза долины стремятся к нулю в зависимости от количества осадков в середине и конце вегетационного периода, с увеличением количества осадков связь ослабевает.

Расчлененность территории (компонент № 2) в течение сезона меняет знак коэффициента, на

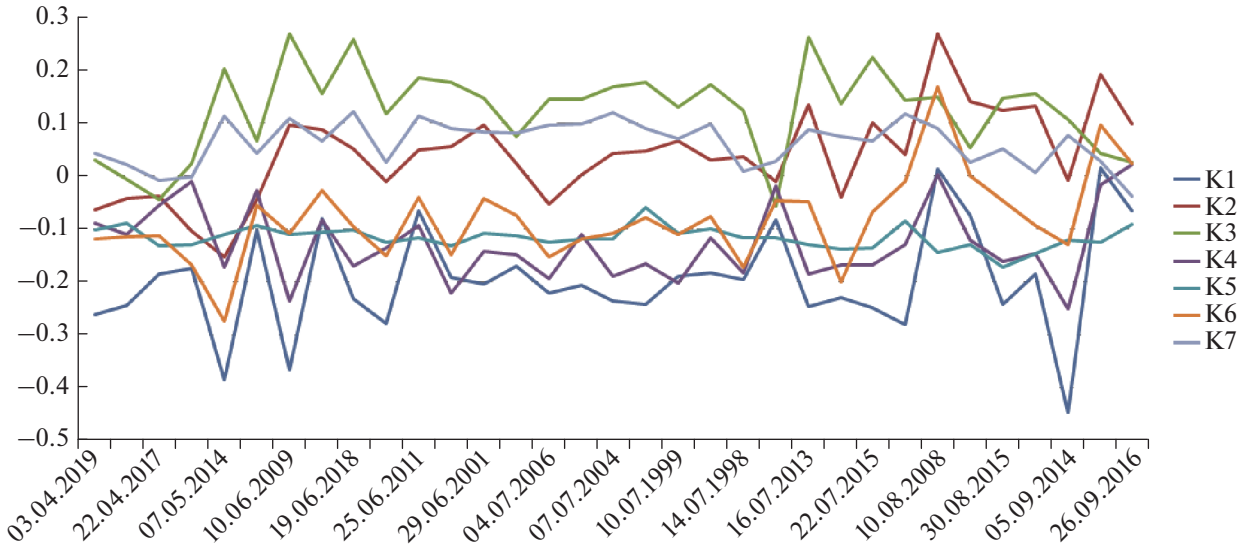


Рис. 5. Динамика значений нормированного регрессионного коэффициента в регрессионном уравнении, где независимые переменные – значения факторов организации рельефа, зависимая переменная – значения NDVI в течение года.

смену отрицательным значениям в середине лета приходят положительные значения, а к осени связи укрепляются. У данного компонента связь увеличивается по модулю в течение всего вегетационного периода, что также видно из графика, в котором все даты наблюдения выстроены в календарном порядке (рис. 5). Это может быть связано с тем, что в начале периода вегетации значения NDVI высокие во всех ландшафтах исследуемого полигона, а с течением времени в расчлененных сетью балок равнинах значения NDVI остаются на том уровне, когда фоновые значения NDVI для плоских территории наоборот уменьшаются.

Данный факт свидетельствует о влиянии структуры на показатели функционирования ландшафта, что подтвердилось полевыми наблюдениями. Цветовой аспект степи был более зеленый в более расчлененном участке природного парка рядом с Джангульским побережьем, чем на более плоском участке Атлешского побережья, в одинаковые дни наблюдения. Так же были отмечены различия в фенологических фазах растений на двух участках. Например, лен многолетний (*Línum perénne*) в пределах более расчлененного участка еще цвел, в то время как на более плоском участке цветение уже закончилось, и созрели корзинки с семенами.

Если опустить разность в увлажнении за разные годы и отсортировать все обработанные данные по дате от самой ранней к самой поздней (то есть в календарном порядке), то получится график динамики зависимости между главными компонентами и NDVI в течение года (рис. 5). Из графика следует, что в апреле у коэффициентов наименьшие по модулю значения, в это время связь ниже. В мае их значения резко увеличиваются, а устойчивость, наоборот, уменьшается. Затем в период с последней недели июня по середину июля наблюдаются наиболее устойчивые значения, но при этом связи ослабевают, по сравнению с маем и началом июня. Во второй половине лета и начале осени устойчивость вновь снижается, а изменчивость коэффициента увеличивается в разные годы. При этом многие связи к сентябрю упрочняются (значения коэффициента увеличивается по модулю).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. По данным космических снимков Landsat и цифровой модели рельефа SRTM получена ГИС на территорию Тарханкутского полуострова, у которой для каждого пикселя имеются значения морфометрических характеристик рельефа, преобразованных в главные компоненты, а также значения индекса NDVI для каждого срока наблюдения с 1998 по 2019 гг.

2. С помощью регрессионного анализа были получены графики изменчивости во времени меры чувствительности растительного покрова от пространственной структуры полуострова.

3. Анализ климатических данных показал, что засушливость года также влияет на чувствительность растительного покрова от пространственной структуры. В частности, во время засухи 2007 г. вся растительность находилась в угнетенном состоянии, от чего связи между растительностью и релье-

фом ослабились. Поэтому в дальнейших исследованиях необходимо постараться нивелировать эффект климатического фактора на растительность.

4. Межгодовая изменчивость чувствительности растительности к рельефу намного устойчивее, чем межсезонная изменчивость. Динамика регрессионного коэффициента в разные сезоны разных лет может менять свой характер, что может быть связано с климатическим фактором, от которого в дальнейшем анализе необходимо отдалиться. Было установлено, что расчлененность рельефа увеличивает свою связь с уровнем растительного покрова в течение всего вегетационного периода. На более расчлененных участках наблюдается удлинение вегетационного периода и увеличение накопления фитомассы. Данный факт был подтвержден полевыми исследованиями.

5. Для степей Тарханкутского полуострова характерен сезонный ход вида зависимости между рельефом и фитомассой. В апреле связи ослаблены из-за общего высокого уровня зеленой фитомассы. В мае значения коэффициента резко увеличиваются, а устойчивость тесноты связи снижается. С последней недели июня по середину июля связи ослабевают, но увеличивается их устойчивость. Во второй половине лета и начале сентября устойчивость снижается, но значения коэффициентов увеличиваются и связи упрочняются.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 20-05-00464).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Автономная республика Крым: Атлас / Н.В. Багров и др. Киев; Симферополь, 2003. 80 с.

Базилевич Н.И. Биологическая продуктивность экосистем северной Евразии. М.: Наука, 1993. 293 с.

Новикова Л.А., Соколова М.С. Структура и динамика растительности Кунчеровской степи // Изв. ПГПУ им. В.Г. Белинского. Естественные науки. 2008. № 10(14). С. 13–25.

Пузаченко Ю.Г., Дьяконов К.Н., Алещенко Г.М. Разнообразие ландшафта и методы его измерения // География и мониторинг биоразнообразия. М.: Экоцентр МГУ, 2002. С. 76–177.

Тельнова Н.О. Выявление и картографирование многолетних трендов NDVI для оценки вклада изменений климата в динамику биологической продуктивности агроэкосистем лесостепной и степной зон северной Евразии // Соврем. пробл. дистанц. зондир. Земли из космоса. 2017. Т.14. № 6. С. 97–107.

Терехин Э.А. Оценка сезонных значений вегетационного индекса (NDVI) для детектирования и анализа состояния посевов сельскохозяйственных культур // Исслед. Земли из космоса. 2015. № 1. С. 23–31.

Хорошев А.В. Зависимость изменчивости параметров функционирования от пространственной структуры ландшафта как основание для планировочных решений // География и современные проблемы географического образования. Материалы конференции. Екатеринбург, 2019. С. 42–49.

Хорошев А.В. Полимасштабная организация географического ландшафта. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2016. 416 с.

Хорошев А.В. Пространственная структура как фактор стабильности биопродукционного функционирования степных геосистем (на примере Айтуарской степи, Южный Урал) // Принципы экологии. 2020. Т. 9. № 3. С. 71–86.

Хорошев А.В., Леонова Г.М., Шарова Д.Е. Пространственная устойчивость межкомпонентных связей в степных и лесостепных ландшафтах Южного Урала // Вопросы степеведения. 2019. № 15. С. 337–341.

Хорошев А.В., Ткач К.А., Муртазина Д.У. Влияние ландшафтных условий на урожайность зерновых культур в степной зоне Северного Казахстана // Вестник Московкого Университета. Сер. 5. География. 2018. № 3. С. 62–69.

Черемисинов А.А., Жердев В.Н., Черемисинов А.Ю., Радцевич Г.А. Климатические и водные ресурсы, формирующие сельскохозяйственный потенциал Центрального Черноземья: Серия – Природообустройство: монография. Воронеж: ВГАУ, 2015. 313 с.

Шевырногов П.А., Чернецкий М.Ю., Высоцкая Г.С. Многолетние тренды NDVI и температуры на юге Красноярского края // Исслед. Земли из космоса. 2012. № 6. С. 77–87.

Birtwistle A.M., Laituri M., Bledsoe B., Friedman J.M. Using NDVI to measure precipitation in semi-arid landscapes. // J. Arid Environments. 2016. V. 131. P. 15–24.

Conrad O., Bechtel B., Bock M., Dietrich H., Fischer E., Gerlitz L., Wehberg J., Wichmann V., Böhner J. System of Automated Geoscientific Analyses (SAGA) v.2.1.4. // Geoscientific Model Development. 2015. V. 8. P. 1991–2007.

Duan T., Chapman S.C., Guo Y., Zheng B. Dynamic monitoring of NDVI in wheat agronomy and breeding trials using an unmanned aerial vehicle // Field Crops Research. 2017. V. 210. P. 71–80.

Garbulsky M.F., Peñuelas J., Papale D., Ardö J., Goulden M.L., Kiely G., Richardson A.D., Rotenberg E., Veenendaal E.M., Fillela I. Patterns and controls of the variability of radiation use efficiency and primary productivity across terrestrial ecosystems // Global Ecology and Biogeography. 2010. V. 19. P. 253–267.

Georganos S., Abdi A.M., Tenenbaum D.E., Kalogirou S. Examining the NDVI-rainfall relationship in the semi-arid Sahel using geographically weighted regression // J. Arid Environments. 2017. V. 146. P. 64–74.

Harris A., Carr A.S., Dash J. Remote sensing of vegetation cover dynamics resilience across southern Africa // International J. Applied Earth Observation and Geoinformation. 2014. V. 28. P. 131–139.

Hoechstetter S., Waltz U., Dang L.H., Thinh N.X. Effects of topography and surface roughness in analyses of landscape structure – A proposal to modify the existing set of landscape metrics // Landscape Online. 2008. V. 3. P. 1–14.

Johansen B., Tømmervik H. The relationship between phytomass, NDVI and vegetation communities on Svalbard // International J. Applied Earth Observation and Geoinformation. 2014. V. 27. P. A. P. 20–30.

Likens G.E., Bormann F.H. Biogeochemistry of a Forested Ecosystem. 2nd ed. N.Y.: Springer-Verlag, 1995. 160 p.

Mo K., Chen Q., Chen C., Zhang J., Wang L., Bao Z. Spatio-temporal variation of correlation between vegetation cover and precipitation in an arid mountain-oasis river basin in northwest China // J. Hydrology. 2019. V. 574. P. 138–147.

Nagy A., Fehér J., Tamás T. Wheat and maize yield forecasting for the Tisza river catchment using MODIS NDVI time series and reported crop statistics // Computers and Electronics in Agriculture.

Phillips J.D. Global and local factors in earth surface systems // Ecological Modelling. 2002. V. 149. P. 257–272.

Rouse J.W., Haas R.H., Schell J.A., Deering D.W. Monitoring vegetation systems in the Great Plains with ERTS // Proceedings of the Third ERTS Symposium, NASA SP-351 I. 1973. P. 309–317.

Tian F., Brandt M., Liu Y.Y., Verger A., Tagesson T., Diouf A.A., Rasmussen K., Mbow C., Wang Y., Fensholt R. Remote sensing of vegetation dynamics in drylands: Evaluating vegetation optical depth (VOD) using AVHRR NDVI and in situ green biomass data over West African Sahel // Remote Sensing of Environment. 2016. V. 177. P. 265–276.

Tong X., Brandt M., Hiernaux P., Herrmann S.M., Tian F., Prishchepov A.V., Fensholt R. Revisiting the coupling between NDVI trends and cropland changes in the Sahel drylands: A case study in western Niger // Remote Sensing of Environment. 2017. V. 191. P. 286–296.

Tucker C.J. Red and photographic infrared linear combinations for monitoring vegetation // Remote Sensing of Environment. 1979. V. 8(2). P. 127–150.

Relationships between Temporal Variability of NDVI and Landscape Spatial Pattern on the Western Edge of Crimean Peninsula (Tarkhankut Peninsula)

S. M. Shadchinov

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

Dependence between functioning parameters and landscape spatial pattern is characterized by the relationships between NDVI-level and morphometric values from topography model for the steppes of Tarkhankut peninsula. Graphs of vegetation dynamics and its sensitivity to relief were built based on statistical methods from 1998 to 2019. Analysis of climate data showed that the dryness affects the vegetation sensitivity. For example 2007 was the driest year in this study and relations was the lowest during the observation period. Generally seasonal variability of vegetation sensitivity to topography is more than interannual. Also relations between vegetation biomass and terrain ruggedness increased during the growing season.

Keywords: steppe, landscape pattern, landscape spatial pattern, NDVI, vegetation dynamics, Tarkhankut peninsula

REFERENCES

Avtonomnaya respublika Krym: Atlas / N.V. Bagrov et al. Kyiv; Simferopol, 2003. 80 p. (In Russian).

Bazilevich N.I. Biologicheskaya produktivnost' ekosistem severnoy Evrazii. Moscow: Nauka, 1993. 293 p. (In Russian).

Birtwistle A.M., Laituri M., Bledsoe B., Friedman J.M. Using NDVI to measure precipitation in semi-arid landscapes // J. Arid Environments. 2016. V. 131. P. 15–24.

Cheremisinov A.A., Zherdev V.N., Cheremisinov A.Y., Radtsevich G.A. Klimaticheskie I vodnye, formiruyushchie selskokhozyaystvennyy potentsial Tsentralnogo Chernozem'ya: Seriya – Prirodoobustroistvo: monografia. Voronezh: VGAU, 2015. 313 p. (In Russian).

Conrad O., Bechtel B., Bock M., Dietrich H., Fischer E., Gerlitz L., Wehberg J., Wichmann V., Böhner J. System of Automated Geoscientific Analyses (SAGA) v.2.1.4. // Geoscientific Model Development. 2015. V. 8. P. 1991–2007.

Duan T., Chapman S.C., Guo Y., Zheng B. Dynamic monitoring of NDVI in wheat agronomy and breeding trials using an unmanned aerial vehicle // Field Crops Research. 2017. V. 210. P. 71–80.

Garbulsky M.F., Peñuelas J., Papale D., Ardö J., Goulden M.L., Kiely G., Richardson A.D., Rotenberg E., Veenendaal E.M., Fillela I. Patterns and controls of the variability of radiation use efficiency and primary productivity across terrestrial ecosystems // Global Ecology and Biogeography. 2010. V. 19. P. 253–267.

Georganos S., Abdi A.M., Tenenbaum D.E., Kalogirou S. Examining the NDVI-rainfall relationship in the semi-arid Sahel using geographically weighted regression // J. Arid Environments. 2017. V. 146. P. 64–74.

Harris A., Carr A.S., Dash J. Remote sensing of vegetation cover dynamics resilience across southern Africa // International J. Applied Earth Observation and Geoinformation. 2014. V. 28. P. 131–139.

Hoechstetter S., Waltz U., Dang L.H., Thinh N.X. Effects of topography and surface roughness in analyses of landscape structure – A proposal to modify the existing set of landscape metrics // Landscape Online. 2008. V. 3. P. 1–14.

Johansen B., Tømmervik H. The relationship between phytomass, NDVI and vegetation communities on Svalbard // International J. Applied Earth Observation and Geoinformation. 2014. V. 27. P. A. P. 20–30.

Khoroshev A.V. Relationships between temporal variability of functioning parameters and landscape spatial pattern as a rationale for planning decisions // Geographia i sovremennye problemy geographicheskogo obrazovaniya. Materialy konferentsii. Yekaterinburg, 2019. P. 42–49 (In Russian).

Khoroshev A.V. Multiple organization of geographical landscape. Moscow: KMK Scientific Press, 2016. 416 p. (In Russian).

Khoroshev A.V. Spatial structure as a factor of stability of bioproduction functioning of steppe geosystems (on the example of Aituar steppe, the Southern Urals) // Principy èkologii. 2020. V. 9. № 3. P. 71–86 (In Russian).

Khoroshev A.V., Leonova G.M., Sharova D.E. Spatial stability of intercomponent relationships in forest and forest-steppe landscapes of the Southern Urals // Voprosy stepevedeniya. 2019. № 15. P. 337–341 (In Russian).

Khoroshev A.V., Tkach K.A., Murtazina D.U. Influence of landscape pattern on productivity of grain crops in the steppe zone of Northern Kazakhstan // Vestnik Moskovskogo Universiteta. Seriya 5. Geographiya. 2018. № 3. P. 62–69 (In Russian).

Likens G.E., Bormann F.H. Biogeochemistry of a Forested Ecosystem. 2nd ed. N.Y.: Springer-Verlag, 1995. 160 p.

Lysenko S.A. Crop yield forecasting based on the satellite monitoring of carbon dynamics in terrestrial ecosystems // Issledovanie Zemli iz Kosmosa. 2019. V. 4. P. 48–59.

Mo K., Chen Q., Chen C., Zhang J., Wang L., Bao Z. Spatio-temporal variation of correlation between vegetation cover and precipitation in an arid mountain-oasis river basin in northwest China // J. Hydrology. 2019. V. 574. P. 138–147.

Nagy A., Fehér J., Tamás T. Wheat and maize yield forecasting for the Tisza river catchment using MODIS NDVI time series and reported crop statistics // Computers and Electronics in Agriculture.

Novikova L.A., Sokolova M.S. Structure and dynamics of vegetation of Kuncherskoj steppe // Izv. Penz. gos. pedagog. univ. im. V.G. Belinskogo. Natural sciences. 2008. № 10(14). P. 13–25 (In Russian).

Phillips J.D. Global and local factors in earth surface systems // Ecological Modelling. 2002. V. 149. P. 257–272.

Puzachenko Y.G., Dyakonov K.N., Aleshchenko G.M. Raznoobrazie landshafta i metody ego izmereniya // Geographiya i monitoring bioraznoobrazia. Moscow: Ecocentr MSU, 2002. P. 76–177 (In Russian).

Rouse J.W., Haas R.H., Schell J.A., Deering D.W. Monitoring vegetation systems in the Great Plains with ERTS // Proceedings of the Third ERTS Symposium, NASA SP-351 I. 1973. P. 309–317.

Shevyrnogov A.P., Chernetskiy M. Yu., Vysotskaya G.S. Interannual trend of NDVI and temperature in the South of Krasnoyrsky Kray // Issledovanie Zemli iz Kosmosa. 2012. V. 6. P. 77–87.

Telnova N.O. Revealing and mapping long-term NDVI trends for the analysis of climate change contribution to agroecosystems' productivity dynamics in the Northern Eurasian forest-steppe and steppe // Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa. 2017. V. 14. № 6. P. 97–107 (In Russian).

Terekhin E.A. Estimation of seasonal NDVI values for the detection and analysis of crop conditions // Issledovanie Zemli iz Kosmosa. 2015. V. 1. P. 23–31.

Tian F., Brandt M., Liu Y.Y., Verger A., Tagesson T., Diouf A.A., Rasmussen K., Mbow C., Wang Y., Fensholt R. Remote sensing of vegetation dynamics in drylands: Evaluating vegetation optical depth (VOD) using AVHRR NDVI and in situ green biomass data over West African Sahel // Remote Sensing of Environment. 2016. V. 177. P. 265–276.

Tong X., Brandt M., Hiernaux P., Herrmann S.M., Tian F., Prishchepov A.V., Fensholt R. Revisiting the coupling between NDVI trends and cropland changes in the Sahel drylands: A case study in western Niger // Remote Sensing of Environment. 2017. V. 191. P. 286–296.

Tucker C.J. Red and photographic infrared linear combinations for monitoring vegetation. // Remote Sensing of Environment. 1979. V. 8(2). P. 127–150.

ИССЛЕДОВАНИЕ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА, 2021, № 4, с. 72–83

МЕТОДЫ И СРЕДСТВА ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

СВЯЗЬ СЕЗОННОЙ ДИНАМИКИ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТИ И NDVI УРБАНИЗИРОВАННЫХ ТЕРРИТОРИЙ ЗАСУШЛИВОЙ ЗОНЫ (НА ПРИМЕРЕ ВОЛГОГРАДСКОЙ АГЛОМЕРАЦИИ)

© 2021 г. С. С. Шинкаренко[a, b, *], О. Ю. Кошелева[a], О. А. Гордиенко[a], А. А. Дубачева[c], Р. С. Омаров[a]

[a] *Федеральный научный центр агроэкологии, комплексных мелиораций и защитного лесоразведения РАН, Волгоград, Россия*

[b] *Институт космических исследований РАН, Москва, Россия*

[c] *Волгоградский государственный университет, Волгоград, Россия*

**E-mail: shinkarenkos@vfanc.ru*

Поступила в редакцию 19.03.2021 г.

По данным продуктов MODIS определены и сопоставлены значения температуры земной поверхности и NDVI для территории Волгоградской агломерации. По снимкам Sentinel-2 проведено ландшафтное зонирование агломерации с выделением 5 категорий земель, которые различаются соотношением площадей запечатанных поверхностей, озелененных поверхностей и водоемов, в том числе внутри границ административно-территориальных единиц. Построена карта пространственного распределения ландшафтных зон по территории Волгоградской агломерации и установлена площадь каждой категории земель. Установлены коэффициенты корреляции и их сезонное варьирование для связи дневной, ночной и среднесуточной температуры с NDVI. Выявлены особенности взаимосвязи NDVI с температурой поверхности для различных категорий земель и в пределах отдельных муниципальных образований. Анализ показал, что самая слабая связь между температурой поверхности и NDVI наблюдается в муниципальных образованиях, на территории которых преобладает богарная пашня и пустыри, а наиболее сильная – у самых озелененных площадей. Исследование показало, что если в площади преобладает застройка, то независимо от состояния растительного покрова, эффект городского острова тепла проявляется в ночное время. Для участков с преобладанием озеленения связь NDVI и температуры поверхности практически не выражена, только летом наблюдается охлаждающее действие растительности.

Ключевые слова: температура земной поверхности, MODIS, Волгоград, агломерация, городской остров тепла, подстилающая поверхность, запечатанность почв, озеленение

DOI: 10.31857/S0205961421040084

ВВЕДЕНИЕ

Сегодня мир переживает беспрецедентную волну урбанизации, которая с точки зрения ландшафта проявляется как процесс трансформации землепользования и почвенно-растительного покрова. Замена естественного ландшафта на искусственный привела к изменению поверхностного излучения, процессов теплопоглощения и теплоотдачи. Эти изменения формируют городской остров тепла (urban heat island, ГОТ), который в ряде случаев может выступать как серьезная экологическая проблема, так как приводит к ухудшению качества воздуха, увеличению загрязнения окружающей среды, образованию “острова сухости”, создает угрозу физическому здоровью и качеству жизни горожан (Горлач и др., 2017; Крицук и др., 2019).

Установлено, что величина температуры земной поверхности (Land Surface Temperature – LST) зависит от пространственных свойств подстилающей поверхности, в частности от типа землепользования, степени запечатанности поверхности и площади озеленения (Yuan, Bauer, 2007; Yang et al., 2017; Шинкаренко и др., 2020; Кошелева и др., 2021). Индикаторами наличия и плотности зеленой растительности являются вегетационные индексы, которые успешно используются для мониторинга сезонной растительной активности. Наиболее известным и часто используемым в научных исследованиях является нормализованный разностный вегетационный индекс (NDVI), определяющий фотосинтетическую активность растительного покрова по данным отражения в красном и ближнем инфракрасном участках спектра (Шевырногов и др., 2012; Статакис и др.,

2012; Шарый и др., 2020). Результаты многочисленных зарубежных исследований показывают, что существует ярко выраженная отрицательная корреляция между NDVI и температурой земной поверхности (Weng et al., 2004; Zhang X. et al., 2010; Zhang Y. et al., 2012; Adulkongkaew et al., 2020). Это дает основания сформулировать один из главных постулатов: для управления эффектом теплового острова в городах следует учитывать соотношение типов подстилающей поверхности и, в первую очередь, озелененных и неозелененных пространств. Авторы одного из исследований (Adulkongkaew et al., 2020) на примере Бангкока доказывают, что, увеличив полог древесной растительности до 20%, а площадь низового озеленения (газоны, кустарники, рисовые поля) до 40% застройки, можно значительно уменьшить LST городской территории. К сожалению, подобные показатели озеленения городов засушливых регионов России вряд ли достижимы, однако нельзя отрицать тот факт, что температура земной поверхности может быть эффективно смягчена за счет использования зеленых насаждений, общественных парков и водоемов.

Целью данного исследования является оценка взаимосвязи сезонных изменений NDVI и температуры земной поверхности для определения эффекта теплового острова на территориях, покрытых и непокрытых растительностью в условиях засушливого климата юга России.

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

Волгоградская агломерация занимает площадь около 2.3 тыс. км^2, располагаясь по обоим берегам Волгоградского водохранилища и захватывая северную часть Волго-Ахтубинской поймы. В границы агломерации, помимо самого Волгограда, входят города Волжский и Краснослободск, рабочий поселок Городище, поселки городского типа Светлый Яр и Средняя Ахтуба, а также ряд смежных административных единиц (городских и сельских поселений). В ходе классификации композитных изображений Sentinel-2 за 2018 г., проведенной в более ранних исследованиях (Гордиенко и др., 2019; Шинкаренко и др., 2020), установлено, что значительную часть (59.2%) в пределах Волгоградской агломерации занимают сельскохозяйственные угодья и пустыри. Остальная территория распределена между застройкой (14.0%), озелененными пространствами, к которым относятся пойменные леса о. Сарпинский и Волго-Ахтубинской поймы, а также искусственно созданный защитный лесной пояс на западе Волгограда (20.9%), и водными объектами (5.9%).

Климат рассматриваемой территории можно охарактеризовать как умеренно континентальный засушливый, с продолжительным и жарким летом и холодной неустойчивой зимой. Среднегодовая температура воздуха в Волгограде составляет 8.8°C (Сажин и др., 2017). Активный ветровой режим и ярко выраженный перепад в рельефе (холмистый в правобережье, равнинный – в левобережной) формируют в приземном слое атмосферы аналогию горно-долинной циркуляции, которая приводит к большему различию температур воздуха между повышенными и пониженными участками и образованию зон застоя (Омаров и др., 2020).

ДАННЫЕ И МЕТОДЫ

В качестве исходных данных для определения температуры земной поверхности послужили 8-дневные продукты MOD11A2 и MYD11A2 радиометра MODIS (спутники Terra и Aqua соответственно, соотношение использованных данных – 90 на 10%) разрешения около 0.01° (https://search.earthdata.nasa.gov). Для определения NDVI использованы 16-дневные композиты MOD13Q1 (спутник Terra) разрешения около 250 м. Выбор источников данных обусловлен высоким временным разрешением данных и практически непрерывным архивом с 2000 г. по настоящее время. Данные MODIS LST в отличие от снимков более высокого разрешения Landsat, хоть и не позволяют в полной мере выявить внутреннюю структуру ГОТ, но доступны также и на ночное время, что особенно важно для изучения эффекта ГОТ, который наиболее выражен именно ночью (Шинкаренко и др., 2020). Данные MODIS LST достаточно хорошо соотносятся с данными инструментальных измерений температуры (Константинов и др., 2015).

На первом этапе данные были сконвертированы в формат GeoTIF и перепроецированы из синусоидальной проекции в WGS 84/UTM (зона 38N) в пакетном режиме средствами утилиты MODIS Reprojection Tool. Далее был проведен анализ качества данных, и выбраны безоблачные сцены на район исследований. Выбирались снимки тех лет, для каждых из которых имеется не менее 15 ночных и дневных композитов на каждую дату и не менее 25 безоблачных суток за год. В итоге для исследования были отобраны 10 лет: 2003, 2005, 2007–2010, 2012, 2014, 2018, 2019 гг. Тепловое поле агломерации изучается нами только в теплое полугодие, с конца марта по середину ноября из-за частой и плотной облачности в остальной период и, следовательно, отсутствия качественных изображений. Среднее время пролета спутником Terra над районом исследований днем – 11 ч, а ночью – 22 ч; спутника Aqua днем – 13 ч, ночью – 1 ч по местному времени (Local solar time). Геоинформационная обработка снимков осуществлялась в программе QGIS.

Из-за того, что данные LST 8-дневные, а данные NDVI – 16-дневные, был произведен пере-

Таблица 1. Критерии выделения категорий земель в пределах Волгоградской агломерации

Категория		Типы земель	Площадь элемента в каждой категории, %		
			запечатано	озеленено	водоемы
I	Застроенные слабоозелененные	Жилая и производственная застройка	10–90	0–30	0–25
II	Застроенные озелененные	Индивидуальная жилая застройка, СНТ	10–90	30–80	0–25
III	Незастроенные слабоозелененные	Пустыри, сельскохозяйственные угодья	0–10	0–30	0–25
IV	Незастроенные озелененные	Волго-Ахтубинская пойма, крупные парки и лесопарки	0–10	30–100	0–25
V	Водные объекты и берега	Волгоградское водохранилище, р. Волга, крупные протоки	0–10	0–10	75–100

расчет LST в 16-дневные, посредством усреднения двух соседних значений. После этого были рассчитаны средние значения на каждую дату с 16-дневным интервалом (7.04.–23.04.–9.05. и т.д.) за все исследуемые годы. Затем рассчитана корреляция между температурой поверхности и NDVI по регулярной сетке, соответствующей размерам ячеек растров (пикселей) MODIS на каждую дату исследуемых лет.

Для определения категорий оцениваемых земель использован принцип ландшафтного зонирования, согласно которому возможно установление ландшафтного назначения планировочных единиц территории города посредством указания типа организации поверхности земли, характеризуемого соотношением площадей застроенных и незастроенных поверхностей, с растительным покровом и без (Колбовский, 2008). Процедура ландшафтного зонирования агломерации осуществлялась по спутниковому снимку Sentinel-2 (тайлы T38UMU и T38UMV за 11 августа 2018 г.). В качестве территориальной единицы для оценки выступила ячейка растра MODIS. В пределах каждой ячейки выделялось 5 категорий земель, различающихся соотношением площадей запечатанных поверхностей (здания, дороги, участки под асфальтобетонным покрытием, такие как площади, тротуары, автостоянки, гаражи и т.д.), озелененных поверхностей и водоемов. В результате были установлены диапазоны площадей этих трех элементов, характерные для каждой категории (табл. 1).

Водные объекты, как и запечатанные поверхности, снижают NDVI. По этой причине пятая категория не анализировалась, т.к. наличие водоемов вносит существенную неопределенность при оценке роли озеленения в формировании эффекта городского острова тепла.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Известно, что сезонный ход температуры поверхности города повторяет ход среднесуточных температур воздуха (Кошелева и др., 2021). Многочисленные исследования также показывают, что существует сильная линейная зависимость между LST и долей непроницаемой поверхности и менее сильная и отрицательная связь между LST и долей растительности, выражаемой посредством нормализованного разностного вегетационного индекса NDVI (Yuan, Bauer, 2007).

В табл. 2 представлены результаты подсчета площади каждой категории. В целом, анализ показывает, что озеленение Волгоградской агломерации в среднем составляет до 30%, следовательно, в структуре земель преобладают “слабоозелененные” категории (68% территории агломерации). Среди всех категорий наибольшую площадь занимает III – богарная пашня и пустыри.

Распределение территории Волгоградской городской агломерации и сопредельных территорий по пяти ландшафтным категориям земель по степени озеленения и запечатанности показано на рис. 1.

Для всех пикселей MODIS LST характерна высокая положительная значимая связь дневной температуры с NDVI в период 7–23 апреля (r = 0.71–0.75, $\alpha < 0.001$), далее коэффициент корреляции постепенно снижается. После 10 июня связь между NDVI и дневной LST отсутствует, только в октябре опять появляется умеренная положительная связь. Одновременно со снижением взаимосвязи дневной температуры поверхности растет отрицательная связь NDVI и ночной LST, достигая значений $r = -0.7$ ($\alpha < 0.001$). Среднесуточная температура поверхности характеризуется умеренной положительной связью с NDVI весной с 7 апреля по 9 мая ($r = 0.6$–0.7, $\alpha < 0.001$) и умерен-

Таблица 2. Категории ландшафтного зонирования территории Волгоградской агломерации

Категория		Площадь категории	
		га	%
I	Застроенные слабоозелененные	74890	33.2
II	Застроенные озелененные	12226	5.4
III	Незастроенные слабоозелененные	78608	34.8
IV	Незастроенные озелененные	50991	22.6
V	Водные объекты и берега	9056	4.0
ИТОГО:		225771	100.0

ной положительной связью в октябре ($r = -0.7–0.6$, $\alpha < 0.001$). В остальное время связь слабая, а в период максимального прогрева в конце июля–начале августа отсутствует.

При этом для разных типов земного покрова динамика NDVI существенно отличается. Для естественных зональных сообществ характерно два пика вегетации – весной и осенью с существенным снижением в середине лета в связи с особенностями фенологического развития (Шинкаренко, Барталев, 2020). У интразональных ландшафтов речных пойм, балок, орошаемых земель, городских насаждений и газонов один максимум, который приходится на летний период. Поэтому при анализе связей NDVI и LST важно учитывать структуру земного покрова территории. Оценка связи NDVI с температурой поверхности для различных категорий земель дает следующую картину (рис. 2).

Первая категория. Весной наблюдается очень слабая значимая прямая связь для дневных температур и такая же обратная связь для ночных. Здесь большую роль играет застройка, так как площадь озеленения небольшая, до 30%. Наблюдается увеличение весной дневной температуры на фоне роста NDVI и постепенного прогрева зданий и бетона, который требует времени. И, кроме того, в начале вегетации NDVI растет, как и температуры воздуха и земной поверхности. В данном случае рост LST и NDVI вызван именно ростом температур воздуха, поэтому это процессы одного направления. Очень характерно, что летом наблюдается заметная отрицательная связь между NDVI и LST днем, а ночью связь вообще отсутствует. Отсюда можно сделать вывод: если большую часть площади занимает застройка, то состояние зеленых насаждений не определяет ночную температуру воздуха. Именно доля запечатанной поверхности в период максимального прогрева в большей мере определяет проявление эффекта городского острова тепла в ночное время, что согласуется с полученными ранее результатами (Шинкаренко и др., 2020). В дневное же время зеленая растительность оказывает охлаждающее действие, которое характеризуется умеренной отрицательной связью NDVI и LST. В конце лета и начале осени отмечена слабая отрицательная связь NDVI и дневных температур, которая сходит на нет к середине октября, когда растительность заканчивает вегетацию.

Вторая категория. Здесь уже отмечается высокая положительная связь дневной температуры и NDVI. Объясняется это тем, что на землях данной категории больше доля зеленой растительности, поэтому и наблюдается более существенный рост NDVI в начале вегетационного сезона на фоне роста температур воздуха и поверхности. Все это вызвано исключительно погодными условиями, и напрямую NDVI и LST весной между собой не связаны. Для данной категории характерно отсутствие связи между NDVI и LST днем и наличие заметной отрицательной связи в ночное время летом и осенью. При значительной доле площади озеленения состояние насаждений снижает проявление эффекта городского острова тепла в ночное время даже при большой доле запечатанных поверхностей.

Третья категория. На пустырях и богарной пашне покров представлен в основном однолетней растительностью либо зональными сообществами. Из-за того, что растительность еще не набрала достаточную массу в начале вегетационного сезона, дневная температура весной практически не связана с NDVI. А вот летом у дневных температур высокая отрицательная связь с NDVI: чем больше зеленой растительности, тем ниже темпе-

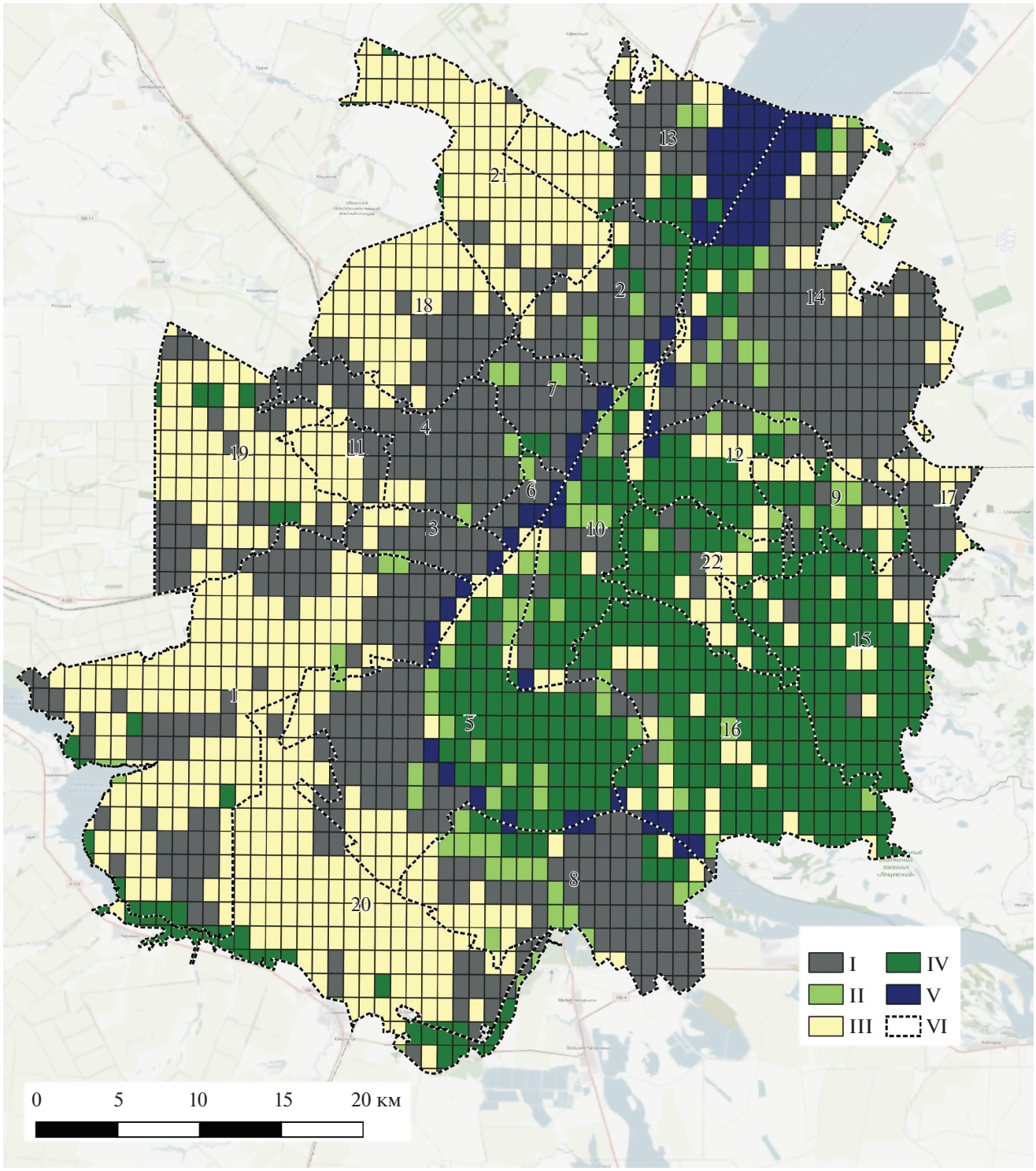


Рис. 1. Распределение исследуемой территории по категориям озеленения и запечатанности (I–V – категории, VI – границы муниципальных образований и административных районов), номера 1–22 – номера районов Волгограда и муниципальных образований (см. в табл. 3).

ратура. Растительность за счет притенения и транспирации оказывает охлаждающее действие. В то же время здесь может сказываться разнонаправленная динамика NDVI и температуры воздуха: из-за фенологических особенностей происходит снижение зеленой фитомассы растительности, в то время как температура воздуха остается высокой (Шинкаренко, Барталев, 2020).

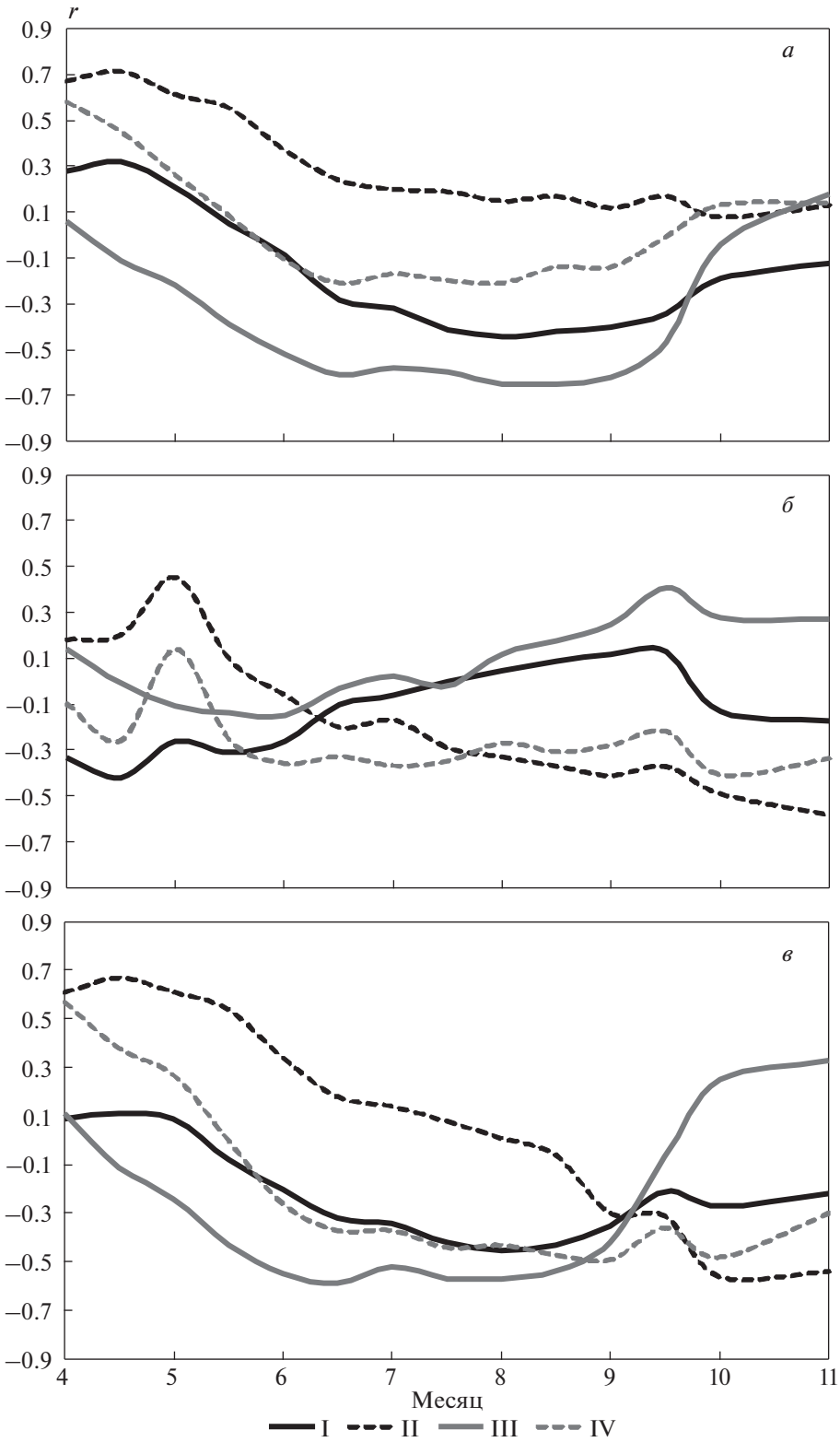


Рис. 2. Связь NDVI с температурой поверхности для различных категорий земель (I–IV) Волгоградской агломерации (*а* – дневная, *б* – ночная, *в* – среднесуточная температура).

Таблица 3. Структура земель в муниципальных образованиях и административных районах Волгоградской агломерации (по данным Sentinel-2)

№	Название/Категория	Доля, %			
		вода	застройка	озеленение	пашня и пустыри
1	Советский район/I	0.7	13.5	7.6	78.2
2	Тракторозаводский район/I	6.6	24.2	19.6	49.6
3	Ворошиловский район/I	5.2	33.0	14.7	47.1
4	Дзержинский район/I	0.1	37.4	9.5	53.0
5	Кировский район/II	9.0	12.9	39.1	39.0
6	Центральный район/I	18.5	45.2	13.0	23.3
7	Краснооктябрьский район/I	6.0	39.4	17.7	36.9
8	Красноармейский район/I	8.6	26.6	18.4	46.4
9	Ахтубинское сельское поселение/II	1.0	10.6	39.3	49.1
10	г. Краснослободск/II	13.0	10.5	41.5	35.0
11	Царицынское сельское поселение/III	0.1	9.0	5.9	85.0
12	Кировское сельское поселение (Среднеахтубинский р-н)/IV	3.2	7.8	37.0	52.0
13	Ерзовское сельское поселение/III	25.2	9.1	11.2	54.5
14	г. Волжский/I	18.2	23.9	13.0	44.9
15	Куйбышевское сельское поселение/IV	0.1	5.2	44.1	50.6
16	Клетское сельское поселение/IV	4.3	4.4	46.9	44.3
17	рабочий поселок Средняя Ахтуба/III	0.5	19.4	7.3	72.8
18	Городищенское сельское поселение/III	0.1	10.3	5.6	84.0
19	Краснопахаревское сельское поселение/III	0.1	7.3	5.8	86.8
20	Кировское сельское поселение (Светлоярский район)/III	1.0	6.0	11.3	81.7
21	Орловское сельское поселение/III	0.1	4.8	5.2	89.9
22	Фрунзенское сельское поселение/IV	0.1	5.2	39.9	54.8

Для ночных температур влияния нет, так как пустыри быстро остывают в вечернее время (Шинкаренко и др., 2020).

Четвертая категория включает в себя естественные и искусственные лесные массивы, орошение, газоны и травянистую растительность в лучших условиях увлажнения – пойменные луга, балки и т.п. Городской остров тепла на этой категории земель практически не выражен. Здесь связь температуры поверхности и NDVI достаточно слабая. Наблюдается небольшое охлаждающее воздействие растительности летними ночами. Весной NDVI и LST увеличиваются одновременно на фоне роста температуры поверхности, с этим связана и заметная положительная связь этих показателей.

Для оценки связи температуры поверхности и NDVI в разрезе административно-территориального деления предварительно выявлено соотношение различных типов земель в каждом муниципальном образовании и административном районе г. Волгограда (табл. 3).

В пользу связи температуры поверхности и NDVI, выраженной через связь NDVI и температуры воздуха, говорит анализ средневзвешенных значений NDVI и температуры поверхности по границам муниципальных образований. Самая слабая связь между этими показателями наблюдается в муниципальных образованиях, на территории которых преобладает богарная пашня и пустыри, а наиболее сильная – у самых озелененных площадей (рис. 3).

Таким образом, на богарной пашне и пустырях связь слабее – при росте температуры воздуха растительность в конце концов высыхает, соответственно NDVI снижается на фоне роста температуры летом. В то же время в зональных экосистемах весной происходит одновременный рост температуры и NDVI, а к осени происходит снижение обоих показателей.

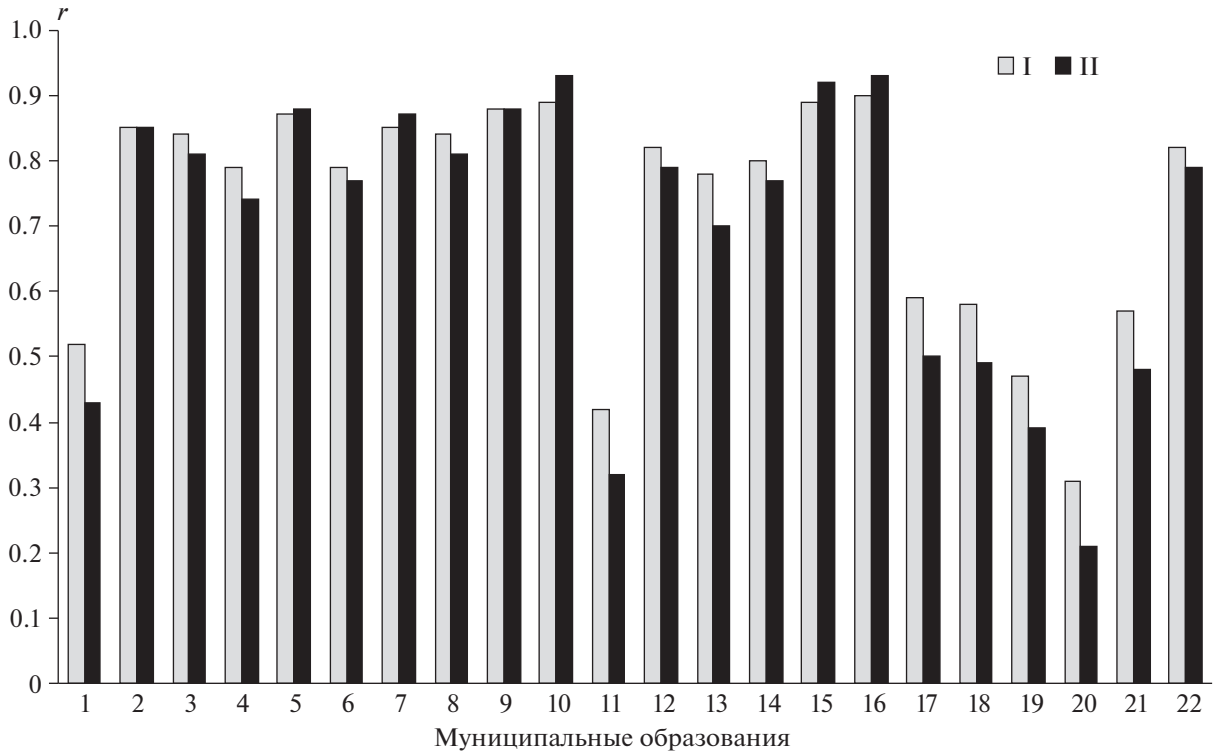


Рис. 3. Связь NDVI и температур поверхности для муниципальных образований и административных районов агломерации (I – дневная, II – ночная температура).

В качестве примера на рис. 4 представлен сезонный ход температуры поверхности и NDVI для Кировского (Светлоярский район) и Клетского сельсоветов. Кировское сельское поселение расположено в правобережье Волги, на западном склоне Волго-Донского водораздела, в то время как Клетское сельское поселение территориально относится к Волго-Ахтубинской пойме и выделяется самой высокой лесистостью среди всех муниципальных образований (46.9%).

На территории Кировского сельского поселения преобладают богарная пашня и пустыри с зональной растительностью (81.7%), поэтому кривая NDVI имеет весенний пик, так как и у озимых культур, и у зональных фитоценозов максимум вегетации приходится на весну, когда в почве достаточно влаги. В это время NDVI растет, как и температуры поверхности и воздуха. Причем к росту NDVI приводит рост температуры воздуха. К середине лета вегетация заканчивается, растительность высыхает и, следовательно, NDVI закономерно снижается, в то время как LST достигает максимальных значений.

В Клетском сельском поселении, то есть в условиях Волго-Ахтубинской поймы, все несколько иначе: из-за лучших условий увлажнения, в том числе и доступности грунтовых вод, вегетация продолжается в течение всего сезона, поэтому кривая NDVI имеет выраженное двухступенчатое плато с первым периодом с начала мая по середину июля, когда наблюдаются максимальные значения температуры воздуха (свыше 35°C) и продуктивности растительности, и со вторым, с середины июля до середины октября, когда температура воздуха превышает 25°C, а NDVI держится на уровне 0.4.

Разница температур поверхности в наиболее контрастных условиях двух указанных выше муниципальных образований в период максимального прогрева составляет около 5°C днем и практически не выражена ночью. В то же время разница ночных LST Клетского сельского поселения и наиболее застроенного в агломерации Центрального района Волгограда составляет около 5°C в ночное время и не выражена в дневное время.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Около 70% территории Волгоградской агломерации и окрестностей слабо озеленены, большая часть площади представлена пустырями, застройкой и богарной пашней. Наибольшие массивы лесов и лугов территориально приурочены к Волго-Ахтубинской пойме и балкам. Сезонная динамика температуры поверхности связана с типом растительного покрова, долей его площади и

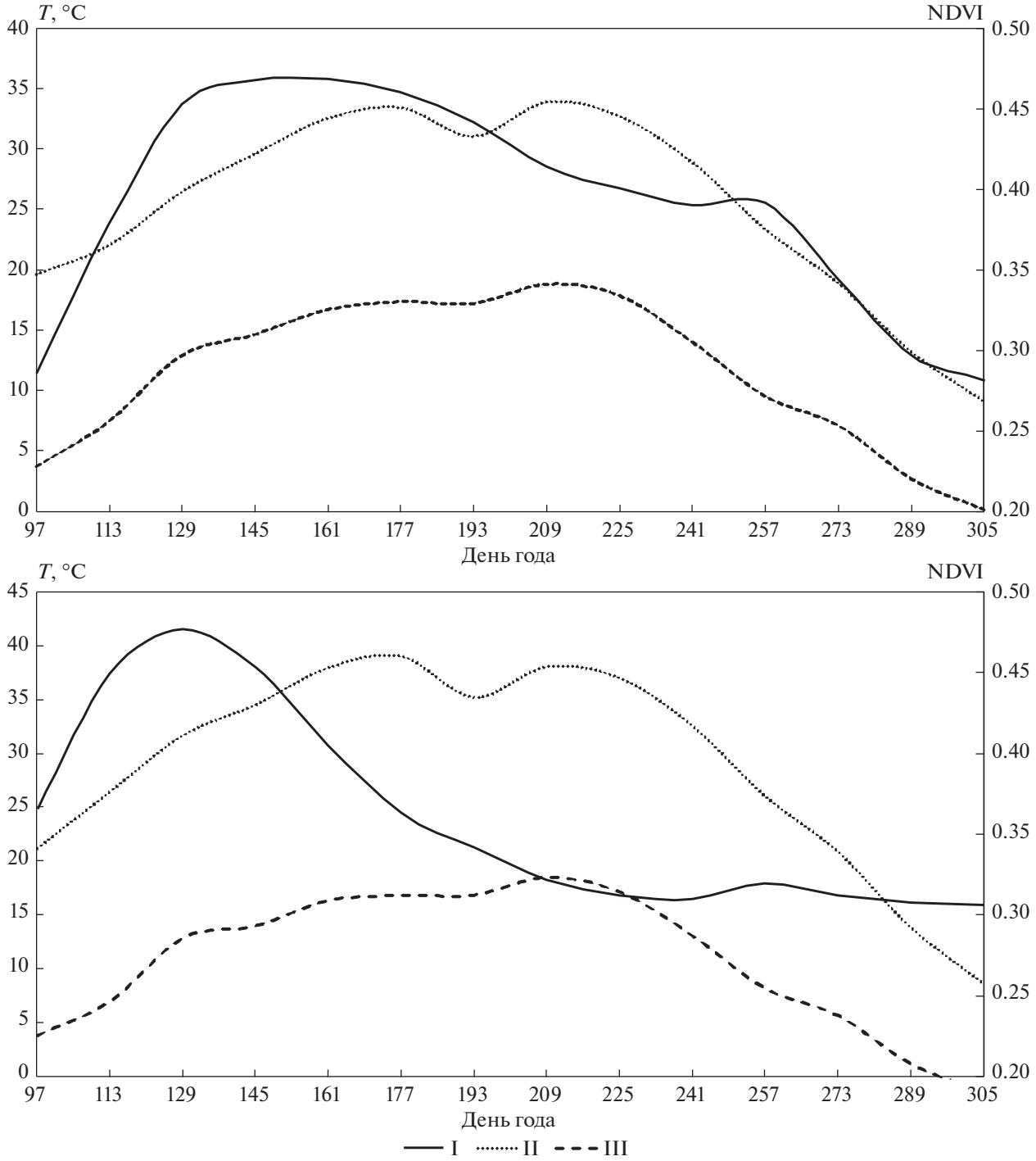


Рис. 4. Сезонная динамика NDVI и температуры поверхности Клетского сельского поселения (вверху) и Кировского сельского поселения Светлоярского района (внизу) I – NDVI, II – дневная температура, III – ночная температура.

состоянием. Весной отмечена значимая положительная связь NDVI, дневной и среднесуточной температуры поверхности, вызванная однонаправленным процессом роста зеленой массы в начале вегетационного сезона и прогрева поверхности. В летнее время наблюдается значимая отрицательная связь между NDVI и температурой в ночное время, в то время как отсутствует связь с дневными и среднесуточными температурами. Осенью усиливается отрицательная связь между среднесуточными и ночными температурами и NDVI.

Реакция температуры поверхности на изменения состояния растительного покрова, выраженного через NDVI, существенно зависит от соотношения типов земного покрова. Если в площади преобладает застройка, то независимо от состояния растительного покрова, эффект городского острова тепла наиболее явно проявляется в ночное время. Насаждения способствуют охлаждению в дневное время. При сопоставимом соотношении запечатанных поверхностей и озеленения, наоборот, отсутствует связь между NDVI и дневной температурой, и наблюдается отрицательная связь в ночное время. Для пустырей и богарной пашни характерна отрицательная связь между NDVI и температурой поверхности летом, что свидетельствует об охлаждающей роли растительности. Для площадей с преобладанием озеленения связь NDVI и LST практически не выражена, только летом наблюдается охлаждающее действие растительности.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ и Администрации Волгоградской области в рамках проекта № 19-45-343001 “Пространственно-временные особенности теплового поля урбанизированных территорий засушливой зоны по данным спутниковой съемки” с использованием инфраструктуры Центра коллективного пользования “ИКИ-Мониторинг” (Лупян и др., 2015) и возможностей информационного сервиса Вега (Барталев и др., 2012).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Барталев С.А., Ершов Д.В., Лупян Е.А., Толпин В.А. Возможности использования спутникового сервиса ВЕГА для решения различных задач мониторинга наземных экосистем // Соврем. пробл. дистанц. зондир. Земли из космоса. 2012. Т. 9. № 1. С. 49–56.

Гордиенко О.А., Манаенков И.В., Холоденко А.В., Иванцова Е.А. Картографирование и оценка степени запечатанности почв города Волгограда // Почвоведение. 2019. № 11. Т. 52. С. 1383–1392.

Горлач И.А., Кислов А.В., Алексеева Л.И. Опыт исследования вертикальной структуры городского острова тепла на основе спутниковых данных // Исслед. Земли из космоса. 2015. № 2. С. 37–46.

Колбовский Е.Ю. Ландшафтное планирование. М.: Изд. центр “Академия”, 2008. 336 с.

Константинов П.И., Грищенко М.Ю., Варенцов М.И. Картографирование островов тепла городов Заполярья по совмещенным данным полевых измерений и космических снимков на примере г. Апатиты (Мурманская область) // Исслед. Земли из космоса. 2015. № 2. С. 27–33.

Кошелева О.Ю., Шинкаренко С.С., Гордиенко О.А., Дубачева А.А., Омаров Р.С. Суточная и сезонная динамика температуры поверхности города Волгограда // Вестник ВГУ. Серия: География. Геоэкология. 2021. № 1. С. 14–24.

Крицук С.Г., Горный В.И., Латыпов И.Ш., Павловский А.А., Тронин А.А. Спутниковое картирование риска перегрева поверхности городской среды (на примере Санкт-Петербурга) // Соврем. пробл. дистанц. зондир. Земли из космоса. 2019. Т. 16. № 5. С. 34–44.

Лупян Е.А., Прошин А.А., Бурцев М.А., Балашов И.В., Барталев С.А., Ефремов В.Ю., Кашницкий А.В., Мазуров А.А., Матвеев А.М., Суднева О.А., Сычугов И.Г., Толпин В.А., Уваров И.А. Центр коллективного пользования системами архивации, обработки и анализа спутниковых данных ИКИ РАН для решения задач изучения и мониторинга окружающей среды // Соврем. пробл. дистанц. зондир. Земли из космоса. 2015. Т. 12. № 5. С. 263–284.

Омаров Р.С., Шинкаренко С.С., Кошелева О.Ю. Геоморфологические особенности территории Волгограда как базовые характеристики, влияющие на “городской остров тепла” // Изв. Нижневолжского агроуниверситетского комплекса: наука и высшее профессиональное образование. 2020. № 1(57). С. 147–158.

Сажин А.Н., Кулик К.Н., Васильев Ю.И. Погода и климат Волгоградской области. Волгоград: ФНЦ агроэкологии РАН, 2017. 334 с.

Статакис Д., Перакис К., Савин И.Ю. Дешифрирование урбанизированных территорий по спутниковым данным LANDSAT // Исслед. Земли из космоса. 2012. № 5. С. 22–28.

Шарый П.А., Шарая Л.С., Сидякина Л.В. Связь NDVI лесов и характеристик климата Волжского бассейна // Соврем. пробл. дистанц. зондир. Земли из космоса. 2020. Т. 17. № 4. С. 154–163.

Шевырногов А.П., Чернецкий М.Ю., Высоцкая Г.С. Многолетние тренды NDVI и температуры на юге Красноярского края // Исслед. Земли из космоса. 2012. № 6. С. 77–87.

Шинкаренко С.С., Барталев С.А. Сезонная динамика NDVI пастбищных ландшафтов Северного Прикаспия по данным MODIS // Соврем. пробл. дистанц. зондир. Земли из космоса. 2020. Т. 17. № 4. С. 179–194.

Шинкаренко С.С., Кошелева О.Ю., Гордиенко О.А., Дубачева А.А., Омаров Р.С. Анализ влияния запечатанности почвенного покрова и озеленения на поле температур Волгоградской агломерации по данным MODIS // Соврем. пробл. дистанц. зондир. Земли из космоса. 2020. Т. 17. № 5. С. 125–141.

Adulkongkaew T., Satapanajaru T., Charoenhirunyingyos S., Singhirunnusorn W. Effect of land cover composition and building configuration on land surface temperature in an urban-sprawl city, case study in Bangkok Metropolitan Area, Thailand // Heliyon. 2020. V. 6. P. 1–13.

Weng Q., Lu D., Schubring J. Estimation of land surface temperature–vegetation abundance relationship for urban heat island studies // Remote Sensing of Environment. 2004. V. 89. P. 467–483.

Yang Ch., He X., Yan F., Yu L., Bu K., Yang J., Chang L., Zhang Sh. Mapping the influence of land use/land cover changes on the urban heat island effect – a case study of Changchun, China // Sustainability. 2017. V. 9(312). P. 1–17.

Yuan F., Bauer M.E. Comparison of impervious surface area and normalized difference vegetation index as indicators of surface urban heat island effects in Landsat imagery // Remote Sensing of Environment. 2007. V. 106. P. 375–386.

Zhang X.X., Wu P.F., Chen B. Relationship between vegetation greenness and urban heat island effect in Beijing City of China // Procedia Environmental Sciences. 2010. V. 2. P. 1438–1450.

Zhang Y., Yiyun Ch., Qing D., Jiang P. Study on urban heat island effect based on normalized difference vegetated index: a case study of Wuhan City // Procedia Environmental Sciences. 2012. V. 13. P. 574–581.

Relationship of Seasonal Dynamics of Surface Temperature and NDVI of Urbanized Territories of Arid Zone (on the Example of the Volgograd Agglomeration)

S. S. Shinkarenko[1, 2, 3], O. Yu. Kosheleva[1], O. A. Gordienko[1, 3], A. A. Dubacheva[3], and R. S. Omarov[1, 3]

[1]*Federal Scientific Center of Agroecology, Complex Meliorations and Agroforestry RAS, Volgograd, Russia*

[2]*Space Research Institute RAS, Moscow, Russia*

[3]*Volgograd State University, Volgograd, Russia*

The values of the Earth's surface temperature and NDVI for the territory of the Volgograd agglomeration have been determined and compared according to the data of MODIS products. Based on Sentinel-2 images, landscape zoning of the agglomeration has been carried out with allocation of 5 categories of land, which differ in the ratio of the areas of sealed surfaces, green surfaces and reservoirs, including those within the boundaries of administrative and territorial units. We have built a map of landscape zones spatial distribution over the territory of the Volgograd agglomeration and established the area of each category of land. The correlation coefficients and their seasonal variation for the interdependence between daytime, nighttime, and daily mean temperatures with NDVI have been established. The features of interdependence between NDVI and surface temperature for various categories of land and within individual municipalities have been revealed. The analysis results show that the weakest interdependence between surface temperature and NDVI is observed in municipalities, where dry arable land and wastelands prevail, and the strongest one is peculiar of the most green areas. The study shows that if the area is dominated by buildings, then regardless of the state of vegetation cover, the effect of the urban heat island manifests itself at night. For areas with a predominance of green landscaping, the relationship between NDVI and surface temperature is practically not pronounced; only in summer, a cooling effect of vegetation is observed.

Keywords: land surface temperature (LST), MODIS, Volgograd, agglomeration, urban heat island, underlying surface, soil sealing, landscaping

REFERENCES

Bartalev S.A., Ershov D.V., Lupjan E.A., Tolpin V.A. Vozmozhnosti ispol'zovaniya sputnikovogo servisa VEGA dlya resheniya razlichnyh zadach monitoringa nazemnyh ekosistem [Possibilities of satellite service VRGA using for different tasks of land ecosystems monitoring] // Sovremennye problemy distancionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa. 2012. V. 9. № 1. P. 49–56 (In Russian).

Gordienko O.A., Manaenkov I.V., Holodenko A.V., Ivancova E.A. Kartografirovanie i ocenka stepeni zapechatannosti pochv goroda Volgograda [Mapping of soils and assessment of sealed areas in the city of Volgograd] // Pochvovedenie. 2019. V. 52. № 11. P. 1383–1392 (In Russian).

Gorlach I.A., Kislov A.V., Alekseeva L.I. Opyt issledovaniya vertikal'noy struktury gorodskogo ostrova tepla na osnove sputnikovyh dannyh [Experience of learning of the vertical structure of urban heat island based on the satellite data] // Issledovanie Zemli iz kosmosa. 2015. № 2. P. 37–46 (In Russian). DOI: 10.7868/S0205961417040042

Kolbovskij E.Ju. Landshaftnoe planirovanie. Moscow: Izd. centr "Akademija", 2008. 336 p. (In Russian).

Konstantinov P.I., Grishhenko M.Ju., Varencov M.I. Kartografirovanie ostrovov tepla gorodov Zapoljar'ja po sovmeshhennym dannym polevyh izmereniy i kosmicheskih snimkov na primere g. Apatity (Murmanskaja oblast') [Mapping of arctic cities urban heat island based on the composition of field meteorological measurements and satellite-derived imagery (example of Apatity, Kola peninsula)] // Issledovanie Zemli iz kosmosa. 2015. № 2. P. 27–33 (In Russian). DOI: 10.7868/S0205961415030069

Kosheleva O.Ju., Shinkarenko S.S., Gordienko O.A., Dubacheva A.A., Omarov R.S. Sutochnaja i sezonnaja dinamika temperatury poverhnosti goroda Volgograda [Daily and seasonal temperature dynamics surfaces of Volgograd city] // Vestnik VGU. Seriya: Geografiya. Geojekologiya. 2021. № 1. P. 14–24 (In Russian). DOI: 10.17308/geo.2021.1/3252

Kricuk S.G., Gornyj V.I., Latypov I.Sh., Pavlovskij A.A., Tronin A.A. Sputnikovoe kartirovanie riska peregreva poverhnosti gorodskoj sredy (na primere Sankt-Peterburga) [Satellite risk mapping of urban surface overheating (by the example of Saint Petersburg] // Sovremennye problemy distancionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa. 2019. V. 16. № 5. P. 34–44 (In Russian).

Lupjan E.A., Proshin A.A., Burcev M.A., Balashov I.V., Bartalev S.A., Efremov V.Ju., Kashnickij A.V., Mazurov A.A., Matveev A.M., Sudneva O.A., Sychugov I.G., Tolpin V.A., Uvarov I.A. Centr kollektivnogo pol'zovanija sistemami arhivacii, obrabotki i analiza sputnikovyh dannyh IKI RAN dlya resheniya zadach izucheniya i monitoringa okruzhajuschej sredy [IKI center for collective use of satellite data archiving, processing and analysis systems aimed at solving the problems of environmental study and monitoring] // Sovremennye problemy distancionnogo zondirovaniya

Zemli iz kosmosa. 2015. V. 12. № 5. P. 263–284 (In Russian).

Omarov R.S., Shinkarenko S.S., Kosheleva O.Ju. Geomorfologicheskie osobennosti territorii Volgograda kak bazovye harakteristiki, vlijajushhie na "gorodskoj ostrov tepla" [Geomorphological features of the territory of Volgograd as basic characteristics that affect the city's heat island] // Izvestija Nizhnevolzhskogo agrouniversitetskogo kompleksa: nauka i vysshee professional'noe obrazovanie. 2020. № 1(57). P. 147–158 (In Russian).

Sazhin A.N., Kulik K.N., Vasil'ev Ju.I. Pogoda i klimat Volgogradskoy oblasti. Volgograd: FNC agrojekologii RAN. 2017. 334 p (In Russian).

Statakis D., Perakis K., Savin I Ju. Deshifrirovanie urbanizirovannyh territorij po sputnikovym dannym LANDSAT [Masking of urban areas based on Landsat data] // Issledovanie Zemli iz kosmosa. 2012. № 5. P. 22–28 (In Russian).

Sharyy P.A., Sharaya L.S., Sidjakina L.V. Svyaz' NDVI lesov i harakteristik klimata Volzhskogo bassejna [The relation of forest NDVI to climate in Volga basin] // Sovremennye problemy distancionnogo zondirovanija Zemli iz kosmosa. 2020. V. 17. № 4. P. 154–163 (In Russian).

Shevyrnogov A.P., Cherneckij M.Ju., Vysockaja G.S. Mnogoletnie trendy NDVI i temperatury na juge Krasnojarskogo kraja [Interannual trend of NDVI and temperature in the south of Krasnoyrsky kray] // Issledovanie Zemli iz kosmosa. 2012. № 6. P. 77–87 (In Russian).

Shinkarenko S.S., Bartalev S.A. Sezonnaja dinamika NDVI pastbishhnyh landshaftov Severnogo Prikaspija po dannym MODIS [NDVI seasonal dynamics of the North Caspian pasture landscapes from MODIS data] // Sovremennye problemy distancionnogo zondirovanija Zemli iz kosmosa. 2020. V. 17. № 4. P. 179–194 (In Russian).

Shinkarenko S.S., Kosheleva O.Ju., Gordienko O.A., Dubacheva A.A., Omarov R.S. Analiz vlijanija zapechatannosti pochvennogo pokrova i ozelenenija na pole temperatur Volgogradskoj aglomeracii po dannym MODIS [Analysis of the effect of soil sealing and landscaping on the thermal field of the Volgograd agglomeration from MODIS data] // Sovremennye problemy distancionnogo zondirovanija Zemli iz kosmosa. 2020. V. 17. № 5. P. 125–141 (In Russian).

Adulkongkaew T., Satapanajaru T., Charoenhirunyingyos S., Singhirunnusorn W. Effect of land cover composition and building configuration on land surface temperature in an urban-sprawl city, case study in Bangkok Metropolitan Area, Thailand // Heliyon. 2020. V. 6. P. 1–13. DOI: 10.1016/j.heliyon.2020.e04485

Weng Q., Lu D., Schubring J. Estimation of land surface temperature–vegetation abundance relationship for urban heat island studies // Remote Sensing of Environment. 2004. V. 89. P. 467–483. DOI: 10.1016/j.rse.2003.11.005

Yang Ch., He X., Yan F., Yu L., Bu K., Yang J., Chang L., Zhang Sh. Mapping the influence of land use/land cover changes on the urban heat island effect – a case study of Changchun, China // Sustainability. 2017. V. 9 (312). P. 1–17. DOI: 10.3390/su9020312

Yuan F., Bauer M.E. Comparison of impervious surface area and normalized difference vegetation index as indicators of surface urban heat island effects in Landsat imagery // Remote Sensing of Environment. 2007. V. 106. P. 375–386. DOI: 10.1016/j.rse.2006.09.003

Zhang X.X., Wu P.F., Chen B. Relationship between vegetation greenness and urban heat island effect in Beijing City of China // Procedia Environmental Sciences. 2010. V. 2. P. 1438–1450. DOI: 10.1016/j.proenv.2010.10.157

Zhang Y., Yiyun Ch., Qing D., Jiang P. Study on urban heat island effect based on normalized difference vegetated index: a case study of Wuhan City // Procedia Environmental Sciences. 2012. V. 13. P. 574–581. DOI: 10.1016/j.proenv.2012.01.048

ИССЛЕДОВАНИЕ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА, 2021, № 4, с. 84–96

МЕТОДЫ И СРЕДСТВА ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ ОЦЕНКА ЛЕСИСТОСТИ ОВРАЖНО-БАЛОЧНЫХ СИСТЕМ СРЕДНЕРУССКОЙ ЛЕСОСТЕПИ С ПРИМЕНЕНИЕМ СПЕКТРАЛЬНО-ОТРАЖАТЕЛЬНЫХ ПРИЗНАКОВ

© 2021 г. Э. А. Терехин*

Белгородский государственный национальный исследовательский университет,
Федерально-региональный центр аэрокосмического и наземного мониторинга объектов и природных ресурсов,
Белгород, Россия
**E-mail: terekhin@bsu.edu.ru*

Поступила в редакцию 09.02.2021 г.

В статье представлены результаты оценки влияния лесистости овражно-балочных систем Среднерусской лесостепи на их спектрально-отражательные характеристики. Исследование выполнено на территории лесостепной зоны Центрального Черноземья. Установлено, что коэффициенты спектральной яркости SWIR-диапазона тесно коррелируют с долей древесной растительности, присутствующей в балках. Повышение лесистости сопровождается снижением коэффициентов спектральной яркости в SWIR-области. Для оценки лесистости на основе спектрально-отражательных признаков этого диапазона может быть использована логистическая зависимость. С использованием отражательных признаков, измеренных по спутниковым данным Landsat, выполнена оценка лесистости овражно-балочных систем Среднерусской лесостепи в середине 1980-х, начале 2000-х и конце 2010-х гг. Установлена тенденция к повышению лесистости оврагов и балок в последние десятилетия на основной части региона. С середины 1980-х гг. по 2018 г. лесистость овражно-балочных систем выросла с 16 до 45%. В исследуемый период отмечено увеличение внутрирегиональных различий в лесистости балок. В настоящее время этот показатель более существенно варьирует в пределах региона, чем в середине 1980-х гг.

Ключевые слова: овражно-балочные системы, лесистость, Среднерусская лесостепь, данные дистанционного зондирования, спектрально-отражательные признаки, Landsat

DOI: 10.31857/S0205961421040060

ВВЕДЕНИЕ

Овражно-балочные системы – характерный компонент ландшафтов Среднерусской лесостепи в пределах Центрального Черноземья (Мильков и др., 1978; Нечетова, Нарожняя, 2010). Системы оврагов и балок выступают одним из немногих элементов естественных ландшафтов, на основе которых возможно изучение региональных тенденций в развитии растительного покрова. Обусловлено это антропогенной преобразованностью основной части региона и интенсивным аграрным использованием его территории. Изменения растительного покрова овражно-балочных систем (ОБС), в первую очередь касающиеся величины их покрытия древесной растительностью, могут выступать индикатором современных тенденций развития естественной растительности.

Лесистость Центрального Черноземья (ЦЧР) в начале XX в. составляла около 8.7% (Бугаев и др., 2006). В последние десятилетия на юге Среднерусской возвышенности (территория Белгородской области) зафиксирован ее рост, происходящий преимущественно за счет овражно-балочной сети (Терехин, Чендев, 2018). Овражно-балочные системы, в условиях высокой антропогенной нагрузки на большинство ландшафтов региона, выступают одним из их немногих элементов, на которых возможно естественное увеличение лесистости (Chendev et al., 2016). Ее показатели могут обуславливать микроклиматические (Ольчев и др., 2017; Bonan, 2008; Gao, 2012) и гидрологические условия (Онучин и др., 2017), изменять ландшафтный облик. Вследствие этого определяется актуальность исследования современной и ретроспективной оценки лесистости овражно-балочных систем лесостепной зоны Центрального Черноземья. Изучение современных тенденций в развитии растительного покрова овражно-балочных систем актуально также в связи с происходящими климатическими изменениями в регионе (Лебедева, Крымская, 2008; Новикова и др., 2017), которые могут выступать одной из причин динамики естественной растительности.

Современная и архивная спутниковая информация выступает одним из наиболее эффективных источников для пространственно-временного анализа покрытых лесом земель (Письман и др., 2018; Козодеров и др., 2018; Кашницкий и др., 2019; Терехин, 2020). Применение спутниковых данных позволяет проводить ретроспективные оценки лесного покрова (Kim et al., 2014; Беляева, Попов, 2016) и может быть использовано для оценки особенностей формирования лесной растительности (Жирин и др., 2004; Архипова, 2017; Данилова и др., 2017).

Динамика лесистости может приводить к изменениям спектрально-отражательных признаков территории (Марчуков, 2010; Potapov et al., 2011; Терехин, Чендев, 2018). Их количественный анализ может быть, в свою очередь, использован для исследования растительного покрова систем оврагов и балок, пространственно-временного анализа доли древесной растительности, присутствующей в них.

Для оценки изменений в лесопокрытых землях наиболее часто применяются подходы, основанные на алгоритмах машинного обучения, классификации спектральных признаков (Huang et al., 2002; Zhang et al., 2014: Potapov et al., 2015; Ховратович и др., 2019). Их использование позволяет картографировать изменения в лесах на разных территориальных уровнях. В то же время исследование особенностей формирования лесных сообществ на безлесных пространствах, как сукцессионного процесса, требует оценки влияния изменений в растительности на их спектрально-отражательные признаки. Обусловлено это тем, что процессы лесообразования могут по-разному оказывать влияние на отражательные характеристики в разных участках спектра.

Проблема анализа изменений спектрально-отражательных характеристик овражно-балочных систем, обусловленных формированием в них ассоциаций древесной растительности, в настоящее время во многом остается открытой. Овражно-балочные системы, как типичный элемент ландшафтов, не имеют повсеместного распространения. Наиболее широко они представлены в некоторых регионах, к которым относится и Среднерусская лесостепь (Дроздов, 1991). Исследование спектрального отклика овражно-балочных систем в связи с этим приобретает актуальность, т.к. может позволить на новом уровне подойти к изучению изменений их растительного покрова.

Цель исследования состояла в количественном анализе спектрального отклика овражно-балочных систем, влияния на него доли древесной растительности, присутствующей в балках, и изучении региональных тенденций в динамике лесистости ОБС Центрального Черноземья в последние десятилетия.

Достижение поставленной цели предусматривало решение следующих задач:

– оценка информативности спектрально-отражательных признаков для анализа лесистости овражно-балочных систем;

– количественная оценка связи между лесистостью ОБС и спектральными характеристиками, наиболее тесно коррелирующими с ней;

– пространственно-временной анализ лесистости овражно-балочных систем на территории лесостепи Центрального Черноземья в конце XX–начале XXI вв. на основе спектрально-отражательных признаков.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Объектом исследования выступали овражно-балочные системы, расположенные в пределах шести областей: Белгородской, Воронежской, Курской, Орловской, Липецкой и Тамбовской области. Овражно-балочные системы подбирали для исследования на основе ряда критериев: 1) наличие на территорию ОБС современных (2018 г.) и архивных (2000–2018 гг.) спутниковых данных сверхвысокого пространственного разрешения; 2) отсутствие следов искусственных лесопосадок в последние десятилетия; 3) аналогичные для всех объектов условия увлажнения – в пределах балок не должно было быть заболоченных участков.

Выборку формировали таким способом, чтобы исследуемые овражно-балочные системы располагались во всех областях ЦЧР и были представлены в разных его частях, что было необходимо для обеспечения возможности объективного пространственного анализа их лесистости. Стремились отбирать объекты с ее разной величиной. Отсутствие в балках признаков искусственных лесопосадок в исследуемый период определяли на основе анализа разновременных спутниковых данных сверхвысокого пространственного разрешения (1 м/пиксель) 2000–2018 гг., полученных из web-сервисов открытого доступа, преимущественно Google Earth. Эти же снимки были использованы для анализа фактической лесистости балок. Соответствующая детальность изображений обеспечивала возможность достоверного анализа современной доли древесной растительности, присутствующей в них. В общей сложности было отобрано 162 овражно-балочные системы суммарной площадью 3879.6 га (табл. 1).

На основе спутниковых изображений в геоинформационной среде методом ручной оцифровки для каждой овражно-балочной системы было подготовлено два векторных контура: слой границ ОБС и контур участков покрытых древесной растительностью в 2018 г. С использованием этих

данных была вычислена площадь и современная величина покрытия балок лесными насаждениями.

Анализ спектрально-отражательных свойств овражно-балочных систем был выполнен в два этапа. Первый этап включал оценку влияния на них величины лесистости и выявление спектральных признаков, информативных для ее анализа. Второй этап состоял в изучении зависимости между лесистостью ОБС и спектральными характеристиками.

Оценка влияния лесистости овражно-балочных систем на их спектрально-отражательные характеристики в различных диапазонах спектра осуществлена на основе данных Landsat OLI. Для этой цели была использована спутниковая сцена Landsat-8 OLI от 24.08.2018 с параметрами Path (Колонка) 177, Row (Ряд) 024 в системе WRS-2 (Worldwide Reference System-2) и овражно-балочные системы, охватываемые ею. Параметры Path (Колонка) и Row (Ряд) идентифицируют местоположение снимков Landsat в системе WRS-2, используемой для определения их расположения на земной поверхности. Спутниковую сцену отбирали с учетом того, чтобы она охватывала несколько десятков объектов исследования, т.е. таким образом, чтобы на основе полученных данных можно было выяснить особенности связи между лесистостью и спектрально-отражательными характеристиками. Период августа был выбран в связи с тем, что он выступал наименее облачным месяцем в году и на него на территорию региона проще подобрать безоблачное покрытие снимков, которое может быть применено для территориальных оценок отражательных характеристик ОБС.

Снимки Landsat OLI прошли атмосферную и радиометрическую коррекцию и были пересчитаны в безразмерные коэффициенты спектральной яркости. Исследование спектрально-отражательных признаков овражно-балочных систем было осуществлено на основе анализа их отражательной способности в основных диапазонах спектра, охватывающих видимую и инфракрасную область.

Отражательные характеристики ОБС могут быть исследованы также на основе спектральных вегетационных индексов, т.е. математических преобразований исходных яркостей снимков. Однако вследствие разнообразия вегетационных индексов, их анализ, а также анализ комбинаций спектральных признаков различных диапазонов для оценки лесистости ОБС требует отдельного исследования. Вместе с этим необходимо отметить, что интерпретация вегетационных индексов для оценки состояния растительности в сравнении с коэффициентами спектральной яркости не всегда возможна, а применение требует учета большего числа условий.

Таблица 1. Характеристики овражно-балочных систем, используемых для анализа процессов изменения лесистости и спектрально-отражательных признаков

Регион	Число объектов	Площадь, га
Белгородская область	31	933.9
Воронежская область	28	876.2
Курская область	34	741.0
Липецкая область	28	389.7
Орловская область	14	405.7
Тамбовская область	27	533.1
Всего	162	3879.6

На основе данных Landsat OLI были вычислены коэффициенты спектральной яркости (КСЯ) овражно-балочных систем в 6 диапазонах: синем (Blue), зеленом (Green), красном (Red), ближнем инфракрасном (NIR), а также инфракрасных SWIR1 и SWIR2. Оценку информативности спектральных показателей для анализа лесистости ОБС проводили на основе коэффициентов корреляции Пирсона (параметрический критерий) и Спирмена (непараметрический критерий). Совместный анализ этих критериев был проведен для повышения объективности полученных результатов. В рамках исследования была выполнена оценка средних значений спектральных показателей для различных градаций лесистости и изучена значимость различий между ними.

Оценка зависимости между лесистостью овражно-балочных систем и спектрально-отражательными характеристиками, проведенная на втором этапе исследования, была осуществлена на основе данных Landsat TM/OLI.

Так как спектральные диапазоны сенсоров Landsat TM/ETM+ и Landsat OLI немного различаются, то было вычислено два вида моделей, описывающих связь между лесистостью и коэффициентами спектральной яркости. В первой из них использовались спектральные признаки, извлеченные из данных Landsat TM/ETM+, во второй – из данных Landsat OLI. Анализ спектральных признаков овражно-балочных систем на основе различных, хотя и близких по характеристикам сенсоров был выполнен для повышения эффективности моделирования лесистости в разные временные срезы, проводимой на заключительном этапе исследования.

Анализ зависимости между лесистостью ОБС и спектральными характеристиками Landsat OLI был проведен на основе того же спутникового изображения (Landsat-8 от 24.08.2018), на основе которого ранее была изучена теснота связи коэффициентов спектральной яркости с лесистостью ОБС. Аналогичное исследование для спектраль-

Таблица 2. Спутниковые данные Landsat, используемые для оценки спектрально-отражательных признаков овражно-балочных систем и их лесистости

Path/Row	Сенсор	Дата получения	Path/Row	Сенсор	Дата получения
177/025	TM TM OLI	29.08.1985 22.08.2000 24.08.2018	174/024	TM ETM+ OLI	26.07.1986 12.08.2001 19.08.2018
175/025	TM TM OLI	23.08.1988 08.08.2000 26.08.2018	179/023	TM TM OLI	30.08.1986 22.07.2001 06.08.2018
179/024	TM TM OLI	30.08.1986 03.09.1999 06.08.2018	177/023	TM TM OLI	29.08.1985 22.08.2000 24.08.2018
178/024	TM ETM+ OLI	07.08.1986 04.09.1999 31.08.2018	176/023	TM TM OLI	22.08.1988 06.09.1999 01.08.2018
177/024	TM TM OLI	29.08.1985 22.08.2000 24.08.2018	175/023	TM ETM+ OLI	22.07.1988 18.07.2001 26.08.2018

ных характеристик, измеренных по Landsat TM, было осуществлено на основе данных Landsat начала 2000-х гг. Для этой цели была сформирована группа балок, на которые удалось подобрать снимки сверхвысокого пространственного разрешения на эти сроки и провести оценку фактической лесистости. После этого на основе данных Landsat TM августа 2000 г. была выполнена оценка связи между лесистостью ОБС и коэффициентами спектральной яркости.

На заключительном этапе с использованием спектрально-отражательных признаков, наиболее информативных для оценки лесистости ОБС, был осуществлен пространственный анализ лесистости в середине 1980-х гг., начале 2000-х гг. и 2018 г. Для решения этой задачи на каждый перечисленный временной срез было сформировано покрытие территории Центрального Черноземья снимками со спутников серии Landsat (табл. 2).

Для минимизации фенологических различий все космические снимки старались подбирать на одни и те же сроки периода вегетации – преимущественно август, который был наименее облачным. Во все временные срезы только на этот месяц удалось сформировать подборку относительно безоблачных снимков. Все изображения прошли атмосферную и радиометрическую корректировку с переводом в безразмерные коэффициенты спектральной яркости. Значения спектральных характеристик для конкретных балок были вычислены методом зональной статистики, т.е. для каждой овражно-балочной системы вычисляли значение спектральных признаков, усредненное в пределах их контуров.

С использованием установленных зависимостей между лесистостью овражно-балочных систем и КСЯ SWIR-диапазона была оценена доля древесной растительности в каждой исследуемой балке на каждый из трех временных срезов: середину 1980-х гг., начало 2000-х гг. и 2018 г. После этого с применением методов пространственной интерполяции (радиальные базисные функции) были подготовлены картосхемы пространственного распределения лесистости овражно-балочных систем в пределах Центрального Черноземья на все исследуемые промежутки времени. На основе рассчитанных картосхем были выявлены и изучены пространственно-временные особенности лесистости балок региона в конце XX–начале XXI вв. Анализ производили методом оценки пространственного изменения территорий, соответствующих одним и тем же градациям лесистости ОБС в начале и конце анализируемого периода.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

На основе проведенных оценок установлено, что наиболее тесно коррелируют с величиной лесистости овражно-балочных систем коэффициенты спектральной яркости SWIR1-диапазона (1.56–1.66 мкм) Landsat-8 OLI (табл. 3). При этом большинство изученных спектральных признаков находятся в обратной зависимости от величины покрытия овражно-балочных систем древесными со-

Таблица 3. Характеристики тесноты связи между лесистостью овражно-балочных систем и их спектрально-отражательными признаками (по Landsat-8 OLI)

Коэффициент корреляции	Коэффициенты спектральной яркости					
	Blue	Green	Red	NIR	SWIR1	SWIR2
Пирсона	–0.61	–0.46	–0.41	0.02	–0.79	–0.40
Спирмена	–0.52	–0.41	–0.41	0.25	–0.74	–0.48

Таблица 4. Характеристики коэффициентов спектральной яркости в диапазоне 1.56–1.66 мкм (по Landsat-8 OLI) для различных градаций лесистости овражно-балочных систем

Лесистость, %	Число объектов	Среднее	Стандартное отклонение	Минимум	Максимум
0–20	10	0.224	0.013	0.205	0.248
20–40	55	0.200	0.017	0.170	0.239
40–60	52	0.186	0.014	0.159	0.214
60–80	30	0.174	0.018	0.140	0.215
80–100	6	0.166	0.021	0.136	0.188

обществами. Статистически значимы на уровне 0.05 все корреляции за исключением коэффициентов спектральной яркости NIR-диапазона.

В связи с наиболее высокой корреляцией с лесистостью ОБС спектральные признаки SWIR1-диапазона (1.56–1.66 мкм) были использованы для более подробного анализа отражательных свойств овражно-балочных систем и их пространственно-временной оценки, а также моделирования лесистости на их основе.

Статистический анализ средних значений коэффициентов спектральной яркости в диапазоне 1.56–1.66 мкм для различных градаций лесистости (0–20, 20–40, 40–60, 60–80, 80–100%) показал, что величины КСЯ существенно снижаются при переходе от одной градации к другой в направлении увеличения лесистости (табл. 4). По значениям стандартных отклонений динамики не выявлено.

Сравнение эффективности различных моделей, описывающих связь между лесистостью овражно-балочных систем и их коэффициентами спектральной яркости SWIR-диапазона по Landsat-8 OLI, показало, что наиболее высокими коэффициентами детерминации (R^2) характеризуется логит-функция (табл. 5, рис. 1), что указывает на то, что КСЯ изменяются с разной интенсивностью по мере увеличение лесистости. Уровень значимости всех уравнений, представленных в табл. 5, меньше 0.05.

Аналогичные зависимости, полученные по данным Landsat TM, характеризовались несколько меньшими коэффициентами детерминации. Для логарифмической модели он был равен 0.52, для степенной – 0.53, для логит-функции составил 0.55 на уровне значимости 0.05.

Более низкие коэффициенты детерминации для уравнений, полученных по Landsat TM 2000 г., обусловлены в значительной степени отсутствием в аналитической выборке на эти сроки балок со значениями лесистости выше 60%. Связано это с тем, что в начале 2000-х гг. лесистость овражно-балочных систем была значительно ниже современной, и вследствие этого не удалось подобрать балки с ее соответствующей величиной. Кроме того, меньшие величины коэффициентов детерминации могут быть обусловлены и более низким радиометрическим разрешением Landsat TM в сравнении с Landsat OLI.

Из формы зависимости КСЯ от лесистости овражно-балочных систем следует, что для ре-

Таблица 5. Характеристики зависимостей, описывающих связь между величиной лесистости овражно-балочных систем и КСЯ SWIR-диапазона (по Landsat-8 OLI)

Вид зависимости	Уравнение	R^2
Линейная	$y = -0.0613x + 0.2184$	0.62
Логарифмическая	$y = -0.024\ln(x) + 0.1688$	0.64
Степенная	$y = 0.1695x^{-0.123}$	0.63
Логит-функция	$y = 0.1885 - 0.0273\lg(x/(1-x))$	0.65

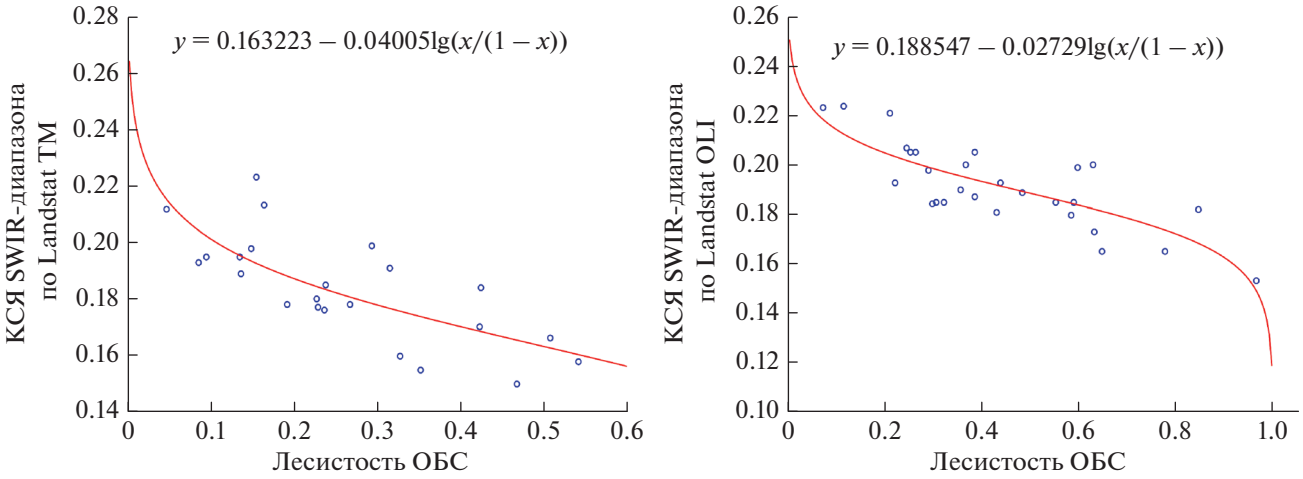


Рис. 1. Графики, характеризующие зависимость между лесистостью овражно-балочных систем (ОБС) и коэффициентами спектральной яркости SWIR-диапазона.

шения обратной задачи – оценки лесистости на основе коэффициентов спектральной яркости SWIR-диапазона – может быть использована убывающая логистическая (сигмоидная) кривая, асимптотами которой будут значения 0 и 1 (минимальная и максимальная возможная величина лесистости).

На основе фактических данных о лесистости овражно-балочных систем и их коэффициентах спектральной яркости SWIR-диапазона расчетная зависимость, используемая для оценок лесистости по данным Landsat OLI, имела следующий вид:

$$y = 1 - \frac{1}{1 + e^{(-44.715x + 8.275)}}, \quad (1)$$

где: y – значения лесистости, x – значения коэффициентов спектральной яркости SWIR-диапазона (6-й канал сенсора Landsat OLI). Коэффициент детерминации уравнения (R^2) составил 0.61 на уровне значимости 0.05.

На основе данных Landsat TM/ETM+ аналогичная зависимость имела вид:

$$y = 1 - \frac{1}{1 + e^{(-31.342x + 4.639)}}, \quad (2)$$

где: y – значения лесистости, x – значения коэффициентов спектральной яркости SWIR-диапазона (5-й канал сенсора Landsat TM/ETM+). Ее коэффициент детерминации (R^2) составил 0.60 на уровне значимости 0.05. В обоих уравнениях (1), (2) применяются значения коэффициентов яркости SWIR-диапазона, измеренные в период августа, что необходимо учитывать при их использовании.

Применение предложенных зависимостей для непосредственной оценки лесистости на основе спектральных признаков будет давать определенные погрешности, обусловленные вариабельностью спектрально-отражательных признаков овражно-балочных систем. В то же время их верификация (проведенная на основе данных 2018 г. с балок, расположенных вне спутниковой сцены Path 177, Row 24) показала, что коэффициент корреляции фактических и расчетных значений лесистости составил около 0.80.

Сравнение фактической лесистости овражно-балочных систем в 2018 г., оцененной на основе спутниковых данных сверхвысокого пространственного разрешения, и лесистости, измеренной на основе коэффициентов спектральной яркости SWIR-диапазона, показало (табл. 6), что фактические и расчетные значения практически совпадают в целом по региону и в большинстве областей Центрального Черноземья.

В Белгородской, Липецкой и Орловской области расчетные значения лесистости овражно-балочных систем практически не отличаются от фактических. В Воронежской, Курской и Тамбовской областях отклонения более значительны. Они могут быть обусловлены использованием (вследствие отсутствия данных на другие даты) для значительных участков их территорий снимков Landsat OLI начала августа, а не его второй половины, применявшихся для расчета уравнения и для оценки лесистости на основной части территории исследования.

Наличие статистически значимой зависимости между лесистостью овражно-балочных систем и коэффициентами спектральной яркости SWIR-диапазона выступило основанием для ее пространственно-временного анализа в пределах лесостепи Центрального Черноземья с использо-

Таблица 6. Сравнение фактической лесистости овражно-балочных систем и рассчитанной на основе КСЯ SWIR-диапазона в областях Центрального Черноземья

Регион	Лесистость овражно-балочных систем в 2018 г.			
	фактическая		расчетная	
	среднее значение	стандартное отклонение	среднее значение	стандартное отклонение
Белгородская область	0.55	0.20	0.54	0.15
Воронежская область	0.28	0.14	0.21	0.12
Курская область	0.49	0.17	0.41	0.15
Липецкая область	0.42	0.13	0.40	0.15
Орловская область	0.59	0.13	0.61	0.15
Тамбовская область	0.39	0.16	0.52	0.17
В среднем по ЦЧР	0.45	0.18	0.44	0.18

ванием этих спектральных признаков в период 1985–2018 гг.

Территориальный анализ современной (2018 г.) лесистости, рассчитанный на основе коэффициентов спектральной яркости SWIR-диапазона (рис. 2), позволил установить ее особенности. Картосхема подготовлена методом пространственной интерполяции (радиальные базисные функции, RBF) с использованием возможностей геоинформационных систем.

Ключевые территориальные закономерности изменения лесистости, просматривающиеся на подготовленной картосхеме, можно сформулировать следующим образом:

1) достаточно высокие различия в современной лесистости овражно-балочных систем в пределах региона;

2) наличие пространственных трендов в изменении лесистости на территории Центрального Черноземья. В его пределах снижение лесистости ОБС наблюдается в двух основных направлениях: с северо-запада на юго-восток и с северо-востока на юго-запад. Одновременно на юге региона наблюдаются существенные различия между западной и восточной частями.

Значительные современные территориальные различия в лесистости овражно-балочных систем являются следствием неодинаковых природно-климатических условий, способствующих более или менее интенсивному росту древесной растительности в балках и оврагах. Они изменяются от условий лесной зоны и подзоны северной лесостепи на северо-западе и северо-востоке до условий степи на юго-востоке (Физико-географическое районирование, 1961).

Вследствие достаточно высокой корреляции ($R = -0.79$) между лесистостью овражно-балочных систем и КСЯ SWIR-диапазона оценка территориальных изменений в лесистости может быть выполнена и непосредственно на основе пространственного анализа этих спектральных признаков. Территориальная оценка коэффициентов спектральной яркости овражно-балочных систем, измеренных в 2018 г., показала, что особенности их изменения (рис. 3) во многом аналогичны пространственным особенностям лесистости ОБС в этом же году (рис. 2), с тем отличием, что рост лесистости сопровождается снижением коэффициентов спектральной яркости.

Например, четко прослеживаются различия в лесистости ОБС между юго-западом и юго-востоком региона, которые были идентифицированы на основе данных о лесистости овражно-балочных систем и, одновременно, на основе коэффициентов спектральной яркости. Таким образом, непосредственный анализ пространственно-временных особенностей спектральных признаков SWIR-диапазона может быть использован для получения представления о территориальном изменении лесистости овражно-балочных систем.

По результатам моделирования лесистости ОБС на основе коэффициентов спектральной яркости SWIR-диапазона на территории Центрального Черноземья установлено, что за последние десятилетия, с середины 1980-х гг. по 2018 г. в пределах лесостепной зоны Центрального Черноземья отмечен существенный, практически трехкратный рост лесистости овражно-балочных систем (табл. 7).

Вместе с этим наблюдается повышение ее максимальных, минимальных значений и стандартного отклонения, что указывает на то, что современный облик ландшафтов овражно-балочных систем в настоящее время более разнообразен по величине лесистости, чем 30–35 лет назад. Изменение всех показателей лесистости ОБС происходило последовательно. В период 1985–2000 гг. лесистость ОБС выросла с 16 до 26%, т.е. 1.6 раза. В период 2000–2018 гг. она увеличилась с 26 до 45%,

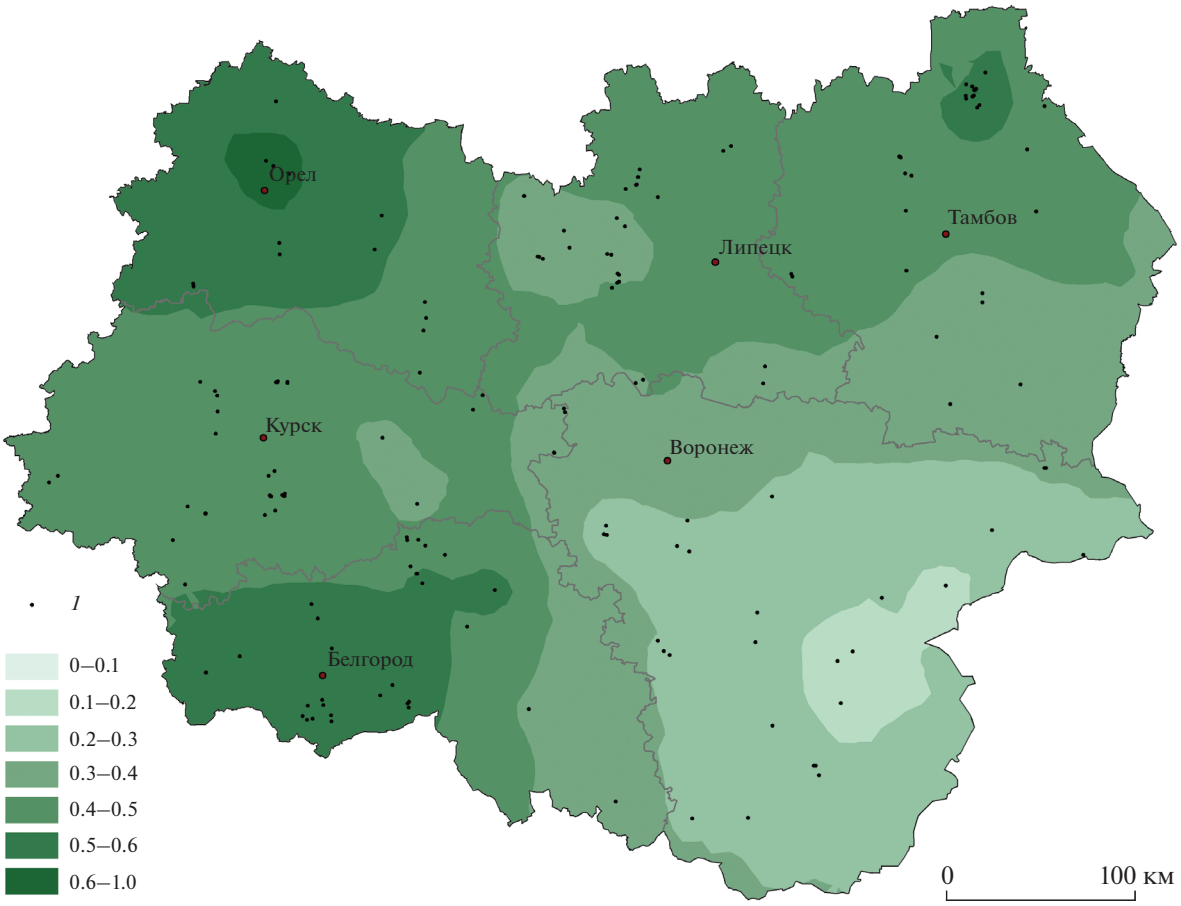


Рис. 2. Пространственное изменение лесистости овражно-балочных систем на территории Центрального Черноземья (2018 г.), смоделированное на основе спектральных признаков SWIR-диапазона по Landsat-8 OLI. *1* – изученные ОБС.

т.е. в 1.7 раза. В целом за 33 года лесистость овражно-балочных систем, согласно полученным данным, выросла в 2.8 раза. Повышение различий в лесистости может выступать следствием повышения контрастности природно-климатических условий, которые, в свою очередь, подвержены вариациям.

Полученные результаты подтверждаются визуальным анализом лесистости овражно-балочных систем в середине 1980-х гг. и в 2018 г. (рис. 4) на спутниковых данных. В силу не очень высокого пространственного разрешения снимков Landsat (30 м/пиксель) по ним не представляется возможным количественно оценить лесистость таким способом, как это было сделано по снимкам сверхвысокого пространственного разрешения 2018 г. Тем не менее, тенденция увеличения лесистости на них проявляется достаточно наглядно при сравнении одних и тех же участков балок. Из рис. 4 видно, что в исследуемый период про-

Таблица 7. Параметры изменения лесистости овражно-балочных систем лесостепи Центрального Черноземья в конце XX–начале XXI вв.

Год	Лесистость овражно-балочных систем			
	среднее	минимум	максимум	станд. откл.
1985	0.16	0.03	0.43	0.08
2000	0.26	0.04	0.49	0.09
2018	0.45	0.04	0.90	0.20

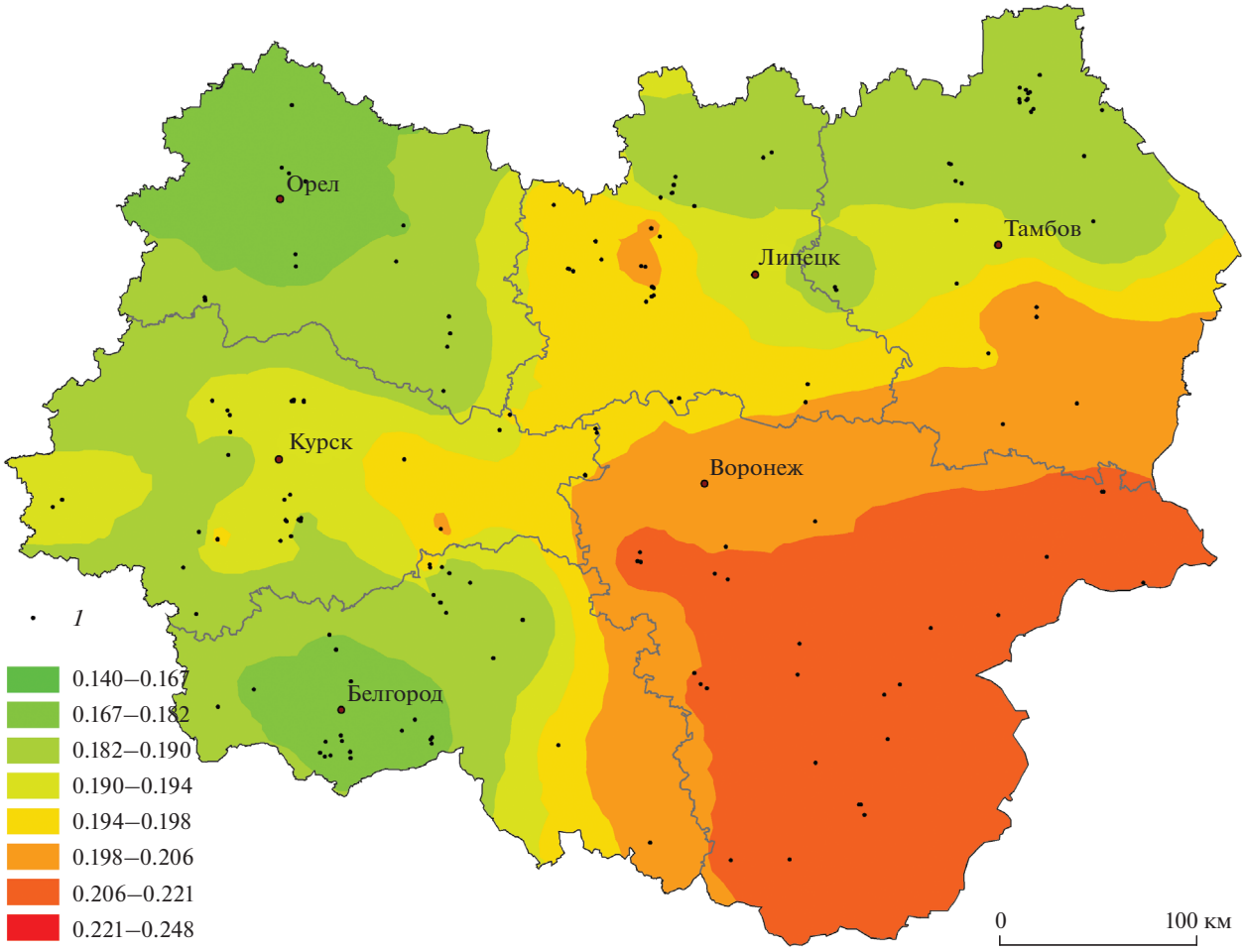


Рис. 3. Пространственное распределение в пределах ЦЧР коэффициентов спектральной яркости SWIR-диапазона овражно-балочных систем в 2018 г. *1* – изученные овражно-балочные системы.

цессы увеличения лесистости в овражно-балочной сети происходили за счет повышения площади лесных насаждений, расположенных как в верховьях балок, так и на их склонах и центральных частях.

Таким образом, на рубеже XX–XXI вв. как минимум, последние 4 десятилетия, на территории лесостепи Центрального Черноземья непрерывно продолжается процесс естественного роста лесистости овражно-балочных систем, следствием которого является смена их ландшафтного облика, обусловленная трансформацией травянистых пространств в лесные экосистемы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изменение лесистости овражно-балочных систем оказывает влияние на их спектрально-отражательные признаки. На основе анализа лесистости балок, типичных для территории Среднерусской лесостепи, установлено, что из диапазонов видимого и инфракрасного излучения спектральные признаки SWIR-диапазона (1.56–1.66 мкм) являются наиболее информативными для анализа доли древесной растительности, присутствующей в овражно-балочных системах. Повышение лесистости сопровождается снижением коэффициентов спектральной яркости в SWIR-области. Для задач оценки лесистости на основе спектральных признаков SWIR-диапазона может быть применена логистическая кривая. С использованием спектрально-отражательных признаков, измеренных по данным с сенсоров серии Landsat, выполнена пространственно-временная оценка лесистости овражно-балочных систем лесостепи Центрального Черноземья в период 1985–2018 гг. Установлен рост лесистости овражно-балочных систем. В исследуемый период она увеличилась с 16 до 45%. В настоящее время в пределах региона наблюдаются достаточно существенные различия лесистости балочных систем, которых еще не наблюдалось в середине

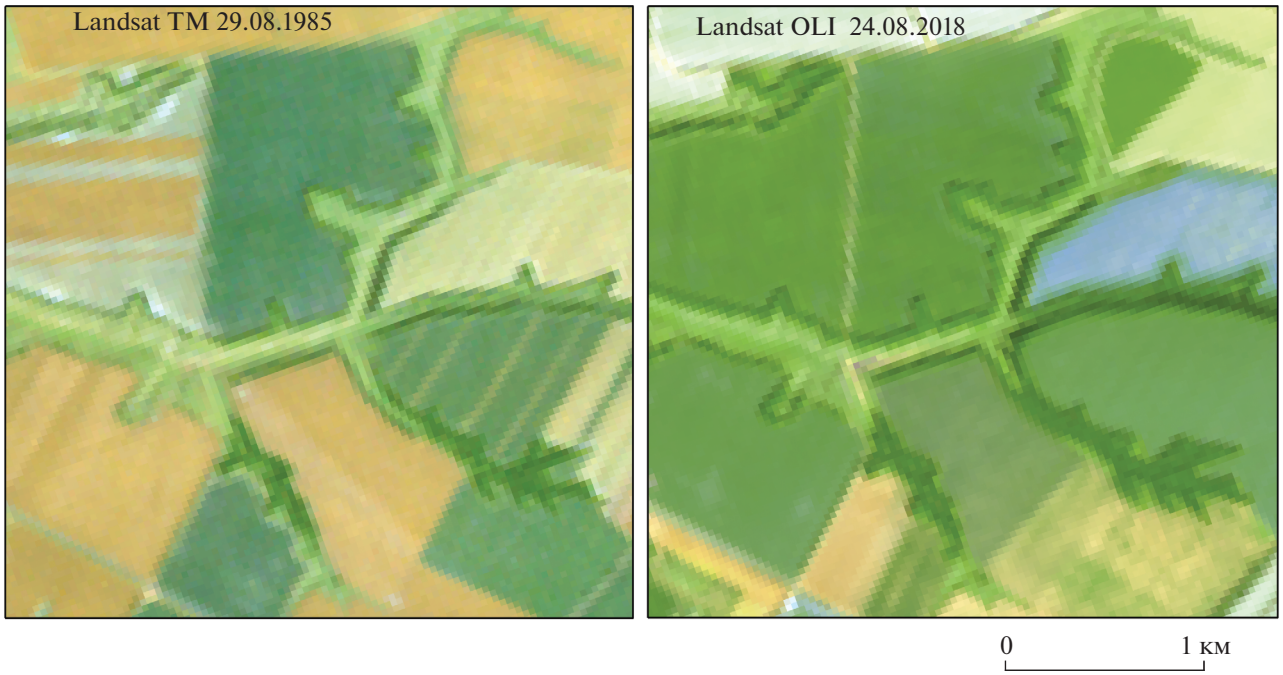


Рис. 4. Пример изменения лесистости овражно-балочных систем в 1985–2018 гг. на территории Среднерусской лесостепи. Белгородская область.

1980-х гг. Они могут выступать следствием повышения контрастности природно-климатических условий в пределах региона.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Архипова М.В. Восстановление лесов на нарушенных землях в национальном парке “Угра” // Вестник Московского университета. Серия 5: География. 2017. № 1. С. 92–99.

Беляева Н.Г., Попов С.Ю. Изменение лесистости бывшего Верейского уезда Московской области за последние 200 лет // Лесоведение. 2016. № 1. С. 44–54.

Бугаев В.А., Ревин А.И., Мусиевский А.Л. Динамика лесного фонда Центрального Черноземья // Лесное хозяйство. 2006. № 3. С. 41–42.

Данилова И.В., Корец М.А., Рыжкова В.А. Картографирование возрастных стадий лесной растительности на основе анализа разносезонных спутниковых изображений landsat // Исслед.Земли из космоса. 2017. № 4. С. 12–24.

Дроздов К.А. Элементарные ландшафты среднерусской лесостепи. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1991. 176 с.

Жирин В.М., Сухих В.И., Шаталов А.В., Бутусов О.Б., Эйдлина С.П. Использование космических снимков для изучения динамики зарастания гарей // Исслед. Земли из космоса. 2004. № 5. С. 69–76.

Кашницкий А.В., Ховратович Т.С., Балашов И.В. Организация обработки данных ДЗЗ при решении задачи детектирования изменений лесного покрова на больших территориях // Соврем. пробл. дистанц. зондир. Земли из космоса. 2019. Т. 16. № 6. С. 103–111.

Козодеров В.В., Донской С.А., Мельник П.Г., Дмитриев Е.В. Приложения данных дистанционного зондирования высокого пространственного и спектрального разрешения для оценки породного состава лесов и параметров их биологической продуктивности // Исслед. Земли из космоса. 2018. № 6. С. 77–85.

Лебедева М.Г., Крымская О.В. Проявление современных климатических изменений в Белгородской области // Научные ведомости Белгородского государственного университета. Серия: естественные науки. 2008. Т. 3. № 6. С. 188–196.

Марчуков В.С. Автоматизированные методы оценки динамики пространственного распределения растительного покрова и грунтов по данным дистанционного мониторинга // Исслед. Земли из космоса. 2010. № 2. С. 63–74.

Мильков Ф.Н., Ахтырцева Н.И., Дроздов К.А., Хмелев К.Ф., Двуреченский В.Н., Дроздов К.А., Михно В.Б., Ахтырцев Б.П., Скуфьин К.В., Григорьевская А.Я., Федотов В.И. Известняковый север Среднерусской возвышенности. Воронеж, 1978. 176 с.

Нечетова Ю.В., Нарожняя А.Г. Изучение овражно-балочной сети Белгородской области с применением ГИС-технологий // Землеустройство, кадастр и мониторинг земель. 2010. № 11(71). С. 96–100.

Новикова Е.П., Григорьев Г.Н., Вагурин И.Ю., Чумейкина А.С. Вариации гидротермического режима в Черноземье за последние 30 лет на фоне глобального изменения климата // Научные ведомости Белгородского государственного университета. Серия: Естественные науки. 2017. Т. 39. № 11(260). С. 105–113.

Ольчев А.В., Розинкина И.А., Кузьмина Е.В., Никитин М.А., Ривин Г.С. Оценка влияния изменения лесистости

центрального региона Восточно-Европейской равнины на летние погодные условия // Фундаментальная и прикладная климатология. 2017. Т. 4. С. 83–105.

Онучин А.А., Гапаров К.К., Михеева Н. А. Влияние лесистости и климатических факторов на годовой сток рек Прииссыккулья // Лесоведение. 2008. № 6. С. 45–52.

Письман Т.И., Ботвич И.Ю., Шевырногов А.П. Оценка состояния лесной растительности Красноярского края (заповедник "Столбы") по спутниковым данным // Соврем. пробл. дистанц. зондир. Земли из космоса. 2018. Т. 15. № 5. С. 130–140.

Терехин Э.А., Чендев Ю.Г. Оценка изменения лесистости в современный период на юге Среднерусской возвышенности с использованием материалов разновременных космических съемок // Соврем. пробл. дистанц. зондир. Земли из космоса. 2018. Т. 15. № 3. С. 114–126.

Терехин Э.А. Оценка нарушенности лесов лесостепной зоны в начале XXI века по спутниковым данным // Соврем. пробл. дистанц. зондир. Земли из космоса. 2020. Т. 17. № 2. С. 134–146.

Физико-географическое районирование центральных черноземных областей. Воронеж: Изд-во Воронежского университета, 1961. 263 с.

Ховратович Т.С., Барталев С.А., Кашницкий А.В. Метод детектирования изменений лесов на основе подпиксельной оценки проективного покрытия древесного полога по разновременным спутниковым изображениям // Соврем. пробл. дистанц. зондир. Земли из космоса. 2019. Т. 16. № 4. С. 2019. 102–110.
https://doi.org/10.21046/2070-7401-2019-16-4-102-110

Bonan G.B. Forests and Climate Change: Forcings, Feedbacks, and the Climate Benefits of Forests // Science. 2008. V. 320. № 5882. P. 1444.
https://doi.org/10.1126/science.1155121

Chendev Yu.G., Hubbart J.A., Terekhin E.A., Lupo A.R., Sauer T.J., Burras C.L. Recent Afforestation in the Iowa River and Vorskla River Basins: A Comparative Trends Analysis // Forests. 2016. V. 7. № 11.
https://doi.org/10.3390/f7110278

Gao J., Liu Y. De(re)forestation and climate warming in subarctic China // Applied Geography. 2012. V. 32. P. 281–290.
https://doi.org/10.1016/j.apgeog.2011.04.002

Huang C., Davis L.S., Townshend J.R.G. An assessment of support vector machines for land cover classification // International J. Remote Sensing. 2002. V. 23. № 4. P. 725–749.
https://doi.org/10.1080/01431160110040323

Kim D.-H., Sexton J.O., Noojipady P., Huang C., Anand A., Channan S., Feng M., Townshend J.R. Global, Landsat-based forest-cover change from 1990 to 2000 // Remote Sensing of Environment. 2014. V. 155. P. 178–193.
https://doi.org/10.1016/j.rse.2014.08.017

Potapov P., Turubanova S., Hansen M.C. Regional-scale boreal forest cover and change mapping using Landsat data composites for European Russia // Remote Sensing of Environment. 2011. V. 115. № 2. P. 548–561.
https://doi.org/10.1016/j.rse.2010.10.001

Potapov P.V., Turubanova S.A., Tyukavina A., Krylov A.M., McCartyb J.L., Radeloff V.C. Hansen M.C. Europe's forest cover dynamics from 1985 to 2012 quantified from the full Landsat archive // Remote Sensing of Environment. 2015. V. 159. P. 28–43.
https://doi.org/10.1016/j.rse.2014.11.027

Zhang J., Pham T.-T.-H., Kalacska M., Turner S. Using Landsat Thematic Mapper records to map land cover change and the impacts of reforestation programmes in the borderlands of southeast Yunnan, China: 1990–2010 // International J. Applied Earth Observation and Geoinformation. 2014. V. 31. P. 25–36.
https://doi.org/10.1016/j.jag.2014.01.006

Spatio-Temporal Assessment of Forest Cover of Small-Dry-Valleys in the Central Russian Forest-Steppe Using Spectral Response

E. A. Terekhin

Belgorod State University, Belgorod, Russia

This paper explorers relationships between forest cover of small-dry-valleys and spectral response through analysis of object study in the forest-steppe natural zone of Central Chernozem Region of Russia. SWIR reflectance of small-dry-valleys most closely correlated with forest cover percent. An increase in forest cover leads to a decrease the reflectance in the SWIR range. Logistic dependence can be used to estimate forest cover based on the spectral response of this range. The assessment of the forest cover of small-dry-valleys in the Central Russian forest-steppe was carried out using spectral response measured from Landsat data in the mid-1980s, early 2000s, and late 2010s. A tendency has been established to increase the forest cover percent of small-dry-valleys in the main part of the region in recent decades. Since the mid-1980s to 2018 forest cover increased from 16 to 45%. During the study period, an increase in intraregional differences in the forest cover of ravines was noted. Currently, this indicator varies more significantly within the region than in the mid-1980s.

Keywords: small-dry-valleys, forest cover, Central Russian forest-steppe, remote sensing data, spectral response, Landsat

REFERENCES

Arkhipova M.V. Vosstanovlenie lesov na narushennykh zemlyakh v natsional'nom parke "Ugra" [Reafforestation of disturbed lands in the Ugra national park] // Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 5: Geografiya. 2017. № 1. P. 92–99 (In Russian).

Belyaeva N.G., Popov S.Yu. Izmenenie lesistosti byvshego Vereyskogo uezda Moskovskoy oblasti za poslednie 200 let [200 years long record of forest cover changes in Vereya uyezd, Moscow oblast] // Lesovedenie. 2016. № 1. P. 44–54 (In Russian).

Bugaev V.A., Revin A.I., Musievskiy A.L. Dinamika lesnogo fonda Tsentral'nogo Chernozem'ya [Dynamics of the forest fund of the Central Chernozem Region] // Lesnoe khozyaystvo. 2006. № 3. P. 41–42 (In Russian).

Danilova I.V., Korets M.A., Ryzhkova V.A. Kartografirovanie vozrastnykh stadiy lesnoy rastitel'nosti na osnove analiza raznosezonnykh sputnikovykh izobrazheniy landsat [Regenerating vegetation age stages mapping based on multiseasonal landsat satellite imagery] // Issledovanie Zemli iz kosmosa. 2017. № 4. P. 12–24 (In Russian).

Drozdov K.A. Elementarnye landshafty srednerusskoy lesostepi [Elementary landscapes of the Central Russian forest-steppe]. Voronezh: Izd-vo VGU, 1991. 176 p. (In Russian).

Zhirin V.M., Sukhikh V.I., Shatalov A.V., Butusov O.B., Eydlina S.P. Ispol'zovanie kosmicheskikh snimkov dlya izucheniya dinamiki zarastaniya garey [Application of space images for analysis of burnt forest areas regeneration dynamics] // Issledovanie Zemli iz kosmosa. 2004. № 5. P. 69–76 (In Russian).

Kashnitskiy A.V., Khovratovich T.S., Balashov I.V. Organizatsiya obrabotki dannykh DZZ pri reshenii zadachi detektirovaniya izmeneniy lesnogo pokrova na bol'shikh territoriyakh [The organization of remote sensing data processing for solving the problems of deforestation detection in large areas] // Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa. 2019. V. 16. № 6. P. 103–111 (In Russian).

Kozoderov V.V., Donskoy S.A., Mel'nik P.G., Dmitriev E.V. Prilozheniya dannykh distantsionnogo zondirovaniya vysokogo prostranstvennogo i spektral'nogo razresheniya dlya otsenki porodnogo sostava lesov i parametrov ikh biologicheskoy produktivnosti [Applications of remote sensing data of high spatial and spectral resolution to estimate species composition of forests and their parameters of biological productivity] // Issledovanie Zemli iz kosmosa. 2018. №6. P. 77–85 (In Russian).

Lebedeva M.G., Krymskaya O.V. Proyavlenie sovremennykh klimaticheskikh izmeneniy v Belgorodskoy oblasti [The manifestation of modern climate change in the Belgorod Region] // Nauchnye vedomosti Belgorodskogo gosudarstvennogo universiteta. Seriya: estestvennye nauki. 2008. V. 3. № 6. P. 188–196 (In Russian).

Marchukov V.S. Avtomatizirovannye metody otsenki dinamiki prostranstvennogo raspredeleniya rastitel'nogo pokrova i gruntov po dannym distantsionnogo monitoringa [The Automated Methods for Dynamics Estimation of Spatial Distribution of Vegetative Cover and Soils Using the Satellite Monitoring Data] // Issledovanie Zemli iz kosmosa. 2010. № 2. P. 63–74 (In Russian).

Mil'kov F.N., Akhtyrtseva N.I., Drozdov K.A., Khmelev K.F., Dvurechenskiy V.N., Drozdov K.A., Mikhno V.B., Akhtyrtsev B.P., Skuf'in K.V., Grigor'evskaya A.Ya., Fedotov V.I. Izvestnyakovyy sever Srednerusskoy vozvyshennosti [Limestone north of the Central Russian Upland]. Voronezh, 1978. 176 p. (In Russian).

Nechetova Yu.V., Narozhnyaya A.G. Izuchenie ovrazhno-balochnoy seti Belgorodskoy oblasti s primeneniem GIS-tekhnologiy [Study of gullies and ravines network within Belgorod Region using GIS technology] // Zemleustroystvo, kadastr i monitoring zemel'. 2010. № 11(71). P. 96–100. (In Russian).

Novikova E.P., Grigor'ev G.N., Vagurin I.Yu., Chumeykina A.S. Variatsii gidrotermicheskogo rezhima v Chernozem'e za poslednie 30 let na fone global'nogo izmeneniya klimata [Variations of the hydrothermal regime in the Black Earth region over the last 30 years against the backdrop of global climate change] // Nauchnye vedomosti Belgorodskogo gosudarstvennogo universiteta. Seriya: Estestvennye nauki. 2017. V. 39. № 11(260). P. 105–113 (In Russian).

Ol'chev A.V., Rozinkina I.A., Kuz'mina E.V., Nikitin M.A., Rivin G.S. Otsenka vliyaniya izmeneniya lesistosti tsentral'nogo regiona Vostochno-Evropeyskoy ravniny na letnie pogodnye usloviya [Assessing the influence of forest cover changes on summer weather conditions in the central part of the East-European plain] // Fundamental'naya i prikladnaya klimatologiya. 2017. V. 4. P. 83–105 (In Russian).

Onuchin A.A., Gaparov K.K., Mikheeva N.A. Vliyanie lesistosti i klimaticheskikh faktorov na godovoy stok rek Priissykkul'ya [The Influence of Forestation and Climatic Factors on Annual Runoff in Issyk-Kul Lake Basin] // Lesovedenie. 2008. № 6. P. 45–52 (In Russian).

*Pis'man T.I., Botvich I.Yu., Shevyrnogov A.*P. Otsenka sostoyaniya lesnoy rastitel'nosti Krasnoyarskogo kraya (zapovednik "Stolby") po sputnikovym dannym [Assessment of the state of forest vegetation in Krasnoyarsk Territory (Stolby Nature Reserve) according to satellite data] // Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa. 2018. V. 15. № 5. P. 130–140 (In Russian).

Terekhin E.A., Chendev Yu.G. Otsenka izmeneniya lesistosti v sovremennyy period na yuge Srednerusskoy vozvyshennosti s ispol'zovaniem materialov raznovremennykh kosmicheskikh s"emok [Estimation of forest cover changes during modern period in the south of the Central Russian Upland using multiyear remote sensing data] // Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa. 2018. V. 15. № 3. P. 114–126 (In Russian).

Terekhin E.A. Otsenka narushennosti lesov lesostepnoy zony v nachale XXI veka po sputnikovym dannym [Estimation of forest disturbance in the forest-steppe zone at the beginning of the XXI century using satellite data] // Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa. 2020. V. 17. № 2. P. 134–146 (In Russian).

Khovratovich T.S., Bartalev S.A., Kashnitskiy A.V. Metod detektirovaniya izmeneniy lesov na osnove podpiksel'noy otsenki proektivnogo pokrytiya drevesnogo pologa po raznovremennym sputnikovym izobrazheniyam [Forest change detection based on sub-pixel estimation of crown cover density using bitemporal satellite data] // Sovremennye problemy distantsionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa. 2019. V. 16. № 4. P. 102–110 (In Russian). DOI: 10.21046/2070-7401-2019-16-4-102-110

Bonan G.B. Forests and Climate Change: Forcings, Feedbacks, and the Climate Benefits of Forests // Science. 2008. V. 320. № 5882. P. 1444. DOI: 10.1126/science.1155121

Chendev Yu.G., Hubbart J.A., Terekhin E.A., Lupo A.R., Sauer T.J., Burras C.L. Recent Afforestation in the Iowa River and Vorskla River Basins: A Comparative Trends Analysis // Forests. 2016. V. 7. № 11. DOI: 10.3390/f7110278

Gao J., Liu Y. De(re)forestation and climate warming in subarctic China // Applied Geography. 2012. V. 32. P. 281–290. DOI: 10.1016/j.apgeog.2011.04.002

Huang C., Davis L.S., Townshend J.R.G. An assessment of support vector machines for land cover classification // International J. Remote Sensing. 2002. V. 23. № 4. P. 725–749. DOI: 10.1080/01431160110040323

Kim D.-H., Sexton J.O., Noojipady P., Huang C., Anand A., Channan S., Feng M., Townshend J.R. Global, Landsat-based forest-cover change from 1990 to 2000 // Remote Sensing of Environment. 2014. V. 155. P. 178–193. DOI: 10.1016/j.rse.2014.08.017

Potapov P., Turubanova S., Hansen M.C. Regional-scale boreal forest cover and change mapping using Landsat data composites for European Russia // Remote Sensing of Environment. 2011. V. 115. № 2. P. 548–561. DOI: 10.1016/j.rse.2010.10.001

Potapov P.V., Turubanova S.A., Tyukavina A., Krylov A.M., McCartyb J.L., Radeloff V.C. Hansen M.C. Europe's forest cover dynamics from 1985 to 2012 quantified from the full Landsat archive // Remote Sensing of Environment. 2015. V. 159. P. 28–43. DOI: 10.1016/j.rse.2014.11.027

Zhang J., Pham T.-T.-H., Kalacska M., Turner S. Using Landsat Thematic Mapper records to map land cover change and the impacts of reforestation programmes in the borderlands of southeast Yunnan, China: 1990–2010 // International J. Applied Earth Observation and Geoinformation. 2014. V. 31. P. 25–36. DOI: 10.1016/j.jag.2014.01.006