

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ КРИОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ И ОБРАЗОВАНИЯ

УДК 551.345, 556

DOI: 10.15372/KZ20210302

ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ДИНАМИКИ ПЛОЩАДИ
ТЕРМОКАРСТОВЫХ ОЗЕР В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЯКУТИИН.В. Нестерова^{1,2}, О.М. Макарьева^{1,2}, А.Н. Федоров³, А.Н. Шихов⁴

¹ Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, кафедра гидрологии суши, 199034, Санкт-Петербург, Университетская наб., 7-9, Россия; nesterova1994@gmail.com

² Северо-Восточная научно-исследовательская мерзлотная станция Института мерзлотоведения имени П.И. Мельникова СО РАН, 685000, Магадан, ул. Портовая, 16, Россия; otakarieva@gmail.com

³ Институт мерзлотоведения имени П.И. Мельникова СО РАН, 677010, Якутск, ул. Мерзлотная, 36, Россия; anfedorov@mpi.ysn.ru

⁴ Пермский государственный национальный исследовательский университет, 614068, Пермь, ул. Букирева, 15, Россия; and3131@inbox.ru

На основе анализа космических снимков Landsat выявлено значительное увеличение площади термокарстовых озер в Центральной Якутии за период 2000–2019 гг. В бассейнах рек Суола и Таатта площадь озер увеличилась в два раза, в бассейне р. Танда – на 25 %. Установлено, что, несмотря на наличие общего линейного тренда, увеличение площади озер происходит скачкообразно. Выявлена качественная связь между изменениями состояния верхнего слоя многолетнемерзлых пород и резким увеличением площади термокарстовых озер. Основным фактором, приводящим к нарушению стабильного состояния термокарстовых форм, являются краткосрочные (1–3 года) периоды резкого изменения температуры пород сезонноталого слоя от величин ниже среднего к аномально высоким. Такие периоды могут быть вызваны редким сочетанием гидрометеорологических условий, таких как аномально высокие величины запасов воды в снежном покрове, увеличение годового количества осадков и повышенная влажность пород сезонноталого слоя.

Ключевые слова: термокарстовые озера, многолетнемерзлые породы, космические снимки Landsat, Центральная Якутия, температура и влажность пород сезонноталого слоя, жидкие осадки, снежный покров, Спасская Падь.

GEOCRYOLOGICAL FACTORS OF DYNAMICS
OF THE THERMOKARST LAKE AREA IN CENTRAL YAKUTIAN. V. Nesterova^{1,2}, O. M. Makarieva^{1,2}, A. N. Fedorov³, A. N. Shikhov⁴

¹ St. Petersburg State University, Institute of Earth Sciences, Department of land hydrology, Universitetskaya nab. 7-9, St. Petersburg, 199034, Russia

² North-Eastern Permafrost Station of Melnikov Permafrost Institute, SB RAS, Portovaya str. 16, Magadan, 685000, Russia; nesterova1994@gmail.com

³ Melnikov Permafrost Institute, SB RAS, Merzlotnaya str. 36, Yakutsk, 677010, Russia

⁴ Perm State University, Bukireva str. 15, Perm, 614068, Russia

The analysis of the Landsat satellite images revealed a significant increase in the area of thermokarst lakes in Central Yakutia over the period 2000–2019. The lake area increased twice in the basins of the Suola and Taatta River basins and by 25 % in the Tanda River basin. It has been established that, despite the presence of a general linear trend, the increase in the area of lakes occurs abruptly. Qualitative relationship between the changes in the state of the upper layer of permafrost and the dramatical increase in the area of thermokarst lakes has been revealed. The main factor leading to disruption of a stable state of thermokarst forms are short-term (1–3 years) periods of sudden changes in temperature of seasonally thawed layer from below-average to anomalously high values. These periods can be caused by a rare combination of hydrometeorological conditions, such as anomalously high values of snow water equivalent, increased annual precipitation, and an increased water content of soils of the seasonally thawed layer.

Key words: thermokarst lakes, permafrost, Landsat images, Central Yakutia, temperature and water content of seasonally thawed layer, precipitation, snow cover, Spasskaya Pad'.

ВВЕДЕНИЕ

Территория Центральной Якутии (ЦЯ) характеризуется широким распространением термокарстовых образований [Соловьев, 1959; Босиков, 1991]. Их наиболее выраженным проявлением являются термокарстовые озера, которые занимают 80 % от общего числа озер Якутии [Нестерева, 2012]. Такие озера оказывают значительное влияние на формирование водного баланса территории [Karlsson et al., 2012; Fedorov et al., 2014; Swanson, 2019] и развитие хозяйственной деятельности [Crate et al., 2017]. При прогнозируемом значительном потеплении климата территории Центральной Якутии [Streletskiy et al., 2019] понимание условий, определяющих активизацию термокарстовых процессов, представляется весьма актуальным.

В условиях современного потепления климата наблюдается изменение количества и площади термокарстовых озер в разных регионах России и мира. Так, в северо-западной части Аляски отмечено значительное уменьшение площади термокарстовых озер за счет увеличения интенсивности термоэрозионных процессов [Jones, Arp, 2015; Swanson, 2019]. На Северо-Западных Территориях Канады увеличение общей площади термокарстовых озер произошло в основном в 1978–1992 гг., а ее уменьшение зафиксировано в период 1992–2001 гг. [Plug et al., 2008]. В России разнонаправленные изменения площади термокарстовых озер выявлены только на 8 из 20 эталонных участков, расположенных в разных частях криолитозоны, при этом однозначной связи динамики озер с геокриологическими условиями не выявлено [Кравцова, Быстрова, 2009]. В работе [Кирпотин и др., 2008] установлено, что суммарная площадь озер в зоне сплошного распространения многолетнемерзлых пород увеличивается, а в зоне прерывистого распространения, наоборот, уменьшается. Современные оценки изменений площади и количества термокарстовых озер в ЦЯ приведены во многих работах. Например, Дж. Бойке [Boike et al., 2016], И. Нитце [Nitze et al., 2017], М. Улрих [Ulrich et al., 2017] указывают на увеличение площади озер в данном регионе. Согласно Т.В. Родионовой, В.И. Кравцовой и Т.В. Тарасенко, за период 1980–2009 гг. выявлен рост общей площади и количества термокарстовых озер, составивший для разных участков от двух- до трехкратного [Кравцова, Тарасенко, 2011; Родионова, 2013].

Целью данной работы является исследование условий, приводящих к нелинейной динамике увеличения количества и площади термокарстовых озер в ЦЯ, на основе анализа данных дистанционного зондирования и наблюдений за состоянием сезонноталого слоя пород. Были решены две основные задачи: 1) на основе космических снимков Landsat выполнена оценка изменения площа-

ди термокарстовых озер в бассейнах трех рек ЦЯ за период 2000–2019 гг.; 2) выявлена качественная связь между состоянием сезонноталого слоя многолетнемерзлых пород, климатическими факторами и увеличением площади термокарстовых озер в ЦЯ.

РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЙ

Территория исследования расположена в пределах Лено-Амгинского междуречья в юго-восточной части Центрально-Якутской низменности. Геокриологические исследования данного региона ранее проводились многими авторами, например, В.Г. Зольниковым [1954], П.А. Соловьевым [1959], М.С. Ивановым [1984], Н.П. Босиковым [1991].

Средняя абсолютная высота поверхности низменности составляет 250 м с максимальными значениями до 400 м. В геологическом строении рассматриваемой территории участвуют палеозойские, мезозойские и кайнозойские породы. В истории ее развития важную роль сыграли глубинные разломы. Тектоническая активность в таких зонах в течение кайнозоя повлияла на формирование структуры основных геоморфологических уровней, на строение, мощность, льдистость многолетнемерзлых отложений и развитие термокарста [Иванов, 1984].

Климат региона – резко континентальный. За период 1966–2018 гг. среднегодовая температура воздуха на метеостанции (м/с) Якутск составила -8.8 °С. Максимальная среднемесячная температура наблюдается в июле и достигает $+19.5$ °С, минимальная в январе и равна -38.6 °С. Среднегодовое количество осадков составляет 237 мм, их основное количество (75–85 %) выпадает в летний период [Босиков, 1991]. Снежный покров формируется в октябре, разрушается в первых числах мая, а его высота к началу снеготаяния в среднем составляет 36 см (м/с Якутск, 1966–2018 гг.).

Центральная Якутия относится к области сплошного распространения многолетнемерзлых пород. В низкой пойме мощность мерзлых пород изменяется от 10 до 50 м, на средней и высокой – от 50 до 300 м, на надпойменных террасах наблюдается возрастание толщи многолетнемерзлых пород, которая на некоторых участках может превышать 400 м [Иванов, 1984]. Глубина сезонного оттаивания колеблется от 0.5 м на заболоченных территориях до 4 м в сосновых лесах [Там же]. Территория исследования расположена в районе распространения позднеэоценовых отложений ледового комплекса, высокая льдистость которых является фактором развития термокарста как в прошлом, так и в настоящее время. В долинах рек и под крупными термокарстовыми озерами распространены талики.

Преобладающим ландшафтом территории является травянисто-брусничный лиственничник на

Распределение аласов и термокарстовых озер в бассейнах рек (2000–2019 гг.)

Бассейн	Код гидрол. поста	Площадь водосбора, км ²	Площадь аласов		Кол-во снимков	Минимальная площадь озер			Максимальная площадь озер			Изменения площади		Площадь озер 09.06.2019	
			км ²	%		км ²	%	год	км ²	%	год	км ²	% от начальной	км ²	%
Р. Суола – пос. Бютейдях	3217	1270	81.7	6.4	58	8.9	0.7	2003	19.4	1.5	2018	10.5	117	17.9	1.4
Р. Танда – с. Бярия	3306	2000	97.9	4.9	11	23.4	1.2	2001	29.4	1.4	2018	6.0	25	27.7	1.4
Р. Таатта – с. Уолба	3628	8290	776.0	9.4	7	118.0	1.4	2001	225.0	2.7	2018	107.0	90	213.3	2.6
Р. Суола – с. Бедеме	3659	3380	326.0	9.7	27	34.0	1.0	2004	70.8	2.0	2008	36.8	108	66.1	1.9

Примечание. Относительные величины площади даны в процентах от площади водосбора.

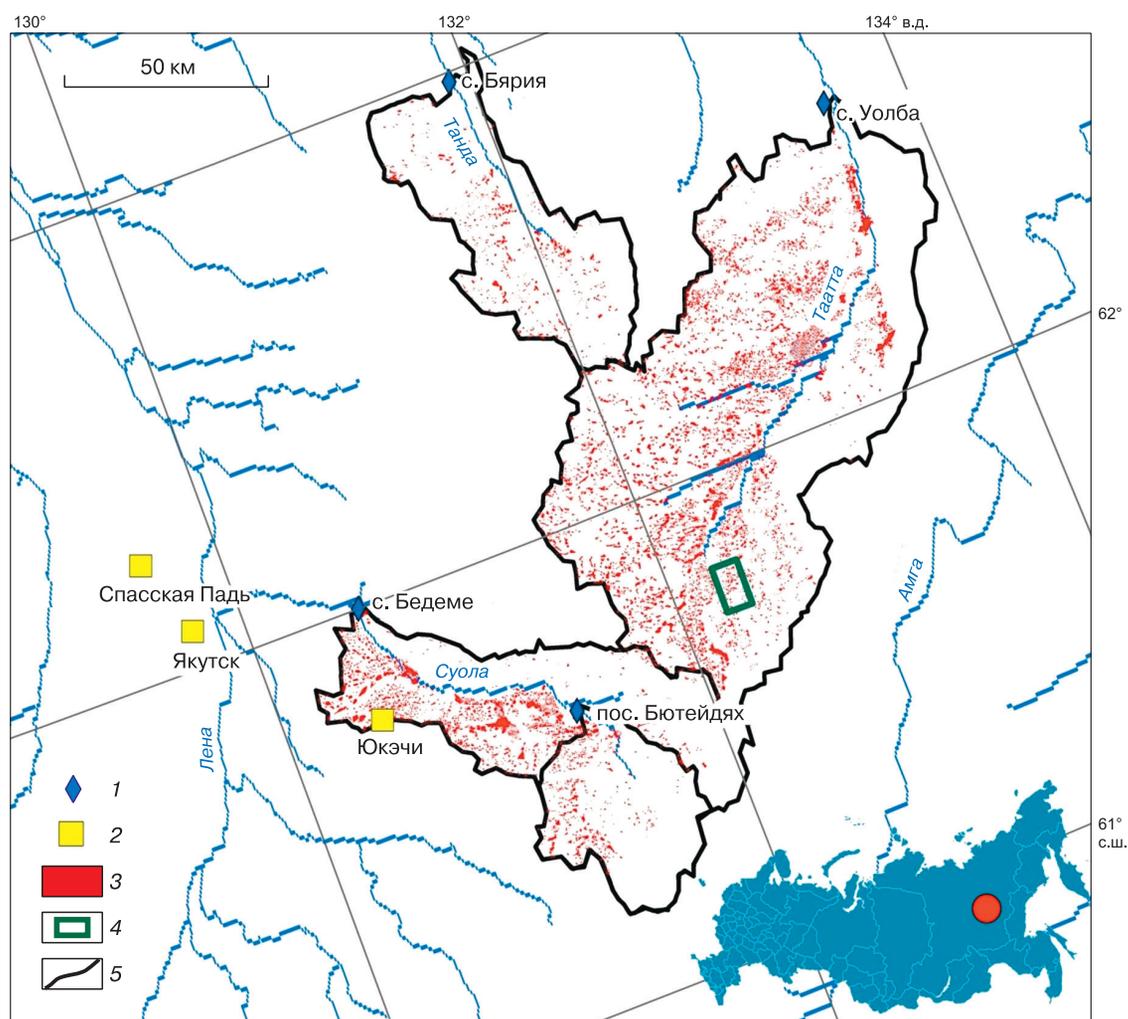


Рис. 1. Карта района исследований.

1 – гидрологический пост; 2 – исследовательский стационар/метеостанция; 3 – аласы; 4 – характерный участок; 5 – граница водосбора.

мерзлотно-таежных палевых, дерново-лесных и аллювиальных луговых почвах [Там же].

Одной из основных черт региона является слабое развитие речной сети и широкое распространение эрозионно-термокарстовых котловин [Зольников, 1954]. Наиболее зрелые термокарстовые формы – аласы, характеризующиеся выложенными и задернованными бортами, покрыты луго степной растительностью на засоленных почвах.

В качестве района исследования были выбраны бассейны трех рек (Суола, Танда и Таатта) с площадями от 1270 до 8290 м², характеризующиеся значительным распространением аласов (см. таблицу, рис. 1). Выбор бассейнов этих рек в качестве объектов исследования обусловлен наличием на них гидрологических постов (г/п) с данными наблюдений за расходами воды для периода 1960–2017 гг., необходимыми для следующего этапа работы, связанного с оценкой и моделированием роли термокарстовых озер в гидрологическом режиме рек ЦЯ. Доля площади аласов от площади водосбора, оцененная авторами на основе работ Я.И. Торговкина и А.А. Шестаковой [Торговкин и др., 2018; Торговкин, Шестакова, 2018], изменяется от 4.9 % в пределах водосбора р. Танда до 9.7 % на водосборе р. Суола выше гидрологического поста с. Бедеме.

МАТЕРИАЛЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Данные дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ). Для изучения многолетней динамики термокарстовых озер используются различные типы данных ДЗЗ. В ряде работ [Sannel, Brown, 2010; Jones et al., 2011] использованы данные аэрофотосъемки или космические снимки сверхвысокого разрешения (1 м и детальнее). Их недостатком до недавнего времени была редкая повторяемость съемки. В результате аномальные метеорологические условия (например, выпадение большого количества осадков) незадолго до момента съемки могли привести к ошибочным заключениям относительно изменения площади термокарстовых озер [Olthof et al., 2015]. Лишь в 2017 г., после запуска группировки наноспутников компании Planet, появилась возможность мониторинга площади термокарстовых озер с высоким пространственным разрешением (3 м) в ежедневном режиме [Cooley et al., 2017].

Основным источником данных для оценки изменений площади термокарстовых озер за длительные промежутки времени (более 10 лет) остаются снимки со спутников серии Landsat (сенсоры TM, ETM+ и OLI) с пространственным разрешением 30 м. Оценка площади озер по этим данным является менее точной, чем по снимкам сверхвысокого разрешения, однако важнейшим преимуществом является наличие однородного ряда на-

блюдений за период с 1984 г. (по некоторым регионам России, включая ЦЯ, с 1999 г.). Помимо пространственного разрешения, ограничением данных Landsat является высокая доля облачных снимков. Частота получения безоблачных снимков оказывается в несколько раз ниже номинального временного разрешения (16 суток).

Для выделения водной поверхности по спутниковым данным используется средний инфракрасный (SWIR) спектральный диапазон [Frazier, Page, 2000] или основанные на нем спектральные индексы, наиболее эффективным из которых считается нормализованный разностный водный индекс mNDWI [Xu, 2006]. При выделении термокарстовых озер возникает проблема, связанная с тем, что площадь значительной части из них сопоставима с площадью одного пиксела снимка Landsat (0.09 га). В результате более 50 % пикселей, попадающих в пределы термокарстовых озер, заняты водой не полностью. Для получения точной оценки площади термокарстовых озер рекомендуется определять долю площади (%) воды в каждом пикселе на основе метода спектральных смесей [Olthof et al., 2015] либо рассматривать только относительно крупные озера (имеющие площадь более 0.5–1.0 га), при определении площади которых ошибка будет меньше.

В настоящей работе для определения площади термокарстовых озер ЦЯ было использовано 54 снимка со спутников Landsat (сенсоров TM, ETM+, OLI) за период с 2000 по 2019 г., полученных с web-сервиса Геологической службы США [USGS..., 2020]. Рассматривались снимки летнего сезона (с июня по сентябрь). Выбор снимков за весь летний сезон (а не только за его вторую половину, когда площадь озер достигает сезонного минимума) обусловлен дефицитом безоблачных данных. Важно отметить, что в большинстве случаев внутригодовая изменчивость площади водной поверхности меньше межгодовой изменчивости. С целью минимизации ошибок при определении площадей озер порог отсечения по минимальной площади был принят равным 1 га (что соответствует 11 пикселям съемочной системы Landsat). Выбор порога в 1 га для оценки минимальной площади озер обусловлен необходимостью уменьшить ошибки оценки площади для каждого конкретного озера. При выборе порогового значения, равного 0.4 га, такие ошибки могут быть весьма значительными, так как пиксели изображения не попадают полностью в пределы водной поверхности озера.

Методика выделения озер включала следующие этапы:

1) пересчет значений яркости в спектральных каналах из исходных значений (Digital Numbers, DN) в отражательную способность (reflectance) и атмосферная коррекция методом вычитания тем-

ного объекта (Dark Object Substraction, DOS). Данная операция выполнена с помощью программного модуля “Semi-automated image classifier” геоинформационной системы QGIS [Congedo, 2016], который используется для загрузки, предварительной обработки и классификации снимков со спутников серии Landsat, Sentinel-2 и Terra/Aqua MODIS;

2) выделение водной поверхности по пороговому значению нормализованного разностного водного индекса mNDWI, которое принято равным 0.3. Автором этого индекса [Xu, 2006] был предложен более низкий порог (0.09). В данной работе повышение порогового значения позволило частично разделить водные поверхности и тени от облаков;

3) конвертация в векторный формат данных, расчет площадей, удаление объектов площадью менее 1 га. Для автоматизации вычислений на этапах 2–3 использованы возможности ArcGis Model Builder. Площадь озер рассчитывалась для каждого снимка отдельно, с последующим удалением дублирующихся объектов в зонах перекрытия снимков.

Основным ограничением данных, помимо удаления озер небольшой площади, является наличие теней от облаков на большинстве снимков. Затененные участки также имеют низкую яркость в SWIR-диапазоне и могут быть ошибочно отнесены к водным объектам. На большинстве из полученных снимков присутствовала кучевая облачность и тени от нее, занимавшие по площади 1–5 %. В связи с этим удалось получить оценки площади термокарстовых озер по всем 54 снимкам только для бассейна р. Суола – пос. Бютейдях, имеющего минимальную площадь, но репрезентативного для выбранной территории. Суммарная площадь озер бассейна р. Суола – пос. Бютейдях имеет значительную корреляцию с суммарной площадью озер соседних водосборов, полученных за одинаковые даты по снимкам без облачности. Коэффициент детерминации суммарной площади термокарстовых озер в верхней и нижней частях бассейна р. Суола составляет 0.79. Для остальных бассейнов количество полностью безоблачных сцен составило от 7 до 25.

Дополнительно было проведено исследование динамики термокарстовых озер на территории стационара Юкэчи на территории площадью 113 га (аналогичная площадь рассмотрена в [Fedorov et al., 2014; Ulrich et al., 2017]) за период 2000–2019 гг. Вышеизложенным методом, при условии учета площади озер менее 1 га как площади всего пикселя, в который попало озеро, было проанализировано 44 снимка, из них 27 снимков за те же даты, что и для водосбора р. Суола – пос. Бютейдях.

Данные наземных наблюдений. Для оценки взаимосвязи характеристик сезонноталого слоя и снежного покрова с динамикой развития термокарстовых озер использовались материалы наблюдений на научно-исследовательском стационаре Спасская Падь, расположенном на плоскоравнинном межаласье с коренным лиственничником на мелкозернистых песках. Материалы включали суточные данные наблюдений за влажностью почвы на глубинах 0.1, 0.2, 0.4, 0.6, 0.8 м и температурой на глубине 1.2 м за период 1998–2010 гг. [GAME – Siberia..., 2003; Iijima et al., 2010], а также данные наблюдений за влажностью (до 1.5 м) и температурой почвы (до 3.2 м), которые измерялись 1–2 раза в месяц за период 1998–2018 гг. (данные предоставлены А.Н. Федоровым, Институт мерзлотоведения СО РАН). В работе [Iijima et al., 2010] показано, что данные стационара Спасская Падь являются репрезентативными для типичных ландшафтных условий ЦЯ. Для анализа также использованы данные наблюдений за снежным покровом (1996–2018 гг.) и температурой почвы (1964–2017 гг.) на глубине 1.6 м на м/с Якутск (см. рис. 1).

РЕЗУЛЬТАТЫ АНАЛИЗА ДАННЫХ

Динамика площади термокарстовых озер.

В бассейнах рек Суола и Таатта в период 2000–2019 гг. площадь термокарстовых озер увеличилась в 2 раза. В бассейне р. Таанда – с. Бярия площадь озер выросла только на 25 % (6 км², см. таблицу). Ее бассейн характеризуется наименьшей площадью распространения аласных котловин (4.9 %, см. таблицу), что, скорее всего, связано с островным (более ограниченным по сравнению с другими рассматриваемыми бассейнами) распространением ледового комплекса в пределах его территории на Эмильской террасе Лено-Амгинского междуречья [Соловьев, 1959; Zakharova et al., 2018]. Несмотря на то что для данной части древней террасы р. Лены характерно большое распространение малых по площади озер (0.018–0.075 км²) [Zakharova et al., 2018], использование нами порога минимальной площади озер в 1 га позволяет проследивать их динамику.

На рис. 2 приведен пример увеличения суммарной площади (как остаточных, так и первичных) термокарстовых озер с 2001 по 2019 г. на характерном участке (выбран наиболее показательный участок, см. рис. 1) в западной части бассейна р. Таатта. 17 июля 2001 г. на участке насчитывалось 20 озер с общей площадью 93 га (см. рис. 2, а). За 18 лет общее количество озер и их площадь увеличились почти в 4 раза (27 июля 2019 г. зафиксировано 76 озер с общей площадью 323 га, см. рис. 2, б).

На рис. 3 представлен график изменения и диаграмма диапазона изменения площадей озер в

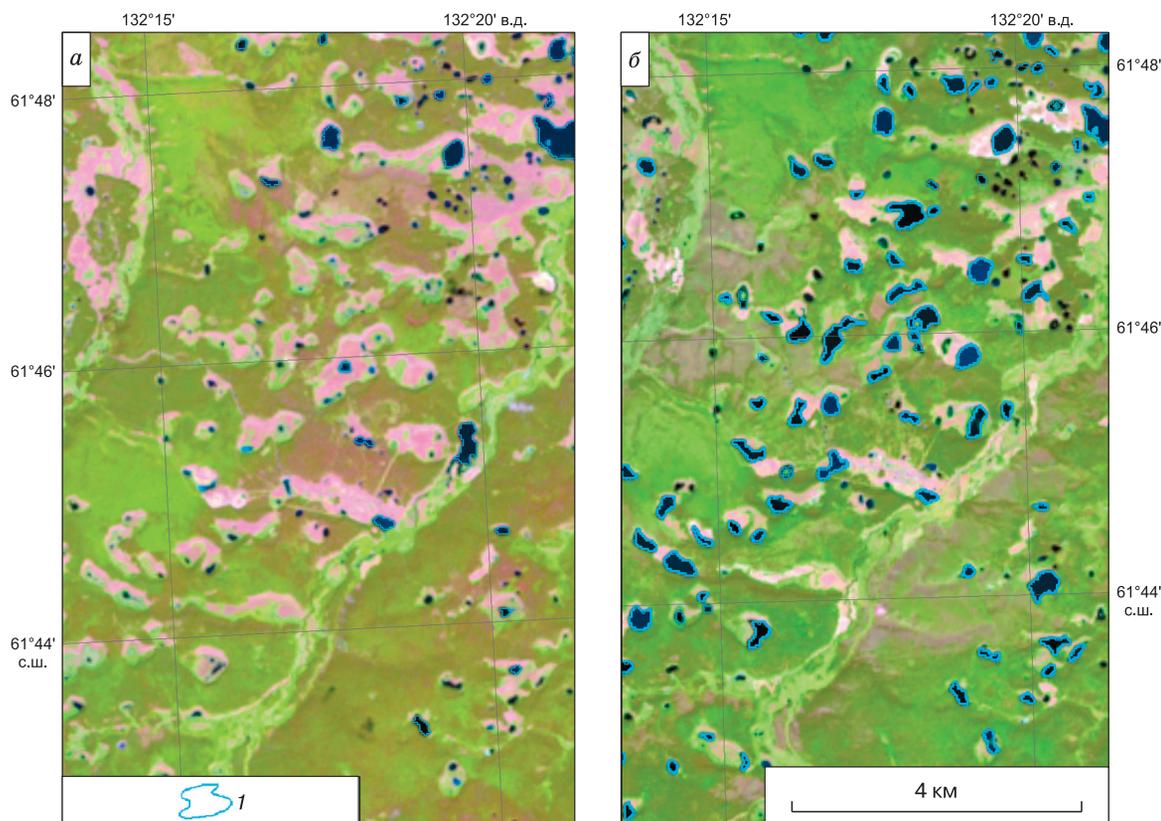


Рис. 2. Увеличение количества и площади остаточных термокарстовых озер на примере западной части бассейна р. Таатта, выявленные по разновременным снимкам Landsat.

а – 17.07.2001 г., б – 27.07.2019 г. 1 – термокарстовые озера.

бассейне р. Суола – пос. Бютейдах в период 2000–2019 гг. Максимальная площадь озер наблюдалась в 2008 и 2018 гг., минимальная – в 2001–2004 гг. Наблюдается пропорциональный рост площади как остаточных, так первично-термокарстовых озер. Для водосбора р. Суола – пос. Бютейдах 17 июля 2001 г. – площадь первично-термокарстовых озер, не пересекающаяся с аласами, составила 1.1 км² (или 11.8 % при общей площади озер 9.3 км²), а 7 августа 2020 г. – 3.0 км² (17.0 % при общей площади озер 17.9 км²). Аналогичная картина наблюдается в бассейне р. Танда – с. Бярия: площадь первично-термокарстовых озер увеличилась на 1.8 км² с 2001 по 2019 г. (4.6 км², или 19.7 %, при общей площади озер 23.3 и 6.4 км², или 22.7 %, при общей площади озер 28.2 км² соответственно).

Увеличение количества первично-термокарстовых озер подтверждается наблюдениями на стационаре Юкэчи [Ulrich et al., 2017]. В период 1944–2014 гг. на участке стационара образовалось 15 новых первично-термокарстовых озер общей площадью 0.7 га (увеличение с 0.04 до 0.6 % от площади участка стационара). За этот же проме-

жуток времени площадь остаточных озер возросла с 0.4 до 1.4 га (с 0.4 до 1.2 %). Суммарно площадь остаточных и первичных термокарстовых озер стационара Юкэчи за период 1944–2014 гг. увеличилась более чем в 4 раза (с 0.5 до 2.1 га, или с 0.4 до 1.9 %).

Сравнение площади озер водосбора р. Суола – пос. Бютейдах и суммарной площади озер стационара Юкэчи указывает на однонаправленную тенденцию их увеличения с величиной достоверности аппроксимации $R^2 = 0.79$ (рис. 4). Можно предположить, что наблюдения на стационаре Юкэчи репрезентативны для территории исследования. По установленной зависимости (см. рис. 4) и историческим данным о площади озер стационара Юкэчи с 1944 г. [Там же] авторами было сделано предположение, что суммарная площадь озер за период 1944–2019 гг. в бассейне водосбора р. Суола – пос. Бютейдах увеличилась более чем в 2.5 раза (с 6.8 км² в 1944 г. до 17.6 км² в 2019 г.), причем основное увеличение произошло в период 2000–2019 гг. (в 2 раза).

Несмотря на наличие общей линейной тенденции увеличения площади озер, изменения

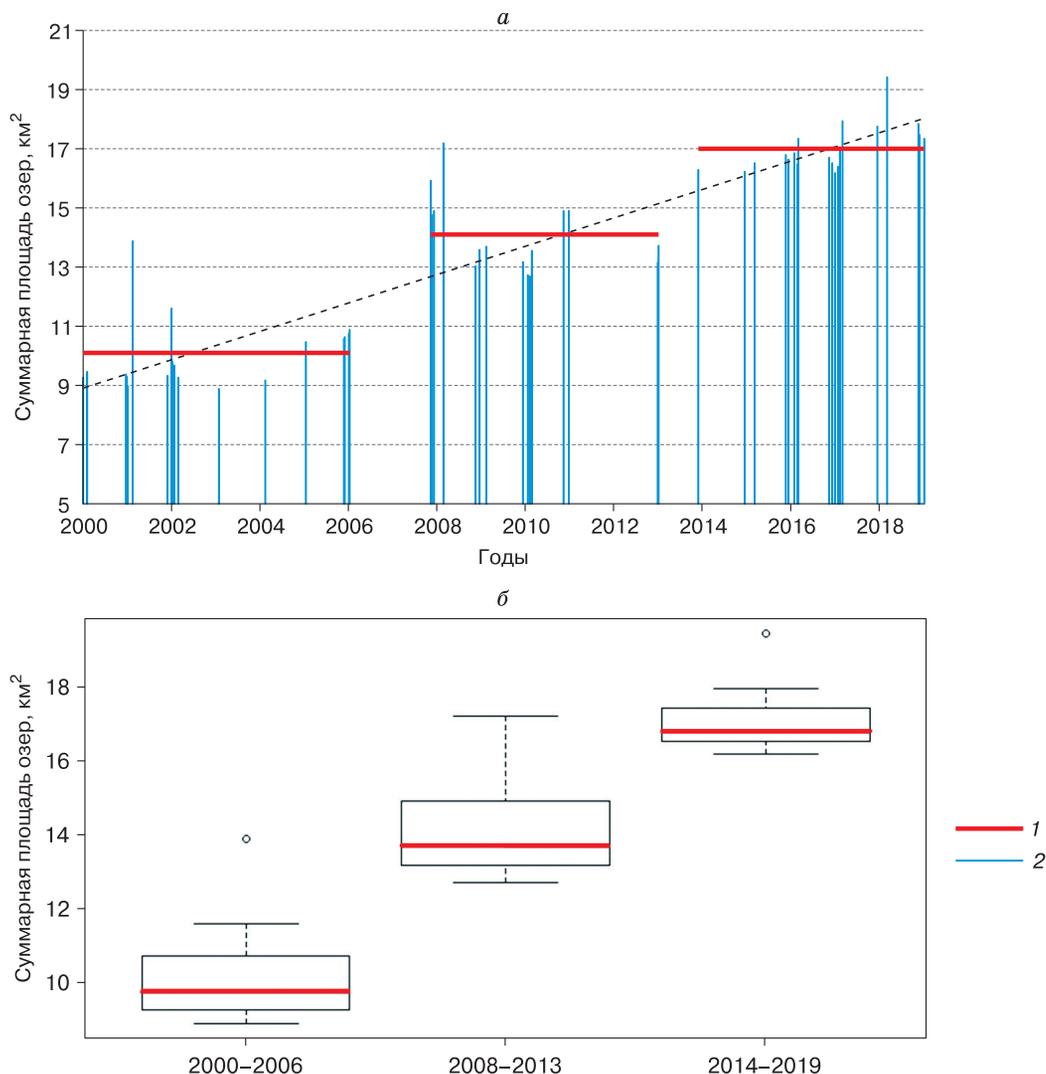


Рис. 3. Тренд изменения (а) и диаграмма размаха площади (б) термокарстовых озер на водосборе р. Суола – пос. Бютейдях за период 2000–2019 гг.

1 – средняя площадь озер за периоды 2000–2006, 2008–2013 и 2014–2019 гг.; 2 – площадь озер на конкретные даты. Для 2007 и 2012 гг. нет данных.

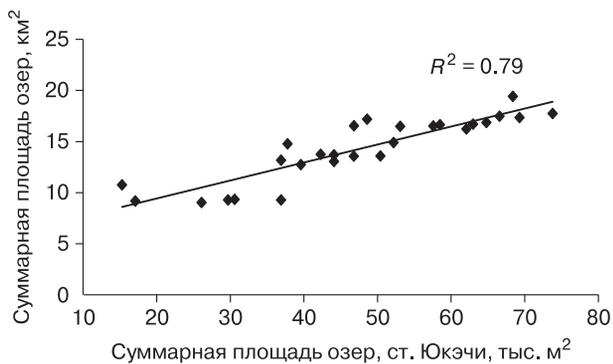


Рис. 4. Зависимость суммарной площади озер водосбора р. Суола – пос. Бютейдях от суммарной площади озер стационара Юкэчи по снимкам Landsat за одинаковые даты (2000–2019 гг.).

происходят скачкообразно. Например, в 2007 и 2014 гг. произошло резкое увеличение площади озер, определяющее ее динамику в последующие годы (см. рис. 3). В течение 2000–2006 гг. средняя площадь озер в бассейне р. Суола – пос. Бютейдях составила 10.1 км², в 2008–2013 гг. – 14.1 км², в 2014–2019 гг. – 17.0 км².

На это указано в работе [Ulrich *et al.*, 2017], в которой выявлена тенденция значительного краткосрочного увеличения площадей озер за короткий период времени, например, в 1965–1967, 1992–2010 (с наибольшим увеличением в период 2007–2008 гг.) и 2012–2014 гг., причем авторы указывают как на увеличение остаточных озер, так и на активное появление новых первично-термокарстовых озер в последние годы. Скорости рас-

ширения остаточных и первично-термокарстовых озер для периода 1944–2014 гг. достигают в среднем 1.6 и 1.2 м/год соответственно.

Геокриологические факторы, влияющие на термокарстовые процессы в Центральной Якутии. Для выявления связи между изменением мощности сезонноталого слоя и увеличением площади термокарстовых озер в ЦЯ был проведен анализ данных наземных наблюдений.

В работе [Родионова, 2013] динамику термокарстовых процессов в ЦЯ связывают с изменением режима выпадения осадков. Действительно, резкому увеличению площади озер в 2007–2008 гг. предшествовал период 2005–2008 гг. с аномально снежными зимами и общим годовым количеством осадков выше нормы на 20–43 %. При среднем значении запасов воды в 1966–2018 гг. в снежном покрове к началу снеготаяния по снегомерным съемкам на станции Якутск 59 мм, в 2005–2007 гг. эта величина составила 88, 86 и 78 мм (превышение нормы на 49, 46 и 32 %) [Булдыгина и др., 2020]. Среднее годовое количество осадков за период 2005–2008 гг. составило 303 мм (при норме 237 мм). Однако прямой функциональной связи между площадью термокарстовых озер и количеством твердых или общих осадков не наблюдается.

В работе [Iijima et al., 2010] подробно рассмотрены геокриологические последствия выпадения значительных сумм осадков в рассматриваемый период. Аномально высокие запасы воды в снежном покрове и выпадение жидких осадков в предзимний период обусловили продолжительный период повышенной влажности сезонноталого слоя почвы в ЦЯ. Так, в 2006 г., согласно данным стационара Спасская Падь, средняя величина влажности верхнего 80-сантиметрового слоя почвы за теплый период (май–сентябрь) составила 24 % по сравнению с 11 % в 2003 г. 1 октября 2006 г. перед началом промерзания почва находилась в состоянии полного водонасыщения (влажность верхнего 10-сантиметрового слоя составила 50 %, а 80-сантиметрового слоя – 46 %), т. е. к началу снеготаяния 2007 г. почва была в мерзлом состоянии, и, вероятно, величина льдистости была еще выше за счет процессов миграции воды к фронту промерзания. Максимальная измеренная влажность метрового слоя почвы в 2006 г. достигла 34 %, в 2003 г. – только 14 %.

На рис. 5 приведены зависимости максимальной площади термокарстовых озер в бассейне р. Суола – пос. Бютейдах от средней за теплый период и максимальной суточной влажности слоя почвы толщиной 1.0 и 0.8 м в предыдущий год. Величина достоверности аппроксимации R^2 составляет 0.63 и 0.80 соответственно. Очевидно, что выявленные зависимости имеют качественный характер, так как могут быть построены только за непродолжительный период времени, характери-

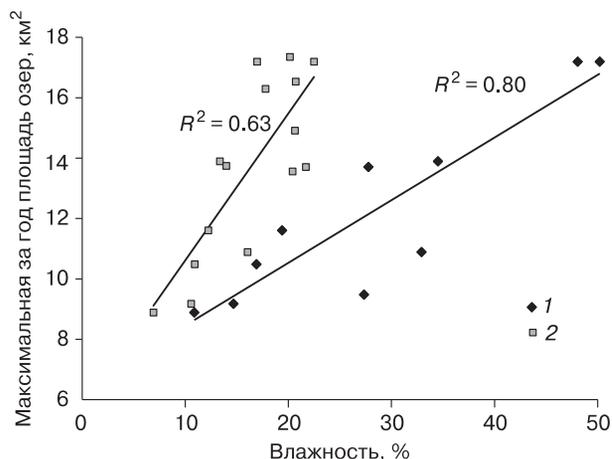


Рис. 5. Зависимость максимальной суммарной площади озер на водосборе р. Суола – пос. Бютейдах от влажности почвы на стационаре Спасская Падь в предшествующий год.

1 – максимальная за год суточная влажность верхнего слоя почвы толщиной 0.8 м (1999–2008 гг.); 2 – среднегодовая влажность слоя почвы толщиной 1 м за теплый период (2000–2015 гг.).

зующийся резким изменением рассматриваемых величин. В будущем, в засушливые годы, когда влажность почвы будет минимальной, площадь озер, скорее всего, не снизится до уровня 2000-х гг.

В результате совместного действия двух взаимосвязанных факторов – значительной влажности почвы и аномально высоких запасов воды в снежном покрове – происходит изменение теплового режима почвы. На рис. 6 представлены графики изменения среднемесячных величин влажности почвы слоя 0.8 м и температуры почвы на глубине 1.6 м. Видно, что периоды повышенных значений температуры почвы соответствуют периодам повышенной ее влажности. Например, повышение влажности почвы в 2005 г., обусловленное высоким запасом воды в снежном покрове зимой и значительными осадками летом, а также мощность снежного покрова в следующий зимний сезон препятствовали промерзанию пород, результатом чего стала повышенная температура почвы на глубине 1.6 м в 2006 г. Зимний период 2006/07 г. также характеризовался снежным покровом выше нормы, что опять привело к повышенной температуре почвы в 2007 г. Максимальная глубина протаивания до 2004 г. изменялась от 1.37 до 1.57 см, а в 2007 г. составила 1.67 см [Iijima et al., 2010]. Периоды изменения рассматриваемых величин также совпадают с основными периодами резкого (скачкообразного) изменения площади озер.

Авторами построен график изменений средней суммарной площади озер в бассейне р. Суола – пос. Бютейдах и среднемесячной минималь-

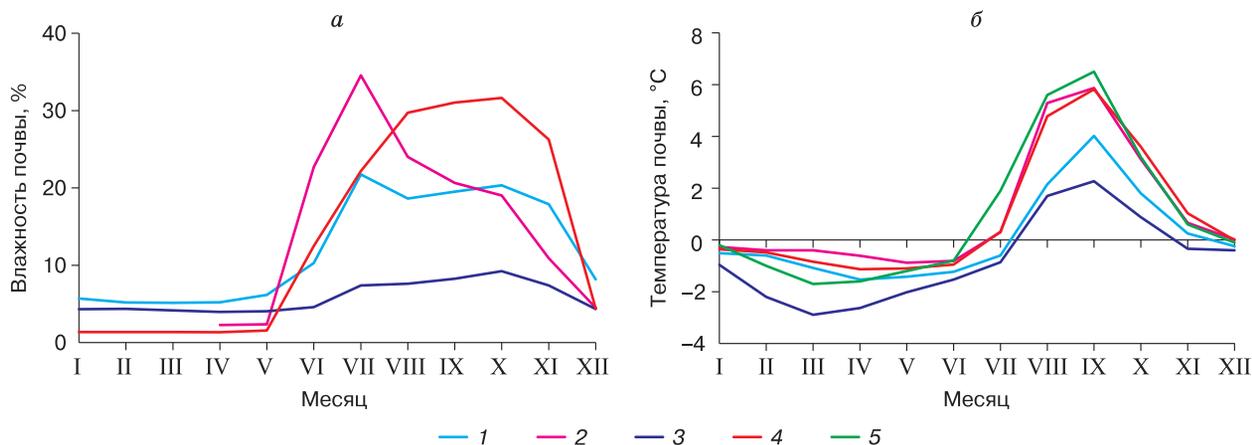


Рис. 6. Среднемесячные значения влажности почвы на глубине 0.8 м на стационаре Спасская Падь (а) и температура почвы на глубине 1.6 м по данным метеостанции Якутск (б).

1 – 1998–1999 гг.; 2 – 2000 г.; 3 – 2003–2004 гг.; 4 – 2005–2007 гг.; 5 – 2014 г.

ной (март–апрель) и максимальной (сентябрь) температуры почвы на глубине 1.6 м на станции Якутск (рис. 7). Сравнение данных о площади озер с данными по м/с Якутск обусловлено тем, что, в отличие от станции Спасская Падь, где имеются данные только за отдельные, не всегда сравнимые даты, на метеостанции доступны суточные данные в течение всего года. Тем не менее связь между величинами температуры почвы на двух станциях имеет высокую корреляцию (0.77).

Коэффициент детерминации между суммарной площадью озер и температурой почвы на глубине 1.6 м со сдвигом в 1 год составляет 0.12, однако на рис. 7 видно, что направленность изменений площади озер повторяет ход температуры почвы с запозданием в 1 год. За ростом температуры почвы в 2005–2007 гг. следует резкое увеличение площади озер с 8.9 до 15.7 км² в 2007–2008 гг. Аналогичная ситуация наблюдается в 1999–2000 гг.: резкое повышение температуры почвы на 0.8 °С

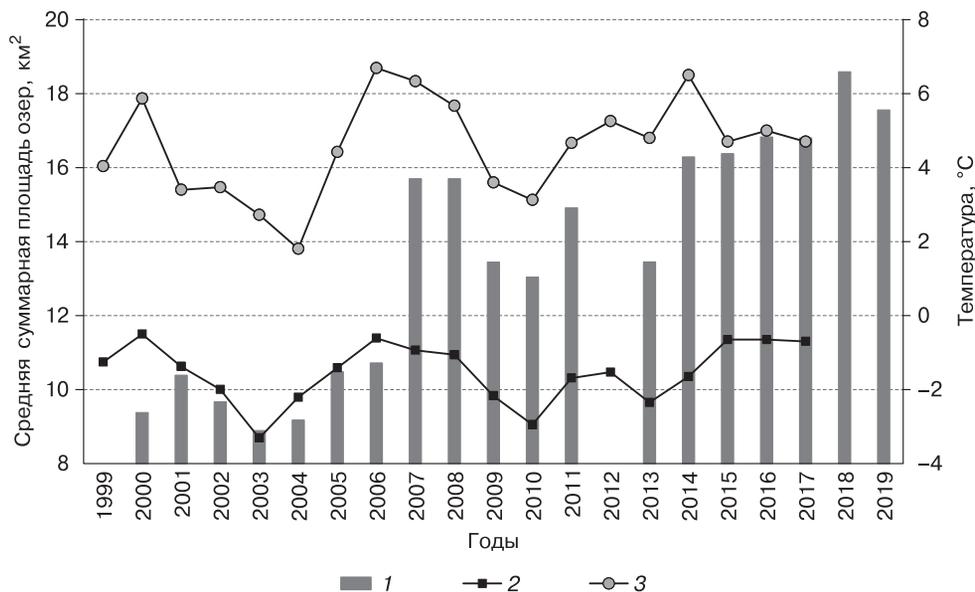


Рис. 7. Изменение средней суммарной площади озер и средней температуры почвы в марте–апреле и сентябре на глубине 1.6 м на станции Якутск.

1 – средняя площадь озер, р. Суола – пос. Бютейдах; 2 – средняя температура почвы на глубине 1.6 м за март–апрель; 3 – средняя температура почвы на глубине 1.6 м за сентябрь. Предполагалось, что площадь озер в 2007 г. не меньше площади озер в 2008 г.

в марте–апреле и на 1.9 °С в сентябре в 1999–2000 гг. сопровождается скачком величины площади озер с 9.4 до 10.4 км² в 2000 – 2001 гг. В 2014 г. высокие значения максимальной температуры (6.5 °С в сентябре) также сопровождались увеличением площади озер (см. рис. 7).

Согласно данным стационара Юкэчи [Ulrich et al., 2017], максимальное изменение площади озер произошло в 1966–1967 гг., когда суммарная площадь озер резко увеличилась с 0.5 га (1965 г.) до 1.2 га (1967 г.). В августе 1966–1967 гг. среднемесячные значения максимальной температуры почвы на глубине 1.6 м составили 4.1 °С в 1966 г. и 5.0 °С в 1967 г., существенно превысив средне-многолетнее значение температуры 3.2 °С (1964–1980 гг.).

Одним из возможных механизмов резкого увеличения площади первично-термокарстовых озер могут являться криогенные оползни на берегах озерных котловин, которые указывают на активизацию термокарстовых процессов [Лейбман, 2005; Pelletier, 2005; Smith et al., 2005; Sannel, Kuhry, 2011]. По берегам таких озер зачастую образуются малые формы проявления термокарста – былары [Brouchkov et al., 2004; Séjourné et al., 2015].

При повышении температуры пород происходит увеличение глубины протаивания, влагонасыщение пород оттаявшим льдом и перемещение блоков пород вниз по склону. В результате происходит накопление данных блоков и затухание процесса до времени нового наступления определенного сочетания экстремальных гидрометеорологических условий. Примером может являться продемонстрированное в работе А. Сежурне с соавторами [Séjourné et al., 2015] отступление берегов в 2011–2013 гг., скорость которого колебалась от 0.5 до 3.16 м/год.

При выпадении значительного количества атмосферных осадков и, как следствие, повышения уровня озер происходит дополнительный подмыв берегов. В результате удерживающихся высоких уровней воды в течение 1–2 лет и при воздействии нового теплового импульса оттаявшие отложения перенасыщаются водой и обрушиваются, тем самым увеличивая площадь озерной котловины [Лейбман, 2005; Séjourné et al., 2015].

Несмотря на ведущую роль дождевых осадков или снеготаяния, формирующих непродолжительные по времени максимумы площади озер, после их скачкообразного увеличения площадь озера не возвращаются в первоначальное состояние. Это подтверждается данными работы [Zakharova et al., 2018], в которой авторы при помощи спутниковой альтиметрии установили начавшееся повышение уровня воды в термокарстовых озерах в 2006 г. при достижении максимальной площади озер в 2007 и 2008 гг. Среднее повышение уровня в период 2006–2009 гг. составило 130 см с максимальными

значениями 230 см. После 2009 г. уровень воды начал падать и для периода 2013–2016 гг. в среднем понизился только на 70 см с максимальной величиной понижения 120 см [Там же].

Геокриологические условия оказывают непосредственное влияние на развитие и увеличение площади термокарстовых озер в ЦЯ в долгосрочной перспективе. Очевидно, что локальные условия значительным образом определяют динамику температуры и влажности пород сезонноталого слоя, а из-за ограниченности точечных данных наблюдений, которые приходится использовать в качестве индикаторов для больших территорий, можно установить только качественные связи между площадью озер и изменениями характеристик многолетнемерзлых пород. Направленность изменений этих величин (наблюденных или спрогнозированных) может служить индикатором тенденций развития термокарстовых процессов в ЦЯ.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе анализа космических снимков Landsat выявлено увеличение суммарной площади озер в бассейнах рек Суола, Танда и Таатта в восточной части Центральной Якутии за период 2000–2019 гг. На разных участках развитие озер происходит с различной скоростью, причем наблюдается пропорциональный рост как по остаточным озерам, так и по первично-термокарстовым. В бассейнах рек Суола и Таатта площадь озер за 20-летний период увеличилась в 2 раза, на одном из участков в бассейне р. Таатта за 18 лет количество озер и их площадь увеличились почти в 4 раза, а в бассейне р. Танда – на 25 %, что, вероятно, связано с более ограниченным по сравнению с другими рассматриваемыми бассейнами распространением отложений ледового комплекса.

При использовании выявленной зависимости между площадью озер в бассейне р. Суола и динамикой площади озер стационара Юкэчи были сделаны предположения, что суммарная площадь озер за период 1944–2019 гг. в бассейне водосбора р. Суола – пос. Бютейдях увеличилась более чем в 2.5 раза, причем основное увеличение произошло в 2000–2019 гг. (в 2 раза).

Несмотря на наличие общего линейного тренда увеличения площади озер, происходит оно скачкообразно. Примером могут являться 1965–1967, 1999–2001, 2006–2008 и 2014–2015 гг., когда произошли резкие увеличения площади озер, определившие развитие озер в последующие периоды. Это подтверждается работами других авторов [Brouchkov et al., 2004; Ulrich et al., 2017]. Некоторые авторы указывают на кратковременность активной фазы развития термокарста и даже рассматривают ее как катастрофическое событие [Brouchkov et al., 2004].

Выявлена зависимость между характеристиками сезонноталого слоя и резким увеличением площади термокарстовых озер в ЦЯ. Основным фактором, приводящим к нарушению стабильного состояния термокарстовых озер, являются краткосрочные (1–3 года) периоды аномального повышения температуры пород сезонноталого слоя. Эти периоды могут быть вызваны сочетанием гидрометеорологических условий, таких как аномально высокие величины запасов воды снежного покрова и годового количества осадков, повышенная влажность пород сезонноталого слоя.

В работе [Кравцова, Быстрова, 2009] подчеркивается, что для понимания причин нелинейного развития термокарстовых озер необходим совместный анализ данных дистанционного зондирования и материалов гидрометеорологических и геокриологических наблюдений. Из результатов настоящей работы следует, что сочетание гидрометеорологических факторов (например, многоводный период) может приводить к нелинейному изменению мощности сезонноталого слоя и “взрывному” развитию термокарстовых озер. Установленные зависимости могут быть использованы для прогноза развития термокарстовых озер в будущем на основе данных наблюдений за состоянием мерзлых пород и модельных расчетов.

Благодарности. Исследование выполнено при поддержке РФФИ (проекты № 19-35-50030 мол_нр, 19-35-90090_аспиранты) и Санкт-Петербургского государственного университета (мероприятие 6, ID проекта: 38360634).

Литература

- Босиков Н.П.** Эволюция аласов Центральной Якутии. Якутск, ИМЗ СО РАН, 1991, 128 с.
- Бульгина О.Н., Разуваев В.Н., Александрова Т.М.** Описание массива данных “Маршрутные снегомерные съемки”: Свидетельство о гос. регистрации базы данных № 2013620279. – <http://meteo.ru/data/166-snow-surveys#> описание-массива-данных (дата обращения: 09.01.2020).
- Зольников В.Г.** Рельеф и почвообразующие породы восточной половины Центральной Якутии // *Материалы о природных условиях в сельском хозяйстве Центральной Якутии.* М., Изд-во АН СССР, 1954, вып. 1, с. 7–54.
- Иванов М.С.** Криогенное строение четвертичных отложений Лено-Алданской впадины. Новосибирск, Наука, 1984, 125 с.
- Кирпотин С.Н., Полищук Ю.М., Брыксина Н.А.** Динамика площадей термокарстовых озер в сплошной и прерывистой криолитозонах Западной Сибири в условиях глобального потепления // *Вестн. Том. гос. ун-та*, 2008, № 311, с. 185–190.
- Кравцова В.И., Быстрова А.Г.** Изменение размеров термокарстовых озер в различных районах России за последние 30 лет // *Криосфера Земли*, 2009, т. XIII, № 2, с. 16–26.
- Кравцова В.И., Тарасенко Т.В.** Динамика термокарстовых озер Центральной Якутии при изменениях климата с 1950 года // *Криосфера Земли*, 2011, т. XV, № 3, с. 31–42.
- Лейбман М.О.** Криогенные склоновые процессы и их геоэкологические последствия в условиях распространения пластовых льдов: Дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Тюмень, 2005, 262 с.
- Нестерева М.И.** Возникновение и распространение термокарстовых озер на территории Якутии // *Молодой ученый*, 2012, № 9, с. 79–82.
- Родионова Т.В.** Исследования динамики термокарстовых озер в различных районах криолитозоны России по космическим снимкам: Дис. ... канд. геогр. наук. М., 2013, 196 с.
- Соловьев П.А.** Криолитозона северной части Лено-Амгинского междуречья. М., Изд-во АН СССР, 1959, 141 с.
- Торговкин Я.И., Шестакова А.А.** ГИС “Аласы Мегино-Кангаласского района (улуса)” // *Геоинформатика*, 2018, № 4, с. 33–40.
- Торговкин Я.И., Шестакова А.А., Васильев А.И.** Пространственный анализ аласов Центральной Якутии с применением ГИС-технологий // *Пробл. регион. экологии*, 2018, № 6, с. 138–140.
- Boike J., Grau T., Heim B. et al.** Satellite-derived changes in the permafrost landscapes of Central Yakutia, 2000–2011: Wetting, drying, and fires // *Global Planet Change*, 2016, vol. 139, p. 116–127.
- Brouchkov A., Fukuda M., Fedorov A. et al.** Thermokarst as a short-term permafrost disturbance, Central Yakutia // *Permafrost and Periglacial Processes*, 2004, vol. 15, p. 81–87.
- Congedo L.** Semi-Automatic Classification Plugin Documentation. 2016, 274 p. – <https://semiautomaticclassificationmanual-v5.readthedocs.io/en/latest/>
- Cooley S.W., Smith L.C., Stepan L., Mascaro J.** Tracking dynamic northern surface water changes with high-frequency planet CubeSat imagery // *Remote Sens.*, 2017, vol. 9 (12), p. 1306.
- Crate S., Ulrich M., Habeck J.O. et al.** Permafrost livelihoods: A transdisciplinary review and analysis of thermokarst-based systems of indigenous land use // *Anthropocene*, 2017, vol. 18, p. 89–104.
- Fedorov A.N., Gavriliev P.P., Konstantinov P.Y. et al.** Estimating the water balance of a thermokarst lake in the middle of the Lena River basin, eastern Siberia // *Ecohydrology*, 2014, vol. 7 (2), p. 188–196.
- Frazier P.S., Page K.J.** Water body detection and delineation with Landsat TM data // *Photogrammetric Eng. and Remote Sens.*, 2000, vol. 66 (12), p. 1461–1467.
- GAME-Siberia** and Frontier Observational Research System for Global Change. Dataset for Water and Energy Cycle in Siberia (Version 1), 2003. – <http://192.244.231.21/iorgc/hcorp/data/database/cdc/siberia/sub1.html>
- Iijima Y., Fedorov A.N., Park H. et al.** Abrupt increases in soil temperatures following increased precipitation in a permafrost region, central Lena River basin, Russia // *Permafrost and Periglacial Processes*, 2010, vol. 21, p. 30–41.
- Jones B.M., Arp C.D.** Observing a catastrophic thermokarst lake drainage in Northern Alaska // *Permafrost and Periglacial Processes*, 2015, vol. 26 (2), p. 119–128.
- Jones B.M., Grosse G., Arp C.D. et al.** Modern thermokarst lake dynamics in the continuous permafrost zone, northern Seward Peninsula, Alaska // *J. Geophys. Res., Biogeosciences*, 2011, vol. 116 (G2), p. G00M03.
- Karlsson J.M., Lyon S.W., Destouni G.** Thermokarst lake, hydrological flow and water balance indicators of permafrost change in Western Siberia // *J. Hydrology*, 2012, vol. 464, p. 459–466.

- Nitze I., Grosse G., Jones B. et al. Landsat-based trend analysis of lake dynamics across Northern permafrost regions // *Remote Sens.*, 2017, vol. 9 (7), p. 640.
- Olthof I., Fraser R.H., Schmitt C. Landsat-based mapping of thermokarst lake dynamics on the Tuktoyaktuk Coastal Plain, Northwest Territories, Canada since 1985 // *Remote Sens. Environ.*, 2015, vol. 168, p. 194–204.
- Pelletier J.D. Formation of oriented thaw lakes by thaw slumping // *J. Geophys. Res.*, 2005, vol. 110, p. F02018.
- Plug L.J., Walls C., Scott B.M. Tundra lake changes from 1978 to 2001 on the Tuktoyaktuk Peninsula, western Canadian Arctic // *Geophys. Res. Lett.*, 2008, vol. 35 (3), p. L03502.
- Sannel A.B.K., Brown I.A. High-resolution remote sensing identification of thermokarst lake dynamics in a subarctic peat plateau complex // *Can. J. Remote Sens.*, 2010, vol. 36 (S1), p. S26–S40.
- Sannel A.B.K., Kuhry P. Warming-induced destabilization of peat plateau/thermokarst lake complexes // *J. Geophys. Res.*, 2011, vol. 116, p. G03035.
- Séjourné A., Costard F., Fedorov A. et al. Evolution of the banks of thermokarst lakes in Central Yakutia (Central Siberia) due to retrogressive thaw slump activity controlled by insolation // *Geomorphology*, 2015, vol. 241, p. 31–40.
- Smith L.C., Sheng Y., MacDonald G.M., Hinzman L.D. Disappearing Arctic lakes // *Science*, 2005, vol. 308 (5727), p. 1429.
- Streletskiy D.A., Suter L.J., Shiklomanov N.I. et al. Assessment of climate change impacts on buildings, structures and infrastructure in the Russian regions on permafrost // *Environ. Res. Lett.*, 2019, vol. 14 (2), p. 025003.
- Swanson D.K. Thermokarst and precipitation drive changes in the area of lakes and ponds in the National Parks of northwestern Alaska, 1984–2018 // *Arctic, Antarctic, and Alpine Res.*, 2019, vol. 51 (1), p. 265–279.
- Ulrich M., Matthes H., Schirmermeister L. et al. Differences in behavior and distribution of permafrost-related lakes in Central Yakutia and their response to climatic drivers // *Water Resources Res.*, 2017, vol. 53 (2), p. 1167–1188.
- USGS: United States Geological Survey, Earth Explorer. – <https://earthexplorer.usgs.gov/> (дата обращения: 10.01.2020).
- Xu H.Q. Modification of normalized difference water index (NDWI) to enhance open water features in remotely sensed imagery // *Intern. J. Remote Sens.*, 2006, vol. 27 (14), p. 3025–3033.
- Zakharova E.A., Kouraev A.V., Stephane G. et al. Recent dynamics of hydro-ecosystems in thermokarst depressions in Central Siberia from satellite and in situ observations: Importance for agriculture and human life // *Science of the Total Environ.*, 2018, vol. 615, p. 1290–1304.
- culture of Central Yakutia]. Moscow, AN SSSR, 1954, vol. 1, p. 7–54 (in Russian).
- Ivanov M.S. Kriogennoye stroyeniye chetvertichnykh otlozheniy Leno-Aldanskoy vpadiny [Cryogenic structure of Quaternary deposits of the Leno-Aldan depression]. Novosibirsk, Nauka, 1984, 125 p. (in Russian).
- Kirpotin S.N., Polnschuk Yu.M., Bryksina N.A. Dynamics of thermokarst lake areas in continuous and discontinuous permafrost zones of Western Siberia under global warming. *Vestnik Tomskogo gosudarstvennogo universiteta* [Tomsk State University Bulletin], 2008, 311, p. 185–190 (in Russian).
- Kravtsova V.I., Bystrova A.G. Changes in thermokarst lake size in different regions of Russia for the last 30 years. *Kriosfera Zemli* [Earth's Cryosphere], 2009, vol. XIII, No. 2, p. 16–26 (in Russian).
- Kravtsova V.I., Tarasenko T.V. The dynamics of thermokarst lakes under climate changes since 1950 Central Yakutia. *Kriosfera Zemli* [Earth's Cryosphere], 2011, vol. XV, No. 3, p. 31–42 (in Russian).
- Leibman M.O. Kriogennyye sklonovyye protsessy i ikh geologicheskkiye posledstviya v usloviyakh rasprostraneniya plastovyykh l'dov [Cryogenic slope processes and their geoecological consequences in the conditions of ice propagation formation]. Prof. Thesis. Tyumen, 2005, 262 p. (in Russian).
- Nestereva M.I. Occurrence and distribution of thermokarst lakes on the territory of Yakutia. *Molodoy uchenyy* [Young Scientist], 2012, No. 9, p. 79–82 (in Russian).
- Rodionova T.V. Issledovaniya dinamiki termokarstovyykh ozer v razlichnykh rayonakh kriolitozony Rossii po kosmicheskim snimkam [Studies of the thermokarst lakes dynamics in various areas of the permafrost zone of Russia from space images]. PhD Thesis. Moscow, 2013, 196 p. (in Russian).
- Soloviev P.A. Kriolitozona severnoy chasti Leno-Amginskogo mezhdurech'ya [Cryolithozone of the Northern Part of the Lena-Amginsky Interfluves]. Moscow, AN SSSR, 1959, 141 p. (in Russian).
- Torgovkin Ya.I., Shestakova A.A. GIS “Alasy Megino-Kangalassky district (ulus)”. *Geoinformatika* [Geoinformatics], 2018, No. 4, p. 33–40 (in Russian).
- Torgovkin Ya.I., Shestakova A.A., Vasiliev A.I. Spatial analysis of alas of Central Yakutia using GIS technologies. *Problemy regional'noy ekologii* [Problems of Regional Ecology], 2018, No. 6, p. 138–140 (in Russian).
- Boike J., Grau T., Heim B. et al. Satellite-derived changes in the permafrost landscapes of Central Yakutia, 2000–2011: Wetting, drying, and fires. *Global Planet Change*, 2016, vol. 139, p. 116–127.
- Brouchkov A., Fukuda M., Fedorov A. et al. Thermokarst as a Short-term Permafrost Disturbance, Central Yakutia. *Permafrost and Periglacial Processes*, 2004, vol. 15, p. 81–87.
- Congedo L. Semi-Automatic Classification Plugin Documentation. 2016, 274 p. – <https://semiautomaticclassificationmanual-v5.readthedocs.io/en/latest/>
- Cooley S.W., Smith L.C., Stepan L., Mascaro J. Tracking dynamic northern surface water changes with high-frequency planet CubeSat imagery. *Remote Sensing*, 2017, vol. 9 (12), p. 1306.
- Crate S., Ulrich M., Habeck J.O. et al. Permafrost livelihoods: A transdisciplinary review and analysis of thermokarst-based systems of indigenous land use. *Anthropocene*, 2017, vol. 18, p. 89–104.
- Fedorov A.N., Gavriliev P.P., Konstantinov P.Y. et al. Estimating the water balance of a thermokarst lake in the middle of the Lena River basin, eastern Siberia. *Ecohydrology*, 2014, vol. 7 (2), p. 188–196.

References

Bosikov N.P. Evolyutsiya alasov Tsentral'noy Yakutii [Evolution of the alas of Central Yakutia]. Yakutsk, IMZ SB RAS, 1991, 128 p. (in Russian).

Bulygina O.N., Razuvaev V.N., Alexandrova T.M. Opisaniye massiva dannykh “Marshrutnyye snegomernyye s'yemki” [Description of the data set “Route snow surveys”], Certificate of state registration of the database No. 2013620279. – <http://meteo.ru/data/166-snow-surveys#описание-массива-данных> (last visited: 09.01.2020).

Zolnikov V.G. Relief and soil-forming rocks of the Eastern half of Central Yakutia. *Materialy o prirodnykh usloviyakh v sel'skom khozyaystve* [Materials on natural conditions in agri-

- Frazier P.S., Page K.J. Water body detection and delineation with Landsat TM data. *Photogrammetric Eng. and Remote Sensing*, 2000, vol. 66 (12), p. 1461–1467.
- GAME-Siberia and Frontier Observational Research System for Global Change. Dataset for Water and Energy Cycle in Siberia (Version 1), 2003. – <http://192.244.231.21/iorgc/hcorp/data/database/cdc/siberia/sub1.html>
- Iijima Y., Fedorov A.N., Park H. et al. Abrupt increases in soil temperatures following increased precipitation in a permafrost region, central Lena River basin, Russia. *Permafrost and Periglacial Processes*, 2010, vol. 21, p. 30–41.
- Jones B.M., Arp C.D. Observing a catastrophic thermokarst lake drainage in Northern Alaska. *Permafrost and Periglacial Processes*, 2015, vol. 26 (2), p. 119–128.
- Jones B.M., Grosse G., Arp C.D. et al. Modern thermokarst lake dynamics in the continuous permafrost zone, northern Seward Peninsula, Alaska. *J. Geophys. Res., Biogeosciences*, 2011, vol. 116 (G2), p. G00M03.
- Karlsson J.M., Lyon S.W., Destouni G. Thermokarst lake, hydrological flow and water balance indicators of permafrost change in Western Siberia. *J. Hydrology*, 2012, vol. 464, p. 459–466.
- Nitze I., Grosse G., Jones B. et al. Landsat-based trend analysis of lake dynamics across Northern permafrost regions. *Remote Sensing*, 2017, vol. 9 (7), p. 640.
- Olthof I., Fraser R.H., Schmitt C. Landsat-based mapping of thermokarst lake dynamics on the Tuktoyaktuk Coastal Plain, Northwest Territories, Canada since 1985. *Remote Sensing of Environ.*, 2015, vol. 168, p. 194–204.
- Pelletier J.D. Formation of oriented thaw lakes by thaw slumping. *J. Geophys. Res.*, 2005, vol. 110, p. F02018.
- Plug L.J., Walls C., Scott B.M. Tundra lake changes from 1978 to 2001 on the Tuktoyaktuk Peninsula, western Canadian Arctic. *Geophys. Res. Lett.*, 2008, vol. 35 (3), p. L03502.
- Sannel A.B.K., Brown I.A. High-resolution remote sensing identification of thermokarst lake dynamics in a subarctic peat plateau complex. *Can. J. Remote Sensing*, 2010, vol. 36 (S1), p. S26–S40.
- Sannel A.B.K., Kuhry P. Warming-induced destabilization of peat plateau/thermokarst lake complexes. *J. Geophys. Res.*, 2011, vol. 116, p. G03035.
- Séjourné A., Costard F., Fedorov A. et al. Evolution of the banks of thermokarst lakes in Central Yakutia (Central Siberia) due to retrogressive thaw slump activity controlled by insolation. *Geomorphology*, 2015, vol. 241, p. 31–40.
- Smith L.C., Sheng Y., MacDonald G.M., Hinzman L.D. Disappearing Arctic lakes. *Science*, 2005, vol. 308 (5727), p. 1429.
- Streletskiy D.A., Suter L.J., Shiklomanov N.I. et al. Assessment of climate change impacts on buildings, structures and infrastructure in the Russian regions on permafrost. *Environ. Res. Lett.*, 2019, vol. 14 (2), p. 025003.
- Swanson D.K. Thermokarst and precipitation drive changes in the area of lakes and ponds in the National Parks of northwestern Alaska, 1984–2018. *Arctic, Antarctic, and Alpine Res.*, 2019, vol. 51 (1), p. 265–279.
- Ulrich M., Matthes H., Schirrmeister L. et al. Differences in behavior and distribution of permafrost-related lakes in Central Yakutia and their response to climatic drivers. *Water Resources Res.*, 2017, vol. 53 (2), p. 1167–1188.
- USGS: United States Geological Survey, Earth Explorer. – <https://earthexplorer.usgs.gov/> (last visited: 09.01.2020).
- Xu H.Q. Modification of normalised difference water index (NDWI) to enhance open water features in remotely sensed imagery. *Intern. J. Remote Sensing*, 2006, vol. 27 (14), p. 3025–3033.
- Zakharova E.A., Kouraev A.V., Stéphane G. et al. Recent dynamics of hydro-ecosystems in thermokarst depressions in Central Siberia from satellite and in situ observations: Importance for agriculture and human life. *Science of the Total Environ.*, 2018, vol. 615, p. 1290–1304.

*Поступила в редакцию 9 января 2020 г.,
после доработки – 7 февраля 2021 г.,
принята к публикации 10 февраля 2021 г.*