

УДК 550.42 + 553.973

УРОВНИ КОНЦЕНТРАЦИИ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ, ВАРИАЦИИ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА И СОВРЕМЕННАЯ СКОРОСТЬ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В САПРОПЕЛЕВЫХ ЗАЛЕЖАХ МАЛЫХ ОЗЕР ЗОНЫ ТАЙГИ ЮГА СИБИРИ

В.Д. Страховенко^{1,2}, Е.А. Овдина¹, В.И. Малов^{1,2}, Г.И. Малов¹

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия

²Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 1, Россия

Изучены донные отложения озерных систем, расположенных в таежном ландшафте Сибири. На территории юга Западной Сибири располагаются 11 озер в подзоне южной тайги и 9 озер в подзоне подтайги. На территории юга Восточной Сибири в зоне тайги находятся 10 озер на южном побережье оз. Байкал, 5 озер на восточном побережье и 6 озер — на территории национального парка Алханай в Забайкалье. Исследования химического состава проб воды, почв и донных отложений проходили в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН, г. Новосибирск. Привлечение комплекса современных аналитических методов при изучении проб одного и того же озера позволило получить более достоверную информацию (изучено 1861 проба донного осадка). Установлено, что в минеральном составе терригенной фракции доминируют кварц и полевые шпаты пелитовой размерности, к ним при формировании донных отложений, добавляются органическое вещество и аутигенные минералы (опал, пирит, иллит и иногда кальцит). Выявлено, что абсолютные содержания изученных элементов в донных отложениях всех озер ниже, чем их концентрации в верхней континентальной коре и осадочных породах Русской плиты, за исключением Si, Hg, Cd, а для озер подтайги юга Западной Сибири, в донных отложениях которых преобладают карбонаты, установлено исключение для Ca. Вариации содержания ряда элементов в донных отложениях озер таежного ландшафта разных регионов значимо не различаются и дисперсии их концентраций между озерами, имеющими общую площадь водосбора, и озерами из разных регионов сопоставимы (Ca, Sr, Al, Mn, Fe, Cd, Hg и др.). Современные скорости накопления осадков в их естественном залегании в озерах зоны тайги юга Сибири варьируют от 1.1 до 2.9 мм/год и аналогичны современным скоростям осадконакопления в озерах лесостепной и степной зон юга Западной Сибири.

Озера, геохимия и минералогия донных отложений, таежный ландшафт, седиментация, юг Сибири

CHEMICAL ELEMENTS CONCENTRATION, VARIATIONS IN MINERAL COMPOSITION, AND CURRENT RATE OF SEDIMENTATION IN SAPROPEL DEPOSITS OF SMALL LAKES IN THE TAIGA ZONE OF SOUTHERN SIBERIA

V.D. Strakhovenko, E.A. Ovdina, V.I. Malov, G.I. Malov

We studied the bottom sediments of lake systems located in the taiga landscape of Siberia. In the south of Western Siberia, there are 11 lakes in the subzone of the south taiga and 9 lakes in the subtaiga subzone. On the territory of the south of Eastern Siberia in the taiga zone there are 10 lakes on the southern coast of Lake Baikal, 5 lakes on its east coast and 6 lakes are located on the territory of the national park “Alkhanai” in Transbaikalia. Studies of the chemical composition of water, soil, and sediment samples were conducted at the Analytical Center for multi-elemental and isotope research SB RAS, Novosibirsk. The use of a complex of modern analytical methods in the study of the same lake samples made it possible to obtain more reliable information (1861 samples of bottom sediment were studied). Quartz and feldspars of pelitic dimension dominate in the mineral composition of the terrigenous fraction, organic matter and authigenic minerals (opal, pyrite, illite and sometimes calcite) are added to them during the bottom sediments formation. The absolute contents of the studied elements in the bottom sediments of all lakes are lower than their concentrations in the upper continental crust and sedimentary rocks of the Russian Plate, with the exception of Si, Hg, Cd. In the lakes of the subtaiga of the south of Western Siberia, an exception was established for Ca in the bottom sediments of which carbonates predominate. Contents variations of a number of elements in the bottom sediments of taiga lakes in different regions do not significantly differ. The dispersion of their concentrations between lakes with a total catchment area and lakes from different regions are comparable (Ca, Sr, Al, Mn, Fe, Cd, Hg, etc.). The current sedimentation rate in natural occurrence in the lakes of the taiga zone (southern Siberia) vary from 1.1 to 2.9 mm/year. Moreover, it is comparable to the current sedimentation rate in the lakes of the forest-steppe and steppe zones of southwestern Siberia.

Lakes, geochemistry and mineralogy of the bottom sediments, taiga zone, sedimentation, south of Western Siberia

ВВЕДЕНИЕ

Целью настоящей работы является: 1) изучение минерального состава микрочастиц и процессов концентрации микроэлементов (особенно Cd, Hg, Pb, Sb) при осадкообразовании в малых континентальных озерах таежных ландшафтов юга Сибири; 2) на основе изучения корреляционных связей многоэлементного состава донных отложений малых озер в сопоставлении с индикаторным техногенным радиоизотопом ^{137}Cs , атмосферным ^{210}Pb оценить скорость осадконакопления, источники поступления микрочастиц, выявить изменения в поступлении химических элементов при формировании донных отложений и роль биоты в их перераспределении, происходящем на начальной стадии диагенеза.

Таежная зона занимает около 45 % территории России, ее ширина в Сибири составляет 2150 км. В ней господствует континентальный климат с количеством осадков около 450—550 мм/год, с жарким летом и морозной зимой. Протяженность таежной зоны в России составляет не менее 7000 км [Ермаков, 2003; Змитрович, 2011]. В Западной Сибири таежная зона занимает до 60 % территории и по преобладанию растительных сообществ бореального типа делится на четыре подзоны: северная, средняя, южная тайга и подтайга (или подзона мелколиственных осиново-березовых лесов) [Болотные системы..., 2001; Ботанические исследования..., 2010]. Для южно-таежной подзоны заторфованность составляет до 32 % [Ильина и др., 1985]. Господствуют олиготрофные сосново-кустарничково-сфагновые, грядово-мочажинные и в меньшей мере грядово-мочажинно-озерковые болотные системы. Подзона мелколиственных осиново-березовых лесов (подтайга) на севере ограничена 56—57° с. ш., на юге — 54—55° с. ш. В условиях континентального климата березовые леса замещают полосу хвойно-широколиственных и широколиственных лесов, характерную для европейской части России. Для подзоны типично значительное заболачивание, что часто приводит к образованию эвтрофных и мезотрофных лесных (с *Betula alba*) осоковых и осоково-сфагновых болот. Наиболее характерны для этой подзоны эвтрофные осоково-типновые (*Carex lasiocarpa*, *Hamatocaulis vernicosus*) и травяные (*Carex juncella*, *Phragmites australis*) болота с вкраплением рямов. Средняя заторфованность подтайги составляет 25 % [Болотные системы..., 2001]. В озерах в период открытой воды происходит максимальное осаждение органического вещества, а длительный ледовый покров, изолирующий поступление кислорода, способствует его накоплению в их осадках. Отмечена слабая изученность малых озер Западной Сибири [Общие закономерности..., 1986; Астахов, 1995]. Изучение причинно-следственных связей между геохимическим составом донных отложений озер, их бассейнами водосбора и окружающей средой все более актуально в связи с добавлением в эту систему антропогенной составляющей и необходимости ее количественной оценки. Геохимический состав формирующихся органо-минеральных отложений (сапропелей) изучался на обширном фактическом материале с использованием современных методов анализа, обработки и интерпретации данных. Особенность таежных территорий Сибири заключается в сочетании ряда факторов, свойственных как нивальному литогенезу (низкая среднегодовая температура, длительный период ледяного покрова на водоемах), так и гумидному седиментогенезу (высокая влажность, высокая температура в летний период и т.д.). Осадочный материал формируется таким образом при участии обломочного, коллоидного, растворенного вещества и продуктов жизнедеятельности организмов.

Особое внимание исследованию современного и древнего осадконакопления в озерах, в том числе и Сибири, уделил академик Н.М. Страхов [Страхов и др., 1954; Страхов, 1957; и др.]. Он обосновал закономерности и формы нахождения химических элементов в современных осадках, показал пути первичного поступления химических элементов в осадок и доказал, что движущей силой диагенетических процессов является захороненное органическое вещество, которое разлагается микроорганизмами, последние, в свою очередь, обеспечивают перемещение и перераспределение многих химических элементов [Страхов и др., 1954; Страхов, 1963]. Современные работы лимнологов показали, что диагенетические преобразования ярче всего проявляются в тех озерах, донные отложения которых обогащены органическим веществом [Заварзин, 2008; Холодов и др., 2012; и др.]. В малых озерах, которые характеризуются относительно слабой динамикой воды, мелководьем, отсутствием фракционирования частиц по размеру по мере удаления от берега, отсутствием температурного клина (в зону ветрового перемешивания попадает вся толща воды), повышенной интенсивностью поступления в озеро питательных компонентов для организмов (органического вещества, азота, фосфора, кальция, калия, натрия, цинка, селена и др.), особенно наглядно выявляется связь осадкообразования с жизнедеятельностью организмов. Именно микроорганизмы обеспечивают в озерных илах разложение органического вещества, восстановительную обстановку и переход поливалентных элементов в низшие формы валентности, их растворение в иловых водах и переотложении в дальнейшем на геохимических барьерах [Заварзин, 2008].

Послойное изучение донных отложений и сравнение верхних субаквальных слоев (0—20 см) с более глубокозалегающими слоями осадка позволяет выявить изменения в поступлении химических элементов и их перераспределение, происходящее на начальной стадии диагенеза [Заварзин, 2008; Fedotov et al., 2012; и др.].

Важным вопросом является изучение закономерностей ассоциаций минералов и последовательности образования аутигенных минералов. Считается, что в тектонически активных областях в донных отложениях озер наиболее широким распространением пользуются гидрослюды (если разрушаются преимущественно кислые магматические породы) и/или смектиты (если разрушались основные магматические породы). В тектонически спокойных регионах в результате рециклинга в донных отложениях озер преобладают каолинит и галлуазит [Дриц и др., 1990, 2013; Ратеев и др., 2001; и др.].

Таблица 1. Координаты исследованных озер, расположенных на юге Западной Сибири и Восточной Сибири

№ п/п	Озеро	с.ш.*	в.д.*
		град.	
Юг Западной Сибири, подзона южной тайги			
1	Щучье Базовое	57.39553	84.83733
2	Лайское-1	57.51208	84.74443
3	Лайское-3	57.57085	84.8012
4	Малое Щучье	57.45199	84.39639
5	Щучье около Оби, дер. Кипрюшка	57.22235	84.35732
6	Яково	56.75533	84.76998
7	Круглое	56.75015	84.70575
8	Мальцево	56.752566	84.740446
9	Наумовка	56.458666	84.881318
10	Садовое	56.547421	84.747320
11	Домашнее	56.828594	85.624057
Юг Западной Сибири, подзона подтайги			
12	Карбалык	56.57117	76.50857
13	Щучье К	56.54145	76.45372
14	Данилово	56.42625	75.84452
15	Урманное	56.47848	76.11817
16	Щучье П	56.37755	75.39873
17	Ленево	56.40485	75.62215
18	Щучье Л	56.40868	75.6533
19	Журавли	55.345787	75.976552
20	Рямное	55.618245	76.012144
Южный берег Байкала, зона тайги			
21	Сказка	51.390281	104.646925
22	Карьер	51.394895	104.639565
23	Изумрудное	51.393990	104.646131
24	Снежное	51.413692	104.627541
25	Табачное	51.431956	104.657762
26	Таежное	51.472329	104.854531
27	Мертвое	51.494110	104.865777
28	Очки	51.494541	104.875551
29	Озеро под ЛЭП	51.418782	104.644771
30	Озеро под ЛЭП-1	51.434847	104.657422
Восточный берег Байкала, зона тайги			
31	Котокель	52.806408	108.139231
32	Духовое	53.285482	108.875225
33	Озеро рядом с пос. Баргузин	53.626730	109.680367
34	Таежное I	53.418778	109.130242
35	Арейское	50.988580	111.246178
Забайкалье, зона тайги			
36	Тасей	52.298944	113.101072
37	Иля	50.831942	113.561050
38	Перевальное	50.950852	115.009158
39	Танга	50.975295	111.546667
40	Халанда	50.438387	113.116819
41	Краснояррово	50.965123	113.529146

* Координаты даны в проекции WGS84.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Объекты исследования — донные отложения малых озер (41 озеро), расположенных в таежных ландшафтах Сибири (табл. 1). На территории юга Западной Сибири: 1) подзона южной тайги (Васюганское болото) — 11 озер, 2) подзона подтайги (Васюганское болото) — 9 озер. На территории юга Восточной Сибири зона тайги: 3) южное побережье оз. Байкал — 10 озер, 4) восточное побережье оз. Байкал — 5 озер и 5) национальный парк Алханай Забайкалье — 6 озер. Согласно опубликованным данным датирования озерных отложений радиоуглеродным методом, осадконакопление в малых озерах юга Западной Сибири происходило в голоцене на протяжении последних 9 тыс. лет [Общие..., 1986; Астахов, 1995; Krivonogov et al., 2012; и др.]. Накопление осадков в озерах тайги Байкальского региона также в основном происходит в голоцене, но возраст начала осадконакопления для ряда озер оценивается более ранний, так, по [Shichi et al., 2009], для оз. Котокель оценивается в 41.4 тыс. лет, оз. Очки возникло на рубеже позднеледниковья и голоцена в интервале времени около 10.7 тыс. л. н. [Безрукова и др., 2011; Fedorov et al., 2012; Леонова и др., 2014]. Анализ новейших геологических и изотопных данных показал, что из-за резкой смены природной обстановки на рубеже плейстоцена и голоцена происходила неоднократная инверсия термокарстового рельефа с полным осушением не только позднеледниковых, но и раннеголоценовых озер [История..., 1995; Астахов, 2006; и др.].

Для отбора проб донных отложений выбиралось место для бурения скважины, защищенное от деятельности человека для исключения искусственного перемешивания проб. Колонка донных отложений отбиралась при помощи цилиндрического пробоотборника с вакуумным затвором конструкции НПО «Тайфун» (Россия) (диаметром 82 мм). Колонок в одном озере отобрано от 2 до 7 в зависимости от рельефа дна озера, геологического строения площади водосбора, площади акватории озера. Предварительные исследования основных характеристик рельефа дна озер проводили с использованием эхолота Garmin ECOMAP Plus 62CV на ПВХ-лодки «Stormline Adventure». Керн донных отложений опробовался послойно с шагом 3 или 5 см на глубину от 50 до 250 см. Осадок непосредственно после отбора взвешивался и далее высушивался до воздушно-сухого состояния в лабораторных условиях. Авторами проведены исследования также различных компонентов озерных систем: поверхностной озерной воды (78 проб), почвенных профилей (456 проб почв), гидробионтов (112 проб) и горных пород ложа (49 проб) озер. Исследования химического состава проб воды, почв и донных отложений проходили в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН, в лаборатории геохимии редких, благородных элементов ИГМ СО РАН. Применение принципа комплексности в обработке образцов донных отложений, т. е. привлечения разнообразных аналитических методик и методов при изучении проб одного и того же озера, позволило получить более достоверную информацию (изучено 1861 проба донного осадка). Методом атомно-абсорбционной спектроскопии с использованием методов пламенной и электротермической атомизации (867 проб донного осадка), а также рентгеноспектральным флуоресцентным анализом (67 проб донного осадка) определялись валовые концентрации макроэлементов (Ca, Na, K, Al, Fe, Mg, Mn) и микроэлементов (Sb, Sr, Ba, Be, Cd, Co, Ni, Cr, Zn, Pb и т. д.). Исследования минерального и химического состава осадков проведены комплексом методов, включающим рентгеновскую дифрактометрию (XRD) (102 пробы донного осадка), ИК-спектроскопию (16 проб донного осадка), сканирующую электронную микроскопию (СЭМ) «MIRA 3 TESCAN» (Tescan, Чехия), снабженную энергетическим спектрометром «OXFORD» (Oxford Instruments, Великобритания) (98 проб донного осадка, 27 проб биоты), позволяющим проводить количественный химический анализ в микрообъеме. Рентгеновские исследования проводились на дифрактометре ARL X'TRA (излучение $\text{Cu } K_\alpha$). Методом ИК-спектроскопии определено суммарное содержание карбонатных минералов в пробах [Солотчина, 2009]. ИК-спектры были записаны на спектрометре Specord 75IR. Рентгеноспектральным флуоресцентным анализом изучен состав донных отложений; элементный анализ образцов (донных отложений, воды) выполнен методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на масс-спектрометре высокого разрешения ELEMENT (Finnigan MAT) с пневматическим концентрическим распылителем Майнхарда; определение зольности производилось по стандартной методике [ГОСТ 27784-88..., 1988].

Метод радиометрического датирования с помощью неравновесного ^{210}Pb используется для оценки скорости седиментогенеза в современных океанических, морских и озерных отложениях в интервале 100—150 лет с начала 70-х годов XX в. В последние 30 лет наблюдается большой скачок в применении данного метода, за счет использования в аналитических лабораториях высокоэффективных низкофоновых средств полупроводниковой гамма-спектроскопии. Это позволяет с высокой точностью определять в донных отложениях довольно низкие уровни содержания радиоизотопов природного происхождения и использовать их в качестве реперов геологических процессов [Appleby et al., 2003]. В данной работе ^{210}Pb анализируется гамма-спектрометрическим инструментальным способом с помощью регистрации естественной рентгеновской линии 46.5 кэВ на колодезном коаксиальном детекторе из сверхчистого германия (HPGe) с предусилителем и низкофоновым криостатом EGPC 192-P21/SHF 00-30A-CLF-FA

(производство фирмы «EURYSISMESURES», Франция). Авторами используется модель CRS (модель постоянного потока ^{210}Pb), которая базируется на допущении, что атмосферный поток ^{210}Pb постоянен (403 пробы донного осадка).

РЕЗУЛЬТАТЫ

В исследованных озерах Сибири за счет испарения и зимних галогеохимических процессов формируются преимущественно пресные гидрокарбонатные воды с вариациями: Ca-Na-Mg — от кальциевых до натриево-магниевых, степени минерализации от ультрапресных 0.012 г/л до пресных 0.32 г/л, величины pH от 5.2 до 9.2, содержания растворенного в воде кислорода 5—12 мг/дм³, концентрации органических веществ 4.54—8.32 мгО/дм³ (по БПК₅). Полученные нами данные по химическому составу озерных вод согласуются с данными предыдущих исследователей [Савченко, 1997; и др.] с вариациями в пределах вековых колебаний уровня озер [Шнитников, 1950]. Важно отметить, что известное «меридиональное» изменение ионного состава и общей минерализации воды в озерах юга Сибири осложняется присутствием большого количества малых озер с гидрокарбонатно-натриевым составом воды. Донные отложения в озерах вскрыты на глубину от 64 см (оз. Табачное, южный берег оз. Байкал) до 400 см (оз. Малое Щучье, Западная Сибирь). Во всех изученных озерах визуально наблюдается двухчленное строение колонки донных отложений. Резкая граница между двумя частями керна внешне выражена изменением окраски отложений от серой, серо-зеленой, серо-голубой (внизу) к оливково-зеленой, зеленовато-коричневой (вверху), что связано с резким увеличением содержания органического вещества к границе донный осадок—вода. Глубина расположения границы раздела двух пачек донного осадка зависит в каждом озере от ряда факторов: скорости накопления осадка, количества органического вещества, наличия высоких содержаний железа, марганца, фосфора, заболоченности водосборной территории и др. В основании колонок донных отложений большей части озер лежат плотные терригенные осадки пелитовой, редко алевропелитовой размерности (с зольностью практически 100 %), которые отложились в условиях отсутствия биопродуктивности. Они сменяются вверх по разрезу гомогенными илами пелитовой, иногда алевропелитовой размерности (с зольностью от 93 до 97 %) (рис. 1). Мощность донных отложений сильно варьирует от озера к озеру. В осадконакоплении главную роль играл аллохтонный обломочный материал, поступавший с временных водных потоков, а также с эоловым переносом. Большая часть разреза донных отложений малых озер сложена органоминеральными илами (сапропелями) с постепенным увеличением количества органического вещества к границе вода—осадок (в сапропелевой части количество органики варьирует от 20 до 85 %). Консистенция органоминеральных осадков варьирует от относительно плотной, жирной, маслянистой в нижней части до гелеобразной и жидкой вверху. Естественная влажность верхнего слоя отложений всегда достигает 96—98 %. Слои сапропеля уплотняются с глубиной при одновременном уменьшении влажности, сначала до 90—80 %, а в самом низу сапропеля до 70—75 %. Естественная влажность в озерных гомогенных илах ниже (около 50 %) и минимальная влажность характерна для голубых глин (около 20 %).

Минеральный состав терригенной фракции осадков, по данным рентгеноспектрального анализа и исследованиям на электронном микроскопе (СЭМ), сходен. В составе фракции доминируют кварц и полевые шпаты (плагиоклазы (резко преобладают кислые), калиевый полевой шпат), присутствуют также слюды (мусковит, реже биотит), хлорит ($\text{Mg} \geq \text{Fe}$), иллит ($\text{Fe} \geq \text{Mg}$), эпизодически встречаются актинолит, роговая обманка, эпидот (см. рис. 1—3). Акцессорные минералы представлены магнетитом, рути-

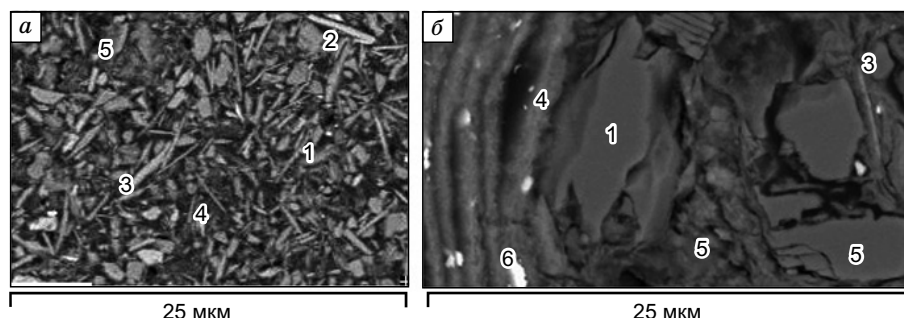


Рис. 1. Микрофотографии, выполненные с использованием СЭМ, донного осадка озер таежной зоны различных регионов:

a — оз. Яково (южная тайга, юг Западной Сибири). 1 — зерно кварца, 2 — зерно олигоклаза, 3 — пластинка мусковита, 4 — крупночешуйчатый агрегат хлорита ($\text{Mg} \geq \text{Fe}$), 5 — микрочешуйчатый агрегат иллита ($\text{Mg} \leq \text{Fe}$); *б* — оз. Сказка (зона тайги, юг Восточной Сибири): 1 — зерно кварца, 2 — зерно ортоклаза, 3 — пластинка мусковита, 4 — крупночешуйчатый агрегат хлорита ($\text{Mg} \geq \text{Fe}$), 5 — микрочешуйчатый агрегат иллита ($\text{Mg} \leq \text{Fe}$), 6 — одиночные зерна барита.

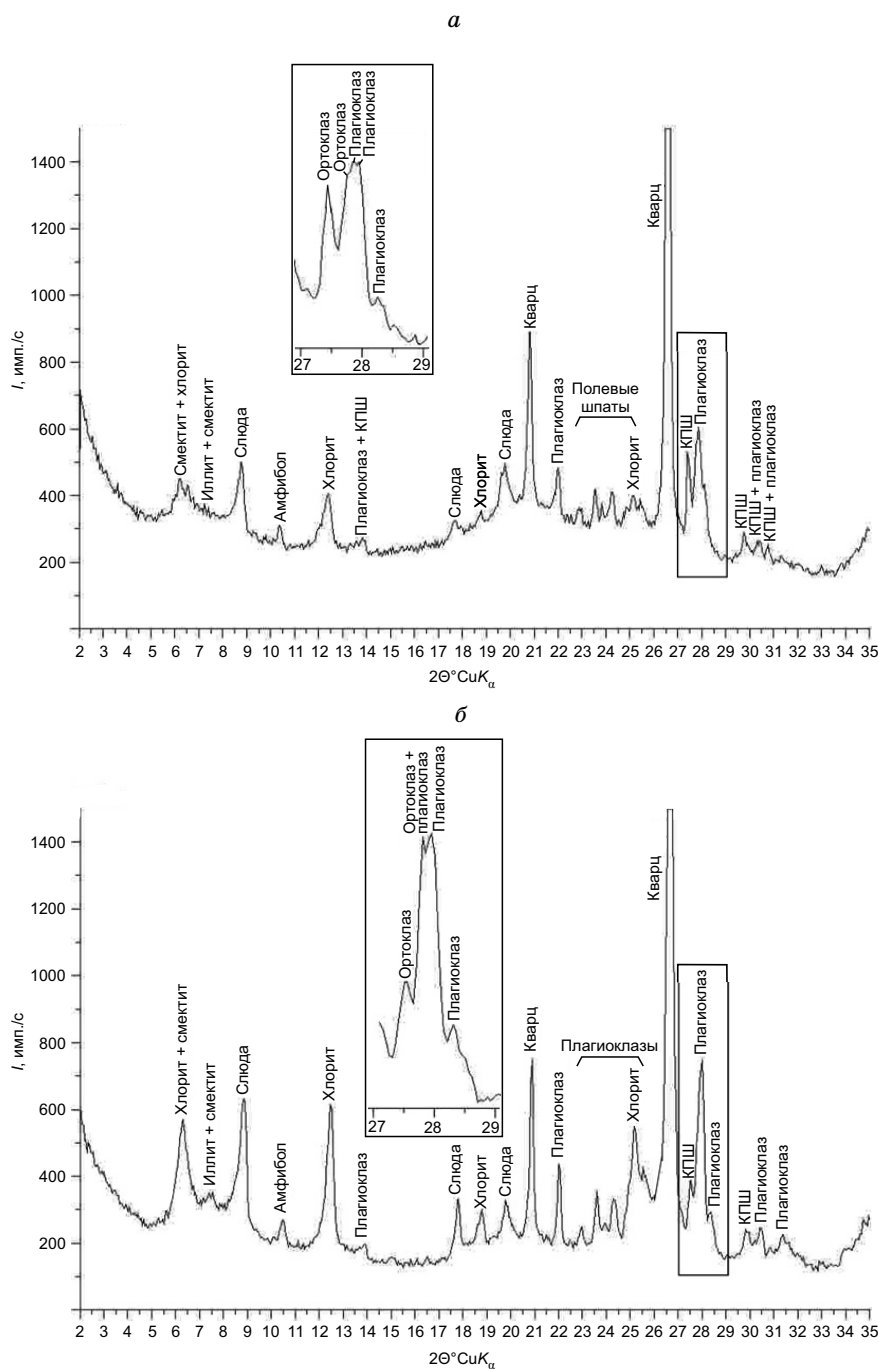


Рис. 2. Дифрактограммы образцов сапелея (верхние 5 см осадка) (а) и озерных илов (горизонт 80—90 см) (б) оз. Сказка (зона тайги, юг Восточной Сибири).

лом, ильменитом, титанитом, цирконом, апатитом, гематитом, монацитом. Ассоциации минералов терригенной фракции двух частей (пачек) донных осадков практически идентичны в озерах из разных районов исследований (Западная Сибирь, Байкальский регион) и внутри одного района. Например, в оз. Сказка спектр дифрактограммы верхней (сапелеевой) части и нижней (озерные илы) не отличается даже интенсивностью пиков, а только количеством органического вещества на 25 % (см. рис. 2). В донных осадках всех изученных озер среди слоистых силикатов доминирует иллит, по морфологии можно выделить 2 типа частиц: крупные чешуйчатые агрегаты удлиненной формы и тонкоиглочатые ватоподобные агрегаты с размерностью не более 2—3 мкм (см. рис. 1, 3). Крупные агрегаты иллита, состоящие из кристаллов размером от 10 до 15 мкм, морфологически образуют гексагональные и псевдогексагональные пластинки с неровными угловатыми краями, имеют Mg-Fe состав и содержат, чаще

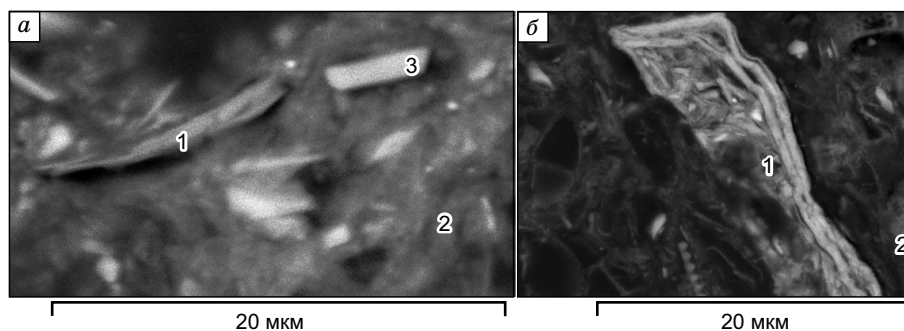


Рис. 3. Фото, выполненные с использованием СЭМ, агрегатов иллита двух генераций в донных осадках озер таежной зоны различных регионов:

a — оз. Малое Щучье (южная тайга, юг Западной Сибири): 1 — крупночешуйчатый агрегат хлорита ($Mg \geq Fe$), 2 — удлиненная пластинка иллита ($Mg \sim Fe$), 3 — тонкочешуйчатый ватоподобный агрегат иллита ($Mg \ll Fe$); *б* — оз. Сказка (зона тайги, юг Восточной Сибири): 1 — крупночешуйчатый агрегат иллита ($Mg \sim Fe$), 2 — тонкочешуйчатый ватоподобный агрегат железистого иллита (Fe).

всего, до 4 % К (см. рис. 3). Иллиты второй генерации слагают агрегаты, имеющие тонкоиглольчатый, тонкочешуйчатый габитус (размер отдельных частиц не более 2 мкм), в составе доминирует железо над магнием. Тонкоиглольчатые агрегаты иллита находятся в тесной ассоциации со створками диатомей и других агрегатов органического вещества (см. рис. 3).

Во всех изученных разрезах озерных отложений к минералам обломочного материала в сапропелевой части колонок добавляются панцири и обломки панцирей диатомовых водорослей, сложенные опалом (рис. 4, *a, б*), иногда частицы отмерших макрофитов, замещенные аморфным кремнеземом (см. рис. 4, *a*), а в озерах подтайги — карбонаты кальция, образующие пленки на каркасе водорослей, полные карбонатные псевдоморфозы по растительной массе (см. рис. 4, *в*) и друзовые срастания кристалликов ромбоэдрического, скаленоэдрического габитуса.

Кроме опала раковин диатомей на втором месте по встречаемости, но не по количественному содержанию, является пирит (рис. 5). Наличие в донных отложениях озер большого количества микроорганизмов, преобладание восстановительных условий, нейтральной или щелочной среды, процессов деструкции органического вещества способствуют образованию фрамбоидального пирита. Фрамбоэдри пирита или его одиночные кристаллы различного габитуса (куб, октаэдр, пентагон-додекаэдр) неравномерно распределены по всей колонке, иногда слагают тонкие слойки, гнездовые обособления и местами образуют равномерную вкрапленность среди других минералов донного осадка в сантиметровых интервалах керна (см. рис. 5). Наличие пирита и его количество в донных отложениях не зависит от общей минерализации воды и ее ионного состава. Донные отложения в озерах в подзоне подтайги Западной Сибири на 80—95 % формируются аутигенными карбонатами. Известно, что живые организмы, в соответствии со своими физиологическими особенностями, обладают способностью использовать химиче-

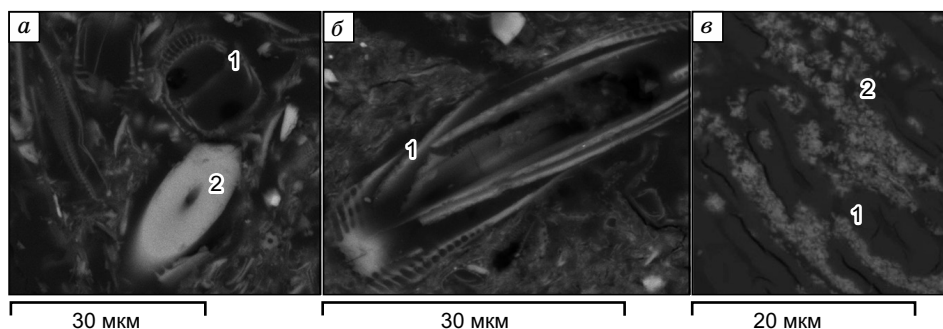


Рис. 4. Фото, выполненные с использованием СЭМ, остатков биоты в донных осадках озер таежной зоны различных регионов:

a — оз. Большое Щучье (южная тайга, юг Западной Сибири): 1 — скелеты и обломки панцирей диатомовых, 2 — фитоморфозы аморфного кремнезема по мортмассе макрофитов; *б* — оз. Духовое (зона тайги, юг Восточной Сибири): 1 — скелеты и обломки панцирей диатомовых; *в* — оз. Карбалык (подтайга, юг Западной Сибири): 1 — фитоморфозы аморфного кремнезема по мортмассе макрофитов, 2 — карбонаты кальция, образующие пленки на первичном каркасе водорослей.

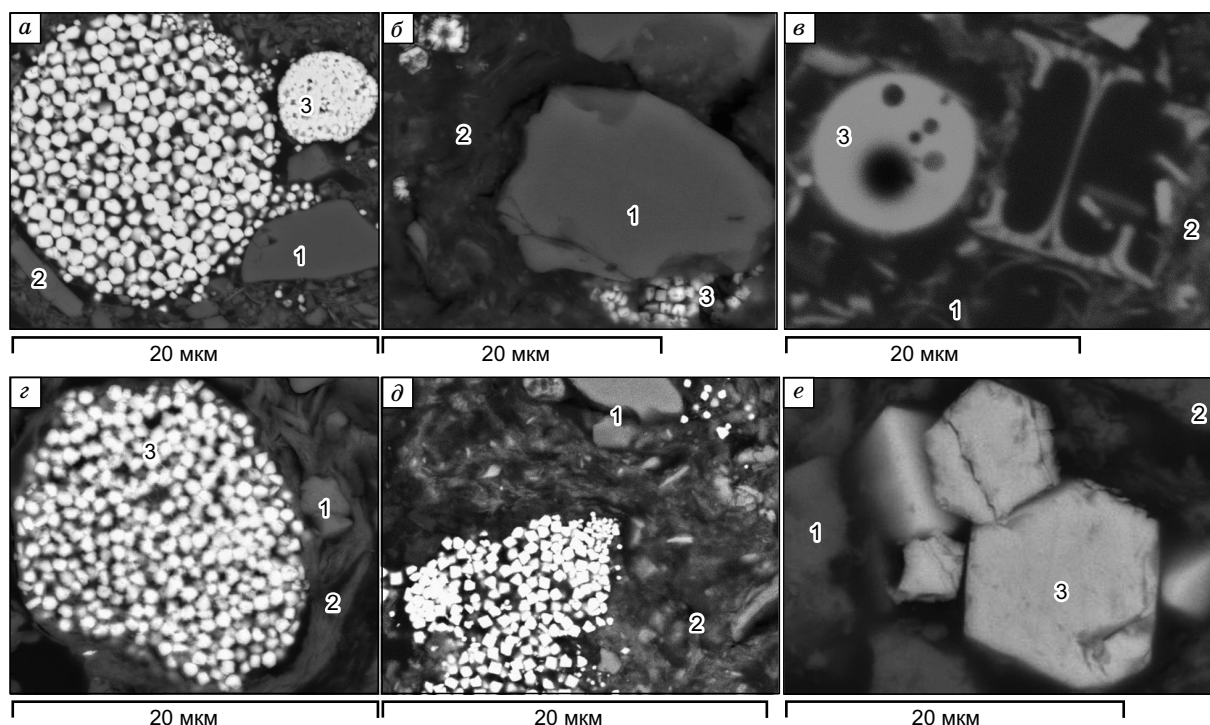


Рис. 5. Микрофотографии, выполненные с использованием СЭМ, донного осадка озер таежной зоны различных регионов:

а — оз. Сказка (зона тайги, юг Восточной Сибири): 1 — зерно кварца, 2 — микрошелушчатый агрегат иллита ($Mg \leq Fe$), 3 — фрамбоэдр пирита; *б* — оз. Котокель (зона тайги, юг Восточной Сибири): 1 — зерно кварца, 2 — микрошелушчатый агрегат иллита ($Mg \leq Fe$), 3 — скопление одиночных кристаллов пирита; *в* — оз. Мальцево (южная тайга юг Западной Сибири): 1 — скелеты и обломки панцирей диатомовых, 2 — микрошелушчатый агрегат иллита ($Mg \leq Fe$), 3 — техногенная сфера сторания; *г* — оз. Ленево (подтайга, юг Западной Сибири): 1 — зерна кальцита, 2 — микрошелушчатый агрегат иллита ($Mg \leq Fe$), 3 — фрамбоэдр пирита; *д* — оз. Большое Щучье (южная тайга, юг Западной Сибири): 1 — зерно альбита, 2 — микрошелушчатый агрегат иллита ($Mg \leq Fe$), 3 — фрамбоэдр пирита и россыпь мелких кристаллов пирита кубооктаэдрического габитуса; *е* — оз. Данилово (подтайга, юг Западной Сибири): 1 — ромбоэдрический кристалл кальцита, 2 — микрошелушчатый агрегат иллита ($Mg > Fe$), 3 — кристаллы пирита пентагон-додекаэдрического габитуса.

ские элементы окружающей среды для формирования скелета, включать их в ферменты и круговорот веществ в процессе фотосинтеза и др. [Кузнецов, 2003; Pokrovsky et al., 2010]. В озерах установлено, что на границах дрейфующая биота—вода и вода—погруженная биота аутигенные минералы образуют тонкие корочки на водорослях (рис. 6). Корочки состоят из кристаллической массы кальцита (размер отдельных кристалликов не более 5 мкм) (см. рис. 6) и/или арагонита (см. рис. 6, б). Размеры отдельных друзовых агрегатов достигают 30—50 мкм, иногда 0.5—1.0 см и распространены по всей поверхности погруженной биоты. Донные отложения от границы вода—донный осадок сложены агрегатами низкомагнезиального кальцита, которые имеют разную структуру (от мельчайших (2 мкм) до крупных кристаллов (100 мкм) ромбоэдрического и скаленоэдрического габитуса, образующих скопления до 100—1000 мкм, а также в донных отложениях присутствуют выделения минерализованного гликокаликса (псевдоморфоз карбоната кальция по органическим остаткам) [Кузнецов и др., 2020].

В большей части проб донных отложений методом СЭМ выявлены микросферы светло-серого и белого цвета со стеклянным блеском, иногда полые внутри (рис. 7, а, б) и микросферы с упорядоченным расположением частиц (см. рис. 7, в). Размеры частиц от 7 до 60 мкм. Состав белых микросфер представлен в основном муллитом, иногда КППШ или кремнеземом. Микросферы, имеющие мономинеральную матрицу с закономерным расположением в ней частиц другого состава (структуры распада), представлены разными минералами, но чаще всего матрица сложена кремнеземом или муллитом. А вот закономерно расположенные частицы даже в одном озере могут иметь разный состав: например, андрадит (см. рис. 7, в), ильменит, рутил, апатит, калиевый полевой шпат, сплавы железа и меди, никеля и хрома. Кроме микросфер встречаются частицы неправильной формы, имеющие пористую структуру и оплавленные края (см. рис. 7, г).

Первичные аналитические данные по содержанию макро- и микроэлементов в донных отложениях для интерпретации статистически обработаны и сгруппированы по различным факторам, например,

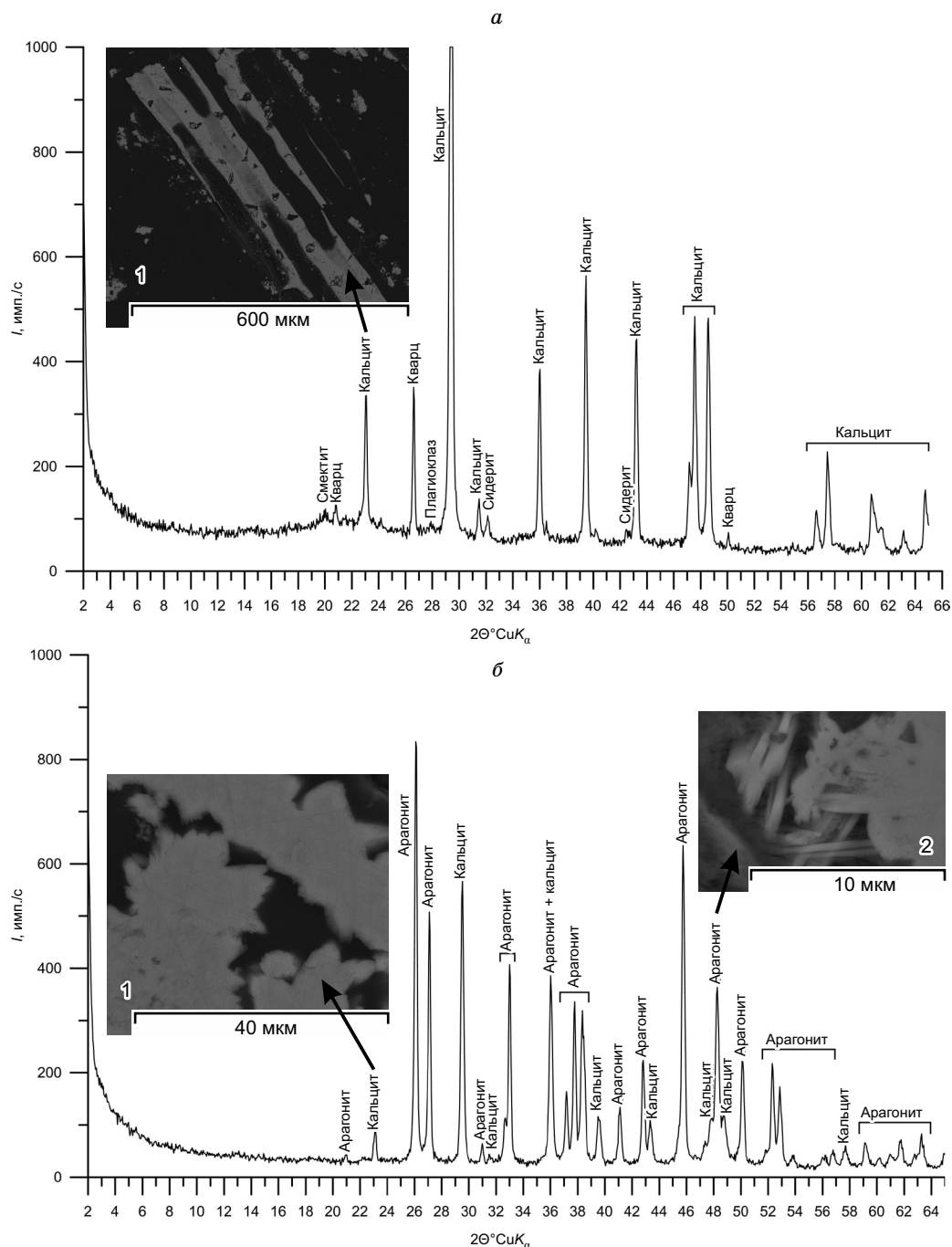


Рис. 6. Дифрактограммы образцов водной растительности оз. Ленево (а) и оз. Урманное (б):

a — фото СЭМ: 1 — тонкие пленки кальцита (примесь Mg от 0.3 до 3.5 %) на первичном скелете водорослей; *б* — фото СЭМ: 1 — дружки мелких кристалликов кальцита (примесь Mg от 0.5 до 3.5 %) на поверхности погруженных водорослей, 2 — срастания расщепленных кристалликов арагонита (примесь Sr от 0.3 до 0.5 %) на поверхности погруженных водорослей.

по территориальному расположению озер (табл. 2). Данные для сопоставления средневзвешенных значений содержаний изученных элементов в донных осадках озер таежной зоны юга Сибири с усредненными концентрациями этих элементов в верхней континентальной коре, осадочных породах Русской плиты и в современных илах океанов, заимствованные из литературных источников [Wedepohl, 1995; Ронов, Мигдисов, 1996; Ярошевский, 2004], приведены в табл. 2. Сравнение данных по средневзвешенным значениям содержаний изученных элементов в донных осадках озер различных территорий таежной зоны показало, что они значительно отличаются как в большую, так и в меньшую сторону между собой по разным элементам. Выявлено избыточное накопление в процессе осадкообразования в совре-

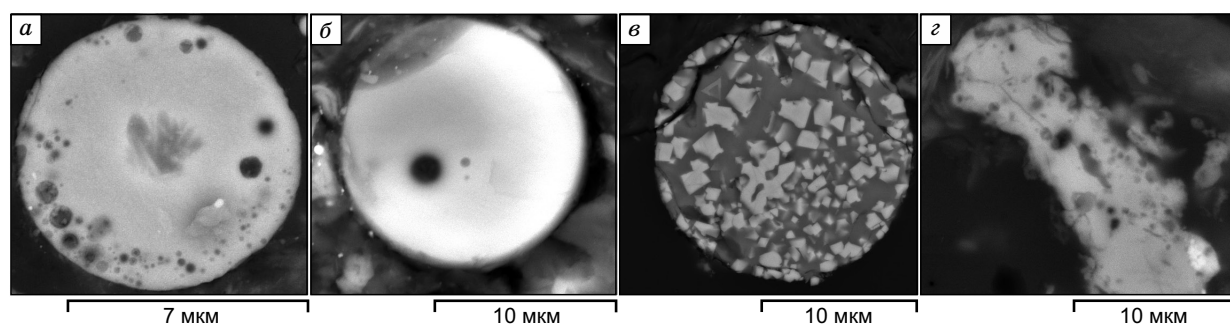


Рис. 7. Микрофотографии, выполненные с использованием СЭМ, техногенных частиц донного осадка озер таежной зоны различных регионов:

а — оз. Сказка (зона тайги, юг Восточной Сибири); *б* — оз. Духовое (зона тайги, юг Восточной Сибири); *в* — оз. Яково (южная тайга, юг Западной Сибири); *г* — оз. Большое Щучье (южная тайга, юг Западной Сибири).

менных озерах Si, Hg, Cd, а для озер подзоны подтайги юга Западной Сибири — Ca, относительно горных пород верхней континентальной коры и осадочных пород Русской плиты и значительное обеднение относительно их химическими элементами: Na, Mg, K, Al, Sr, Cr, Be, Th, Co. Для группы элементов (Fe, Mn, Ba, V, Cu, Zn, Ni, U, Pb, Mo, Sb и др.) установлено, что их концентрации соответствуют уровню, характерному в среднем для средневзвешенных значений в осадочных породах Русской плиты или в верхней континентальной коре.

Для расчета современной скорости осадконакопления авторами построены графики вертикального распределения удельной активности ^{137}Cs и ^{210}Pb в разрезах донных отложений 26 озер таежной зоны различных районов Сибири. Оценки скорости осадконакопления за последние 100 лет, рассчитанной по модели CRS, приблизительно соответствуют скорости, полученной простой экстраполяцией по ^{137}Cs . Существует несколько методик датирования осадков по ^{210}Pb , которые считаются основными. При распаде ^{226}Ra образуется ^{222}Rn , который является радиоактивным инертным газом с периодом полураспада 3.82 дня. После распада ^{222}Rn в атмосфере через группу короткоживущих изотопов (^{218}Po , ^{214}Pb , ^{214}Bi , ^{214}Po) ^{210}Pb «прикрепляется» к аэрозольным частицам. В среднем время пребывания ^{210}Pb в атмосфере может варьировать от 5 до 40 дней. Из атмосферы он удаляется в результате прямого осаждения частиц аэрозоля либо с дождевыми водами. После того, как «атмосферный» ^{210}Pb попадает в озерную воду, он постепенно осаждается вместе с взвесью и накапливается в донных осадках [McCall et al., 1984; Oldfield, Appleby, 1984; Гавшин и др., 1999; и др.]. Авторами используется модель CRS. По мере накопления экспериментального материала по датированию донных осадков методом неравновесного ^{210}Pb выяснилось, что необходимо подтверждать достоверность расчетных датировок с помощью независимого стратиграфического маркера, например, с помощью наличия радиоактивных осадков, содержащих ^{137}Cs [Smith, 2001]. Поэтому, с одной стороны, ряд исследователей внесли дополнения: требуется выполнение всех основных положений метода датирования по неравновесному ^{210}Pb для применения этой модели, за исключением требования о постоянстве скорости накопления осадков. При обработке результатов рассчитывается интегральная активность избыточного ^{210}Pb ниже горизонта, для которого определяется возраст. При этом должны соблюдаться определенные предположения [Купцов, 1986]: поток в осадки ^{210}Pb постоянен; скорость осадконакопления в пределах рассматриваемого промежутка времени (небольшой части керна (1 проба) не меняется; нет постседиментационной миграции ^{210}Pb . А с другой стороны, авторы используют независимый стратиграфический маркер — активность ^{137}Cs . Наличие радионуклида ^{137}Cs в донных осадках описывает несколько реперных точек, от которых исследователи отталкиваются для определения возраста отложений: в донных осадках, отложившихся до 1949 г., ^{137}Cs отсутствует, в силу своего техногенного происхождения со времен первых ядерных испытаний на Семипалатинском полигоне; максимум ^{137}Cs в идеальном случае должен приходиться на 1964—1965 годы. В 1963 г., согласно «Договору об ограничении испытаний ядерного оружия», атмосферные, подводные и испытания в космосе были запрещены. Накануне его вступления в силу и СССР, и США произвели 178 ядерных взрывов (96 осуществили Соединенные Штаты и 79 — Советский Союз), что, конечно же, привело к резкому увеличению глобального радиоактивного фона атмосферы Земли; 1986 г. — авария на Чернобыльской АЭС [Израэль, 2005]. С учетом всех приведенных выше допущений, можно считать, что скорость накопления осадков в их естественном залегании (т. е. в данном случае не перемешанном и не перемещенном состоянии) составляет в озерах, расположенных в зоне тайги юга Сибири: на юге Западной Сибири — 2.1 мм/год (вариации от 1.1 до 2.6 мм/год) (рис. 8, *а*), на территории Забайкалья и

Таблица 2. Средние содержания элементов в донных осадках малых озер таежных ландшафтов юга Сибири

Район	Na	Mg	Al	K	Ca	Si	Fe	Mn	Sr	Ba
	%								мг/кг	
Донные отложения										
Западная Сибирь, подзона южной тайги	$\frac{0.7 \pm 0.4}{0.1-1.7}$	$\frac{0.7 \pm 0.4}{0.2-0.99}$	$\frac{5.8 \pm 3.8}{2.6-7.7}$	$\frac{0.8 \pm 0.46}{0.4-1.23}$	$\frac{0.87 \pm 0.3}{0.4-1.1}$	$\frac{29 \pm 19}{17-36}$	$\frac{2.8 \pm 0.76}{0.8-3.5}$	$\frac{0.05 \pm 0.02}{0.02-0.42}$	$\frac{140 \pm 99}{98-398}$	$\frac{229 \pm 172}{149-432}$
Западная Сибирь, подзона подтайги	$\frac{0.27 \pm 0.16}{0.1-0.6}$	$\frac{0.51 \pm 0.21}{0.22-0.89}$	$\frac{0.5 \pm 0.2}{0.06-1.7}$	$\frac{0.14 \pm 0.08}{0.03-0.43}$	$\frac{23 \pm 15}{12-36}$	$\frac{3.9 \pm 2.2}{1.2-6.5}$	$\frac{0.8 \pm 0.51}{0.2-1.17}$	$\frac{0.05 \pm 0.03}{0.02-0.23}$	$\frac{844 \pm 529}{513-1349}$	$\frac{354 \pm 252}{198-452}$
Южный берег Байкала, зона тайги	$\frac{0.69 \pm 0.5}{0.04-1.7}$	$\frac{0.69 \pm 0.41}{0.26-1.8}$	$\frac{5.3 \pm 1.32}{2.5-9.7}$	$\frac{1.6 \pm 0.55}{0.5-4.2}$	$\frac{1.12 \pm 0.68}{0.26-2.5}$	$\frac{39 \pm 12}{21-61}$	$\frac{2.8 \pm 1.4}{0.79-6.2}$	$\frac{0.05 \pm 0.029}{0.018-0.15}$	$\frac{158 \pm 166}{43-1369}$	$\frac{301 \pm 211}{58-1974}$
Забайкалье, зона тайги	$\frac{0.9 \pm 0.5}{0.4-2.2}$	$\frac{1.0 \pm 0.5}{0.2-2.8}$	$\frac{6.3 \pm 2.6}{2.1-9.7}$	$\frac{1.2 \pm 0.55}{0.5-1.7}$	$\frac{1.7 \pm 0.76}{0.05-7.0}$	$\frac{38 \pm 9}{17-59}$	$\frac{3.2 \pm 1.6}{1.4-6.4}$	$\frac{0.05 \pm 0.029}{0.028-0.10}$	$\frac{193 \pm 172}{143-269}$	$\frac{524 \pm 112}{111-197}$
Горные породы по литературным данным										
Осадочные породы Русской плиты*	0.6	1.8	8.1	3.2	4.0	20	4.5	0.07	236	415
Средние значения для верхней части континентальной коры**	2.9	1.3	7.7	2.8	3.0	30	3.5	0.06	350	550
Средние значения в современных илах океанов***	1.8	1.4	5.2	1.3	13.2	20	3.7	0.28	755	740

Район	Cd	Pb	Cu	Zn	V	Ni	U	Hg	Sb	Mo
	мг/кг									
Донные отложения										
Западная Сибирь, подзона южной тайги	$\frac{0.11 \pm 0.04}{0.01-1.64}$	$\frac{18 \pm 5.2}{1-50}$	$\frac{16 \pm 6}{1-43}$	$\frac{49 \pm 38}{2-360}$	$\frac{47 \pm 27}{4-76}$	$\frac{27 \pm 19}{1-51}$	$\frac{3.6 \pm 2.7}{0-34}$	$\frac{0.06 \pm 0.025}{0.00-0.51}$	$\frac{0.49 \pm 0.33}{0.02-1.6}$	$\frac{3.4 \pm 1.4}{0.01-2.9}$
Западная Сибирь, подзона подтайги	$\frac{0.02 \pm 0.006}{0.005-0.08}$	$\frac{2 \pm 0.5}{1-6}$	$\frac{3 \pm 0.6}{1-8}$	$\frac{17 \pm 12}{5-27}$	$\frac{21 \pm 17}{14-38}$	$\frac{8 \pm 4}{2-18}$	$\frac{1.3 \pm 0.4}{0.04-2.5}$	$\frac{0.02 \pm 0.01}{0.005-0.16}$	$\frac{0.78 \pm 0.55}{0.23-1.59}$	$\frac{1.0 \pm 0.8}{0.00-1.4}$
Южный берег Байкала, зона тайги	$\frac{0.36 \pm 0.14}{0.04-0.48}$	$\frac{17 \pm 7}{6-36}$	$\frac{22 \pm 12}{10-94}$	$\frac{79 \pm 45}{12-369}$	$\frac{88 \pm 44}{16-220}$	$\frac{26 \pm 12}{16-109}$	$\frac{4.1 \pm 3.1}{1.8-19.1}$	$\frac{0.07 \pm 0.05}{0.01-0.21}$	$\frac{0.42 \pm 0.28}{0.01-1.0}$	$\frac{2.43 \pm 1.2}{0.63-5.67}$
Забайкалье, зона тайги	$\frac{0.13 \pm 0.05}{0.01-0.34}$	$\frac{22 \pm 9}{11-34}$	$\frac{18 \pm 12}{11-56}$	$\frac{65 \pm 48}{23-144}$	$\frac{61 \pm 44}{34-123}$	$\frac{29 \pm 19}{12-38}$	$\frac{3.9 \pm 2.6}{1.2-7.8}$	$\frac{0.07 \pm 0.07}{0.01-0.21}$	$\frac{0.68 \pm 0.45}{0.24-1.08}$	$\frac{2.0 \pm 1.7}{0.05-2.91}$
Горные породы по литературным данным										
Осадочные породы Русской плиты*	0.09	18	30	74	95	44	3.8	—	1.1	1.4
Для верхней части континентальной коры**	0.10	17	14	52	53	19	2.5	0.06	0.3	2.8
В современных илах океанов***	0.28	52	237	130	96	97	2.2	—	1.6	4.2

Примечание. Над чертой — среднее значение $\pm$ стандартное отклонение, под чертой — пределы содержаний.

* [Wedepohl, 1995].

** [Ронов, Мигдисов, 1996].

*** [Ярошевский, 2004].

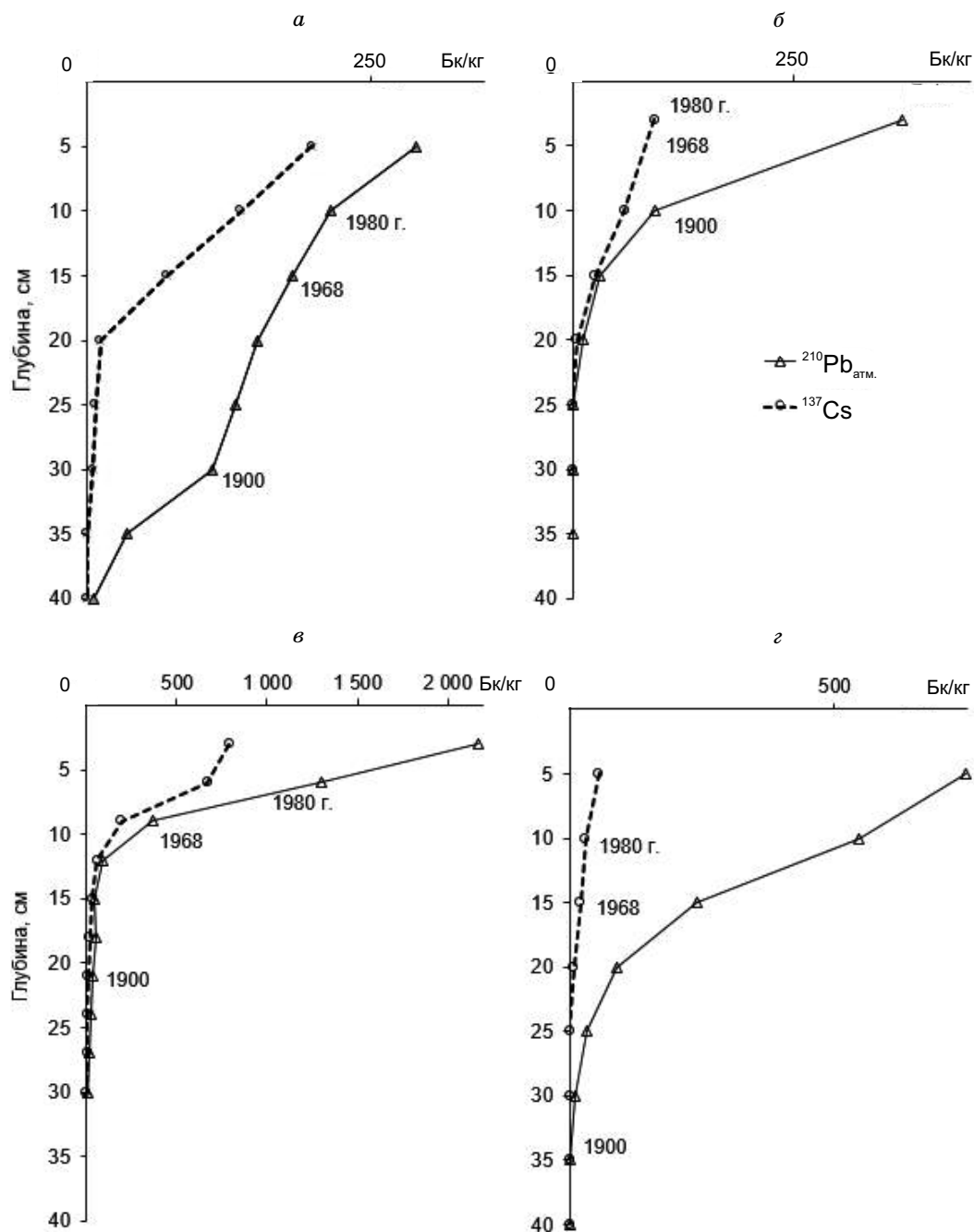


Рис. 8. Вертикальное распределение удельной активности $^{210}\text{Pb}_{\text{атм.}}$ и ^{137}Cs в донных отложениях таежной зоны различных регионов юга Сибири:

а — усредненный разрез озер подзоны южной тайги юга Западной Сибири (8 озер); *б* — усредненный разрез озер подзоны подтайги юга Западной Сибири (4 озера); *в* — усредненный разрез озер зоны тайги юга Восточной Сибири (10 озер), *г* — усредненный разрез озер зоны тайги юга Восточной Сибири (южный берег Байкала, 10 озер).

восточном берегу Байкала — 2.2 мм/год (вариации от 1.7 до 2.9 мм/год) (см. рис. 8, *в*); на южном берегу Байкала — 1.6 мм/год (вариации от 1.2 до 2.2 мм/год (см. рис. 8, *г*); в озерах подтайги юга Западной Сибири с карбонатным составом осадков — 1.0 мм/год (вариации от 0.5 до 2.0 мм/год) (см. рис. 8, *б*). В пределах таежной зоны отдельного региона скорость осадконакопления от озера к озеру изменяется в тех же пределах, что и между разными районами. Например, в донных отложениях в подзоне южной тайги юга Западной Сибири в оз. Яково 1.1 мм/год, а в оз. Большое Щучье 2.3 мм/год; в донных отложениях в зоне тайги южного берега Байкала в оз. Сказка 1.1 мм/год, а в оз. Очки 2.2 мм/год, хотя озера расположены всего на расстоянии 50 км друг от друга.

ОБСУЖДЕНИЕ

Все исследованные озера мелководные (глубина не превышает 5 м), поэтому взвешенное вещество, поступающее с водотоком и/или ветром, органическое вещество, формирующееся в верхних слоях озера (дрейфующая и погруженная биота), успевают достичь дна, не подвергаясь в водной толще минерализации. Среди минералов обломочного материала осадка доминируют в количественном отношении кварц и полевые шпаты, а на слоистые силикаты приходится не более 25 %, среди которых преобладает тонкочешуйчатый иллит. По морфологии зерен и размеру частиц можно предположить, что это перенесенный ветром с поверхности суши эоловый материал. Трансформация биологического материала и минеральной пыли происходит на дне озера в результате жизнедеятельности бактерий и бентосных организмов. Высокая продукция диатомовых водорослей, хвощей, телореза, кубышки, ряски, наяды и других водных растений приводит к осаждению значительных количеств биогенного кремнезема (до 50 % от общей массы кремнезема). Наиболее благоприятные условия для развития диатомей существуют в небольших олиготрофных и мезотрофных водоемах с прозрачной и прохладной водой [Заварзин, 2008; Микробные сообщества..., 2017]. Такие условия реализуются в водоемах таежных ландшафтов. Биогенный кремнезем или карбонаты кальция, образующие тонкие корочки на массе водорослей на границе вода—водоросли, попадая в донный осадок в виде мортмассы, минерализуются с образованием халцедона, низкомagneзиального кальцита, пирита, новых органических соединений. В условиях заболоченных территорий водосбора во многих озерах таежной зоны процесс пиритизации должен конкурировать с процессом осаждения вивианита или сидерита, так как в болотных водах повышено количество фосфора, углекислого газа и метана, а для образования пирита необходимо генерирование элементарной серы. В условиях застойных вод в озерах источником образования сероводорода становятся процессы гниения и брожения биоматериала, происходящие в анаэробных условиях [Boetius et al., 2000; Пименов, 2009]. Известно, что в результате микробиологических процессов разложения органического вещества происходит восстановление Fe^{3+} . В условиях, характерных для границы раздела сред (вода—донный осадок), анаэробные микроорганизмы способны окислять H_2S , получая при этом серу. Фрамбоидальная структура пирита связана с тем, что сера при окислении сероводорода имеет коллоидную структуру коагуляции коллоида [Нерадовский и др., 2009].

Особенности генезиса аутигенных карбонатов, которые осаждаются тонкими корочками на биоструктурных элементах водорослей (нитям и клетках микроорганизмов), и макрофитов в озерах подтайги Западной Сибири, и низкомagneзиального кальцита на дне озер выявлены разными методами (XRD, ИК-спектроскопии, СЭМ и изотопный анализ углерода и кислорода). В изученных озерах тонкие корочки арагонит и кальцит образуют на дрейфующей и погруженной биоте. В донных осадках выявлен только низкомagneзиальный кальцит, а арагонит присутствует только в составе раковин. Низкомagneзиальный кальцит донных отложений имеет более тяжелый изотопный состав ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$), чем карбонаты, образованные на погруженных макрофитах и водорослях (табл. 3). Но изотопный состав органического углерода в донных отложениях более легкий, относительно $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ погруженной биоты в воде. Возможно, что интенсивные процессы переработки микроорганизмами органического вещества, осевшего на дно, сопровождается образованием нового органического вещества в среде с высоким содержанием изотопно-легкого CO_2 , что и приводит к видимому облегчению $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ за счет преимущественной фиксации легкого изотопа углерода живым веществом и утяжелению минерального карбонатного [McKenzie,

Таблица 3. Изотопный состав углерода ($\delta^{13}\text{C}$) и кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) в карбонатах и органическом веществе погруженных водорослей с пленками кальцита, арагонита и донных отложениях озер Ленево и Урманное (южная подтайга Западной Сибири)

Компонент, данные XRD	$\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ VPDB, ‰	$\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}}$, ‰	$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ VPDB, ‰
Оз. Ленево			
Низкомagneзиальный кальцит в виде пленок + погруженные водоросли	–7.1	19.6	–19.3
Донный осадок: основная фаза кальцит, примесь кварца, следы пирита	0.3	23.7	–26.2
Оз. Урманное			
Арагонит (53 %), низкомagneзиальный кальцит (47 %) в виде пленок + погруженные водоросли	–6.7	19.2	–23.1
Донный осадок: основная фаза кальцит, следы кварца	0.8	19.8	–28.1

Примечание. Standart NBS-22 oil (50 copies) $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}} = -30.03 \pm 0.2$. Standart NBS-19 limestone (40 copies) $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}} = +1.95 \pm 0.1$; $\delta^{18}\text{O}_{\text{VSMOW}} = +28.65 \pm 0.1$.

1985; Юдович, Кетрис, 2010]. Зимой в неглубоких эвтрофных водоемах, когда количество CO_2 во всем объеме водной массы резко увеличивается под ледяным покровом, должны возникать условия растворения карбонатов. Но при низкой температуре неглубокие озера чаще всего промерзают до дна или воды остается столь мало, что ее минерализация значительно увеличивается и растворения карбонатов не происходит.

Основная масса слоистых силикатов образуется в почвах при выветривании минерального субстрата и выносятся реками в конечные водоемы стока в деградированном состоянии [Дриц, Коссовская, 1991; Кузьмин и др., 2014; Ивановская и др., 2015; Система..., 2017]. В ряде научных работ почвоведов обсуждаются вопросы генезиса слабодифференцированных суглинистых почв, которые занимают значительные площади в составе почвенного покрова таежных территорий Западной Сибири, и показано, что в составе таких почв на илистую фракцию, сложенную иллитом, хлоритом и другими слоистыми силикатами, приходится не более 25 % [Дюкарев, 2009; Головлева и др., 2017; и др.]. Во многих работах показано, что элювиально-глеевое почвообразование, сопровождающееся кислотным гидролизом силикатов, приводит к разрушению слоистых силикатов в верхней части почвенных профилей [Головлева и др., 2017; Козлова, 2018; и др.]. Следовательно, можно предположить, что поступившие в озера частицы слоистых силикатов подвергаются переработке в конечном водоеме осаждения. То есть тонкоигольчатые и тончешуйчатые агрегаты иллита могут быть результатом преобразования деградированных частиц слоистых минералов с участием живого вещества в ходе различных процессов непосредственно на границе донный осадок—вода и в процессе диагенеза. Железо, которое высвобождается в озерной воде в результате уменьшения концентраций гумусовых кислот [Головлева и др., 2017; Козлова, 2018; и др.], может также адсорбироваться деградированными минералами слюд, которые регенерируются до иллита. Именно так можно объяснить то, что в составе новообразованных агрегатов иллита резко доминирует железо ($\text{Fe} \gg \text{Mg}$). Мы предполагаем, что часть агрегатов иллита аутигенная, т. е. формируется в процессе седиментогенеза. Отметим, что в разных районах таежных ландшафтов юга Сибири в процессе седиментогенеза образуется иллит, иногда иллит-сметтит.

Алюмосиликатные полые микросферы довольно подробно описаны в различных работах [Кизильштейн, Калашников, 1991; Сокол и др., 2001; Шатилов, 2001; Gieré et al., 2003; и др.]. Существует земная и космическая гипотезы их происхождения. Чаще всего алюмосиликатные полые микросферы являются техногенными: одним из компонентов зольных уносов тепловых электростанций, работающих на угле, а угловатые частицы неправильной формы силикатного состава характерны для выбросов металлургического производства [Gieré et al., 2003].

Геохимические данные по донным отложениям показали, что на территории одного региона содержания химических элементов варьируют от озера к озеру в тех же пределах, что и между регионами. Во всех изученных озерах по абсолютному содержанию средневзвешенные значения изученных химических элементов в донных отложениях меньше, чем их концентрация, например, в осадочных породах Русской плиты, или в верхней части континентальной коры, за исключением Si, Hg, Cd и Ca для озер юга Западной Сибири с преобладанием карбонатов в донных отложениях. Это связано с эффектом разубоживания концентрации при накоплении значительных масс органического вещества в донных отложениях озер, особенно в верхних 50—60 см колонки. Формирование карбонатного осадка в озерах подтайги юга Западной Сибири приводит к еще более резкому обеднению всеми элементами, за исключением тех, что составляют карбонаты (Ca, Sr, C). Это связано с тем, что аутигенные карбонаты имеют резко ограниченный уровень изоморфизма и не сорбируют микроэлементы. Содержание Si контролируется присутствием в сапропеле обломочного материала кварца и значительного количества кремнезема биогенного происхождения. Известно, что именно Cd, Hg обладают высокой способностью к биоаккумуляции, а гуминовые вещества, которых особенно много в таежной зоне, увеличивают их абсорбцию/соосаждение [Перельман, 1989]. Следовательно, значимо более высокие содержания Cd и иногда Hg в донных осадках, обогащенных органическим веществом, можно объяснить естественными причинами, а именно их связью с полиамидами фульвокислот органического вещества.

Сопоставив полученные результаты по скорости накопления осадков в озерах в разных районах таежной зоны Сибири с данными по осадконакоплению в лесостепной и степной зонах юга Западной Сибири, имеющимися у авторов, можно утверждать, что скорость озерной седиментации одинакова в озерах разных ландшафтов [Страховенко и др., 2019].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное сопоставление позволяет утверждать, что на итоговый минеральный и геохимический состав донных отложений малых континентальных озер, расположенных в зоне тайги юга Сибири, оказывает влияние не столько почвенный покров водосборной площади, которая является источником водорастворимых солей, а различные биогеохимические процессы, происходящие в озерных экосисте-

мах. Среди минералов терригенной фракции доминируют кварц и полевые шпаты пелитовой размерности, к которым в озере добавляются биогенный кремнезем, органическое вещество (дрейфующей и погруженной биоты, макрофитов), кристаллы и фрамбоэдри пирита, тонкоигольчатые ватоподобные агрегаты иллиты и иногда низкомagneзиального кальцита.

Установлено, что во всех изученных озерах по абсолютному содержанию средневзвешенные значения изученных химических элементов в донных отложениях меньше, чем их концентрация, в осадочных породах Русской плиты или в верхней части континентальной коры, за исключением Si, Hg, Cd и Ca для озер юга Западной Сибири с преобладанием карбонатов в донных отложениях. Вариации в распределении содержания ряда химических элементов (Ca, Sr, Al, Mn, Fe, Cd, Hg и др.) в донных отложениях озер, с близкими величинами общей минерализации воды, в пределах разных территорий зоны тайги на юге Сибири могут быть такими же значительными, как и между компактно расположенными озерами с общей площадью водосбора. Это связано с количеством органического вещества, его генезисом и накоплением аутигенных минералов разного состава.

Современная скорость накопления донных отложений в малых озерах зоны тайги юга Сибири, рассчитанная по модели CRS, варьируют от 1.1 до 2.9 мм/год; при этом на территории отдельного района скорость осадконакопления от озера к озеру изменяется в тех же пределах, что и между районами, и она сопоставима с современной скоростью осадконакопления в озерах лесостепной и степной зон юга Западной Сибири.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИГМ СО РАН (№ 122041400193-7) при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации.

ЛИТЕРАТУРА

Астахов В.И. Таяжная зона Западной Сибири // История озер Севера Азии. СПб, Наука, 1995, с. 40—46.

Астахов В.И. О хроностратиграфических подразделениях верхнего плейстоцена Сибири // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (11), с. 1207—1220.

Безрукова Е.В., Тарасов П.Е., Кулагина Н.В., Абзаева А.А., Летунова П.П., Кострова С.С. Палинологическое исследование донных отложений озера Котокель (район озера Байкал) // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (4), с. 586—595.

Болотные системы Западной Сибири и их природоохранное значение / Под ред. В.Б. Куваева, О.Л. Лисс, Л.И. Абрамова, Н.А. Аветов, Н.А. Березина, Л.И. Инишева, Т.В. Курнишкова, З.А. Слука, Т.Ю. Толпышева, Н.К. Шведчикова. Тула, Гриф и К°, 2001, 584 с.

Ботанические исследования в Сибири / Ред. А.И. Лобанов. Красноярское отделение Российского ботанического общества РАН, Красноярск, 2010, вып. 18, 212 с.

Гавшин В.М., Щербов Б.Л., Мельгунов М.С., Страховенко В.Д., Бобров В.А., Цибульчик В.М. ^{137}Cs и ^{210}Pb в озерных отложениях Степного Алтая как показатели динамики антропогенных изменений геохимического фона на протяжении XX века // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (9), с. 1331—1341.

Головлева Ю.А., Аветов Н.А., Брюан А., Кирюшин А.В., Толпешта И.И., Красильников П.В. Генезис таяжных слабодифференцированных почв Западной Сибири // Лесоведение, 2017, № 2, с. 83—93.

ГОСТ 27784-88 Почвы, метод определения зольности торфяных и оторфованных горизонтов почв. М., Стандартинформ, 1988, 7 с.

Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: слюды, хлориты. М., Наука, 1991, 177 с.

Дриц В.А., Сахаров Б.А., Ивановская Т.А., Покровская Е.В. Микроуровень кристаллохимической гетерогенности докембрийских глобулярных диоктаэдрических слюдистых минералов // Литология и полезные ископаемые, 2013, № 6, с. 552—580.

Дриц В.А., Ратеев М.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: смектиты, смешанослойные образования. М., Наука, 1990, 213 с. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 446).

Дюкарев А.Г. Особенности почвообразования в таяжной зоне Западной Сибири // Почвоведение, 2009, № 2, с. 189—197.

Ермаков Н.Б. Разнообразие бореальной растительности Северной Азии. Гемибореальные леса. Классификация и ординация. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2003, 232 с.

Заварзин Г.А. Планета бактерий // Вестник РАН, 2008, т. 78, № 4, с. 328—336.

Змитрович И.В. Средняя тайга Карельского перешейка: зональные, интразональные и экстразональные явления // Вестник экологии, лесоведения и ландшафтоведения, 2011, № 12, с. 54—76.

Ивановская Т.А., Звягина Б.Б., Сахаров Б.А., Зайцева Т.С., Покровская Е.В., Доржиева О.В. Глобулярные слоистые силикаты глауконит-иллитового состава в отложениях верхнего протерозоя и нижнего кембрия // Литология и полезные ископаемые, 2015, № 6, с. 510—537.

- Израэль Ю.А.** Антропогенное радиоактивное загрязнение планеты Земля // Радиоактивность после ядерных взрывов и аварий. Материалы Международной конференции. М., 2005, с. 13—24.
- Ильина И.С., Лапшина Е.И., Лавренко Н.Н., Мельцер Л.И., Романова Е.А., Богоявленский Б.А., Махно В.Д.** Растительный покров Западно-Сибирской равнины. Новосибирск, Наука, 1985, 250 с.
- Кизильштейн Л.Я., Калашников А.С.** Магнетитовые микрошарики из золы уноса пыле-угольного сжигания углей на ТЭС // Химия твердого топлива, 1991, № 6, с. 128—134.
- Козлова А.А.** Специфика генезиса и эволюции почв Южного Предбайкалья // Почвы в биосфере. Сборник материалов Всероссийской научной конференции (Новосибирск, 10—14 сентября 2018 г.). Томск, 2018, ч. I, с. 42—46.
- Кузнецов В.Г.** Эволюция карбонатакопления в истории Земли. М., ГЕОС, 2003, 262 с.
- Кузнецов В.Г., Жегалло Е.А., Журавлева Л.М., Зайцева Л.В.** Ультрамикроструктура стенок *Tubiphytes* // Палеонтологический журнал, 2020, № 2, с. 111—118.
- Кузьмин М.И., Бычинский В.А., Кербер Е.В., Ощепкова А.В., Горегляд А.В., Иванов Е.В.** Химический состав осадков глубоководных байкальских скважин как основа реконструкции изменений климата и окружающей среды // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (1), с. 3—22.
- Купцов В.М.** Абсолютная геохронология донных осадков океанов и морей. М., Наука, 1986, 272 с.
- Леонова Г.А., Бобров В.А., Климин М.А., Копотева Т.А., Кривоногов С.К.** Редкоземельные элементы в голоценовом разрезе сапропеля озера Очки (Южное Прибайкалье) // Геология и минеральные сырьевые ресурсы Сибири, 2014, т. 55, № 3, с. 113—117.
- Микробные сообщества** в эволюции биосферы с древнейших времен до наших дней. Материалы конференции, посвященной памяти Георгия Александровича Заварзина / Ред. С.В. Рожнов. Серия «Геобиологические процессы в прошлом». М., ГИН РАН, 2017, 193 с.
- Нерадовский Ю.Н., Даувальтер В.А., Савченко Е.Э.** Генезис фрамбоидального пирита в современных осадках озер (Кольский п-ов) // ЗРМО, 2009, № 6, с. 50—55.
- Общие закономерности** возникновения и развития озер. Методы изучения истории озер / Под ред. Д.Д. Квасова, В.Г. Драбкова, Я.И. Старобогатова. Л., Наука, 1986, 254 с.
- Перельман А.И.** Геохимия. М., Высшая школа, 1989, 528 с.
- Пименов Н.В.** Археи в океане: разнообразие и геохимическая деятельность / Геология морей и океанов. Материалы XVIII Международной научной конференции (школы) по морской геологии. Т. IV. М., ГЕОС, 2009, с. 132—135.
- Ратеев М.А., Рассказов А.А., Шаброва В.П.** Глобальные закономерности распределения и формирования глинистых минералов в современных и древних морях, Мировом океане и геологические факторы. М., Изд-во РАН, 2001, 198 с.
- Ронов А.Б., Мигдисов А.А.** Количественные закономерности строения и состава осадочных толщ Восточно-Европейской платформы и Русской плиты и их место в ряду древних платформ мира // Литология и полезные ископаемые, 1996, № 5, с. 451—475.
- Савченко Н.В.** Озера южных равнин Западной Сибири. Новосибирск, Наука, 1997, 300 с.
- Система Белого моря.** Т. IV. Процессы осадкообразования, геология и история / Ред. А.П. Лисицын. М., Научный мир, 2017, 1030 с.
- Сокол Э.В., Максимова Н.В., Нигматулина Е.Н., Френкель А.Э.** Природа, химический и фазовый состав энергетических зол челябинских углей. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001, 107 с.
- Солотчина Э.П.** Структурный типоморфизм глинистых минералов осадочных разрезов и кор выветривания. Новосибирск, Академ. изд-во «Гео», 2009, 234 с.
- Страхов Н.М.** Стадии образования осадочных пород и задачи их изучения. Методы изучения осадочных пород. Т. I. М., Гостоптехиздат, 1957, 286 с.
- Страхов Н.М.** Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеоллиздат, 1963, 535 с.
- Страхов Н.М., Бродская Н.Г., Князева Л.М., Разживина А.Н., Ратеев М.А., Сапожников Д.Г., Шитова Е.С.** Образование осадков в современных водоемах. М., Изд-во АН СССР, 1954, 377 с.
- Страховенко В.Д., Овдина Е.А., Малов Г.И., Ермолаева Н.И., Зарубина Е.Ю., Таран О.П., Болтенков В.В.** Генезис органоминеральных отложений озер центральной части Барабинской низменности (юг Западной Сибири) // Геология и геофизика, 2019, т. 60 (9), с. 1231—1243.
- Холодов В.Н., Недумов Р.И., Голубовская Е.В.** Фациальные типы осадочных железорудных месторождений и их геохимические особенности. Сообщение 1. Фациальные группы осадочных руд, их литология и генезис // Литология и полезные ископаемые, 2012, № 6, с. 503—531.
- Шатилов А.Ю.** Вещественный состав и геохимическая характеристика атмосферных выпадений на территории Обского бассейна: Автореф. дис. ... к. г.-м. н. Томск, 2001, 24 с.

Шнитников А.В. Внутривековые колебания уровня озер Западной Сибири. М., АН СССР, 1950, 55 с. (Тр. лаборатории озероведения, т. 1.).

Юдович Я.Е., Кетрис М.П. Взаимосвязь изотопов углерода в осадочной оболочке и биосфере: четыре сценария // Биосфера, 2010, т. 2, № 2, с. 231—246.

Ярошевский А.А. Проблемы современной геохимии. Новосибирск, Изд-во Новосиб. ун-та, 2004, 194 с.

Appleby P.G., Haworth E.Y., Michel H., Short D.B., Laptev G., Piliposian G.T. The transport and mass balance of fallout radionuclides in Blenheim Tarn, Cumbria (UK) // J. Paleolimnol., 2003, v. 29 (4), p. 459—473.

Boetius A., Ravenschlag K., Schubert G.J., Rickert D., Widdel F., Gieseke A., Amann R., Jorgensen B.B., Witte U., Pfannkuche O.A. A marine microbial consortium apparently mediating anaerobic oxidation of methane // Nature, 2000, v. 407, p. 623—626.

Fedotov A., Vorobyeva S., Vershinin K. Climate changes in East Siberia (Russia) in the Holocene based on diatom, chironomid and pollen records from the sediments of Lake Kotokel // J. Paleolimnol., 2012, v. 47 (4), p. 617—630.

Gieré R., Carleton L.E., Lumpkin G.R. Micro- and nanochemistry of fly ash from a coal-fired power plant // Am. Mineral., 2003, v. 88, p. 1853—1865.

Krивonogov S., Takahara H., Yamamuro M., Preis Yu., Khazina I., Khazin L., Safonova I., Ignatova N. Regional to local environmental changes in southern Western Siberia: evidence from biotic records of mid to late Holocene sediments of Lake Beloye // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 2012, v. 331—332, p. 177—193.

McCall P.L., Robbins J.A., Matisoff G. ^{137}Cs and ^{210}Pb transport and geochronologies in urbanized reservoirs with rapidly increasing sedimentation rates // Chem. Geol., 1984, v. 44 (1—3), p. 33—65.

McKenzie J.A. Carbon isotopes and productivity in the lacustrine and marine environment // Chemical Processes in Lakes / Ed. W. Stumm. Toronto, Wiley, 1985, p. 99—118.

Oldfield F., Appleby P.G. A combined radiometric and mineral magnetic approach to recent geochronology in lakes affected by catchments disturbance and sediment redistribution // Chem. Geol., 1984, v. 44 (1—3), p. 67—83.

Pokrovsky O.S., Shirokova L.S., Kirpotin S.N., Audry S., Viers J., Dupré B. Effect of permafrost thawing on the organic carbon and trace element colloidal speciation and microbial activity in thermokarst lakes of Western Siberia // Biogeosci. Discuss., 2010, v. 7, p. 8041—8086.

Shichi K., Takahara H., Krивonogov S., Bezrukova E., Kashiwaya K., Takehara A., Nakamura T. Late Pleistocene and Holocene vegetation and climate records from Lake Kotokel, central Baikal region // Quat. Int., 2009, v. 205 (1—2), p. 98—110.

Smith J.N. Why should we believe ^{210}Pb sediment geochronologies? // J. Environ. Radioact., 2001, v. 55, p. 121—123.

Wedepohl K.H. The composition of the continental crust // Geochim. Cosmochim. Acta, 1995, v. 59 (7), p. 1217—1232.