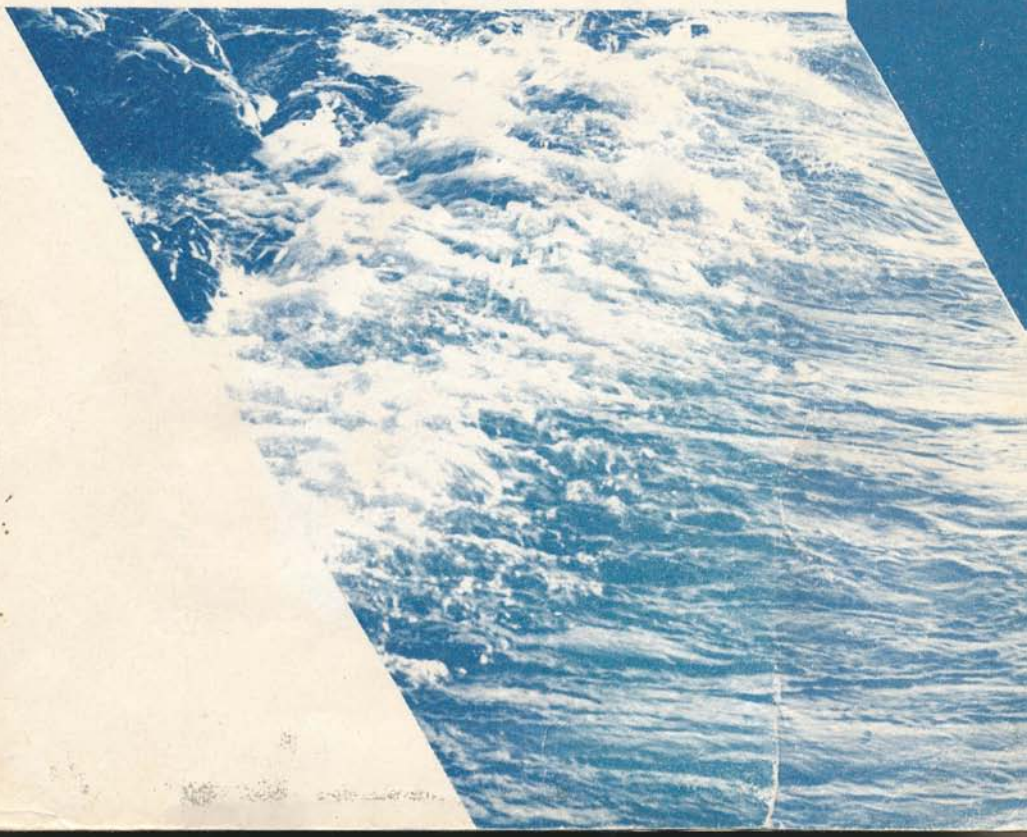
Формирование и динамика полей гидрологических и гидрохимических характеристик во внутренних водоемах и их моделирование



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ИНСТИТУТ БИОЛОГИИ ВНУТРЕННИХ ВОД им. И. Д. ПАПАНИНА

ТРУДЫ, ВЫП. 63(66)

Формирование и динамика полей гидрологических и гидрохимических характеристик во внутренних водоемах и их моделирование

САНКТ-ПЕТЕРБУРГ ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ 1993

УДК 574.5.001.57(28)

Ответственные редакторы: А. С. Литвинов, Э. С. Бикбулатов
Рецензенты: И. К. Ривьер, К. К. Эдельштейн

Рассмотрены особенности формирования, временная и пространственная изменчивости полей гидрологических и гидрохимических характеристик водоемов. Ряд статей посвящен вопросам моделирования процессов формирования стока, термической структуры водоемов, отдельных звеньев их экосистемы и верификации гидродинамических моделей.

Для гидрологов, гидробиологов и экологов, занимающихся изучением водохранилищ.

37098п

Ф $\frac{1903040100-059}{069(02)-93}$ Без объявл.

© Институт биологии внутренних вод им. И. Д. Папанина (ИБВВ), 1993 г.

УДК 556.555.4(47)

А. С. Литвинов, В. Ф. Рощупко

ТЕРМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВОДОХРАНИЛИЩ ВОЛЖСКОГО КАСКАДА

Рассмотрены особенности формирования и изменчивость полей температуры в водохранилищах каскада Волги. Подсчитаны тепловой сток Волги и теплозапасы в водохранилищах.

Сооружение крупных водохранилищ на реках привело к существенным изменениям естественных природных условий, свойственных речным системам. При этом значительно нарушился их термический режим, являющийся важным экологическим фактором, определяющим жизнь гидробионтов.

Температурные условия во вновь созданных водных объектах — водохранилищах, кроме радиационного баланса, обусловленного географическим положением, определяются морфометрическими и морфологическими особенностями их котловин, динамикой вод (интенсивностью внешнего и внутреннего водообмена) и хозяйственной деятельностью.

Водохранилища Волжского каскада расположены в различных ландшафтно-географических зонах — от тайги до полупустыни — вследствие чего существенно различаются условия формирования их термического режима. В то же время естественные сезонные изменения поступления тепла и динамики водных масс определили в годовом термическом цикле водохранилищ следующие основные характерные периоды: зимний, весенне-летнего прогрева и осеннего охлаждения. Анализ температурных особенностей водохранилищ каскада по основным периодам позволяет рассматривать их в связи с климатическими условиями, что дает возможность глубже понять динамику изменения биологических процессов.

Основой для написания работы послужили данные Гидрометслужбы и материалы оригинальных исследований лаборатории гидрологии ИБВВ РАН на водохранилищах Волжского каскада.

Зимний период на водохранилищах каскада характеризуется повышенным водообменом, так как совпадает с началом активной сработки их объема. Продолжительность его колеблется в широких пределах и, кроме широтной зональности, во многом

© А. С. Литвинов, В. Ф. Рощупко

Таблица 1

Ледовые явления на водохранилищах Волжского каскада

Водохранилище, период наблюдения, пункт	Начало ледостава	Продолжительность ледостава, сут	Очищение ото льда	Продолжительность периода, свободного ото льда, сут
Иваньковское, 1950—1972 гг., г. Конаково	24 XI	138 / 68–168	19 IV	213 / 192–232
Угличское, 1948—1972 гг., г. Калязин	24 XI	141 / 113–162	23 IV	205 / 184–222
Рыбинское, 1948—1972 гг., пгт Переборы	22 XI	151 / 132–167	IV	195 / 168–222
Горьковское, 1956—1972 гг., г. Юрьевец	23 XI	147	28 IV	204
Куйбышевское, 1957—1975 гг., г. Тетюши	25 XI	141 / 122–164	17 IV	202 / 185–224
Саратовское, 1969—1975 гг., с. Печерское	10 XII	120	18 IV	232
Волгоградское, 1961—1975 гг., г. Дубовка	21 XII	106 / 78–127	18 IV	251 / 236–266
р. Волга, 1942—1955 гг., с. Верхне-Лебяжье (естественный режим)	10 XII	101 / 17–133	2 IV	238
р. Волга, 1956—1975 гг., с. Верхне-Лебяжье (измененный режим)	26 XII	83 / 38–123	3 IV	249
р. Волга, 1881—1955 гг., г. Астрахань (естественный режим)	15 XII	91 / 8–134	24 III	255
р. Волга, 1956—1975 гг., г. Астрахань (измененный режим)	29 XII	70 / 3–112	27 III	260

Примечание. Здесь и в табл. 6, 7 в числителе — среднее значение, в знаменателе — диапазон изменения.

определяется гидрометеорологическими условиями года. За начало зимнего периода большинство авторов принимает дату полного ледостава на водоеме, а за окончание — дату полного очищения ото льда. В рамках такого представления средняя продолжительность ледостава по водохранилищам каскада изменяется в широких пределах* (табл. 1) [4, 5, 11, 12].

* Данные в табл. 1 приведены по постам, расположенным в средних частях водохранилищ.

Характер изменения температуры воды в зимний период определяется прежде всего динамикой вод на отдельных участках водохранилищ и гидрометеорологическими условиями в период их замерзания. На проточных русловых и мелководных участках долинных водохранилищ температура воды по глубине наиболее низкая и однородная. В глубоководных участках озеровидных плесов с замедленным водообменом она в значительной степени зависит от теплообмена между грунтами и водной толщей (табл. 2).

Таблица 2

Температура воды по глубине в зимний период (наблюдения 1966—1967 гг.)

Водохранилище	Пункт	Глубина, м	Температура, °С
Иваньковское	Волжский плес	0,1	0,0—0,2
		14,0	0,2—0,4
	Иваньковский плес	0,1	0,0—0,2
		8,0	0,8—1,7
		16,0—17,0	0,8—1,9
Угличское	г. Калязин	0,1	0,0
		16,0	0,1—0,4
Рыбинское	пгт Переборы	0,1	0,0—0,4
		8,0—10,0	1,1—2,0
		16,0	1,6—2,7
	с. Мякса	0,1	0,0
		3,5	1,0—2,7
	с. Брейтово	0,1	0,0—0,2
		6,0	0,6—1,6
		11,5	1,6—2,6
Горьковское	г. Кинешма	0,5	0,00—0,11
		6,0	0,02—0,14
		8,0—11,0	0,02—0,26
	Приплотинный участок	0,5	0,01—0,11
		8,0—10,0	0,02—0,12
		16,0—18,0	0,06—0,14
Куйбышевское	г. Тетюши	0,3	0,0—0,1
		10,0	0,0—0,1
		15,0	0,0—0,1
		23,0	0,0—0,1
		29,0	0,0—0,1
	пос. Комсомольский	0,3	0,0—0,2
		10,0	0,0—0,2
		14,0—18,0	0,0—0,2
		25,0—29,0	0,0—0,2
Волгоградское	г. Волжский	0,5	0,05—0,11
		30,0—32,0	0,1—0,3

При этом в течение зимы может наблюдаться постепенное повышение температуры за счет теплоотдачи дна, что приводит к возрастанию теплозапаса и возникновению обратной стратификации. Так, интенсивность прогрева некоторых участков поверхности грунта в Главном плесе Рыбинского водохранилища в отдельные годы составляла 0,04—0,08 °С/сут и во второй половине марта температура придонного слоя воды достигала 4,6 °С [2]. Ее межгодовые колебания во многом определялись интенсивностью гидрометеорологических процессов в период, предшествующий ледоставу. Если на проточных русловых и мелководных участках водохранилищ они были близки к 0 °С, то на глубоководных озеровидных — составляли 2—3 °С. Наиболее высокие температуры наблюдались в годы, когда ледостав устанавливался при штилевой погоде и водохранилище замерзало, обладая большим теплозапасом водной массы. При активном ветровом воздействии в предледоставный период, обусловливающим интенсивное выхолаживание водной массы, температура воды подо льдом была минимальной и по акватории водохранилища изменялась незначительно.

Период весеннего нагревания на водохранилищах приходится на интенсивный подъем уровня, увеличение объема и площади зеркала за счет половодья. Температурные условия определяются объемом самого водохранилища и объемом притока к нему.

В Иваньковском и Угличском водохранилищах, объем которых при НПУ в 4 раза меньше среднего многолетнего притока весенних вод, при значительном транзитном расходе в первую фазу половодья наблюдается равномерное распределение температуры как по их акватории, так и по вертикали. Во второй фазе половодья прогрев на водосборе Иваньковского водохранилища идет интенсивнее, чем в самом водоеме. Это приводит к возникновению горизонтальной неоднородности в поле температуры при сохранении равномерного распределения ее по вертикали. В приплотинной части Горьковского водохранилища в мае значение температур полностью определяется объемом более теплых вод рек Немды и Унжи, которые вытесняют зимние холодные воды.

При объеме водохранилища, превышающем объем весеннего половодья, контрастность в распределении температуры по акватории существенно увеличивается. В Рыбинском водохранилище, например, за весну аккумулируется в среднем около 12 км^3 воды из поступающих 18 км^3, т. е. около половины объема чаши водоема. Различия в температуре по его акватории в мае достигают 8—10 °С [1, 2, 9, 10]. Наиболее значительные изменения обычно наблюдаются в зоне гидрологических фронтов, причина возникновения которых связана с накоплением вод нескольких фаз речного стока и последующей их трансформацией. Степень сложности структуры водных масс в водохранилищах определяется

морфометрическими параметрами и интенсивностью водообмена водоема. Наиболее многокомпонентна она в морфологически сложных пойменно-долинных водохранилищах многолетнего регулирования стока.

Положение гидрологического фронта, продолжительность его существования, скорость перемещения и градиенты температуры определяются процессами, происходящими на водосборе и над акваторией водохранилища, т. е. характером общей циркуляции и интенсивностью турбулентного обмена. В весенний период ширина фронтальной зоны изменяется, как правило, от 1 до 5 км, а горизонтальные градиенты температуры в ней составляют около 1 °С/км [8, 9]. Однако в отдельные периоды они могут достигать 5—7 °С/км. С общим прогревом вод в водохранилищах горизонтальные градиенты во фронтальных зонах уменьшаются.

Анализ данных непрерывной регистрации температуры воды на водохранилищах Верхней Волги позволил также выявить достаточно широкий спектр температурных неоднородностей, относящихся к макро- и мезомасштабным процессам. Для Рыбинского водохранилища, например, наиболее существенными и устойчивыми из них оказались неоднородности с масштабами от 1500 до 12 000 м по большой оси водохранилища и от 300 до 16 000 м по ширине.

Макронеоднородности, как и фронтальные зоны, представляют собой проявление генеральных черт структуры водных масс водохранилищ, зон их трансформации и смешения, общей циркуляции вод и неоднородностей прогрева отдельных районов. Градиенты температуры воды в крупномасштабных неоднородностях, как правило, составляют 0,3—1,0 °С/км, но в отдельных случаях могут достигать 2 °С/км. С особенностями динамической структуры вод водохранилищ связаны и мезомасштабные неоднородности в поле температуры. Они могут быть обусловлены наличием мезомасштабных циркуляционных зон над различными неровностями рельефа дна, отрывом отдельных пятен „холодной" или „теплой" воды при неравномерном прогреве либо охлаждении вод на мелководных участках водохранилищ. Как и крупномасштабные неоднородности, они довольно устойчивы и наблюдаются практически в течение всего безледного периода. Амплитуда колебаний температуры в таких неоднородностях изменяется от десятых градуса до 2—3 °С. В соответствии с этим и градиенты температуры изменяются в широких пределах.

Наибольшие дисперсия и коэффициенты вариации в изменении температуры по акватории водохранилищ наблюдаются в мае, когда идет интенсивное поглощение солнечной радиации водной поверхностью и максимальное значение для во-

дохранилища имеет адвекция тепла с речным стоком, а наименьшие — в августе, в период максимального теплосодержания в водоеме (табл. 3).

Таблица 3

Основные статистические характеристики температуры воды по разрезам в Рыбинском водохранилище

Дата измерения	Длина разреза, км	Длина ряда	Дискретность, км	$\bar{t}$ °C	Дисперсия	σ_t	C_V
19 V 1982	57	274	0,208	6,15	1,176	1,085	0,176
9 VI 1982	56	294	0,190	12,20	0,120	0,347	0,028
11 X 1982	49	231	0,212	7,87	0,180	0,425	0,053
11 V 1983	40	187	0,214	10,34	0,556	0,746	0,072
20 VI 1983	57	197	0,295	17,20	0,287	0,536	0,031
16 V 1984	40	227	0,176	9,98	0,689	0,830	0,083
7 VIII 1984	40	207	0,193	20,60	0,009	0,096	0,005
12 V 1983	62	293	0,212	12,87	0,975	0,987	0,077
23 V 1983	60	251	0,239	13,50	0,378	0,645	0,046
23 VI 1983	64	280	0,229	14,91	0,345	0,587	0,039
6 VII 1983	64	341	0,198	18,50	1,048	1,024	0,055
17 V 1984	63	365	0,173	13,42	1,016	1,007	0,075
14 VI 1984	60	442	0,136	14,77	0,828	0,910	0,062
15 V 1985	65	136	0,180	5,15	4,006	2,002	0,389

С уменьшением интенсивности водообмена на спаде половодья в водохранилищах развивается температурное расслоение водной толщи, характер и степень которого на отдельных участках различны. Основные причины формирования температурной стратификации — натекание более теплых и маломинерализованных вод половодья на более холодные и минерализованные зимние воды и интенсивный прогрев поверхностного слоя.

В качестве примера на рис. 1 *а* и *б* представлено распределение температуры воды по русловым участкам водохранилищ Волжского каскада в мае 1966 г. Теплая погода весной 1966 г. способствовала раннему вскрытию рек, интенсивному подъему уровня. Пик половодья проходил раньше обычных сроков. Уже в апреле пятью водохранилищами (кроме Волгоградского) было аккумулировано около 50 км^3 полых вод (табл. 4).

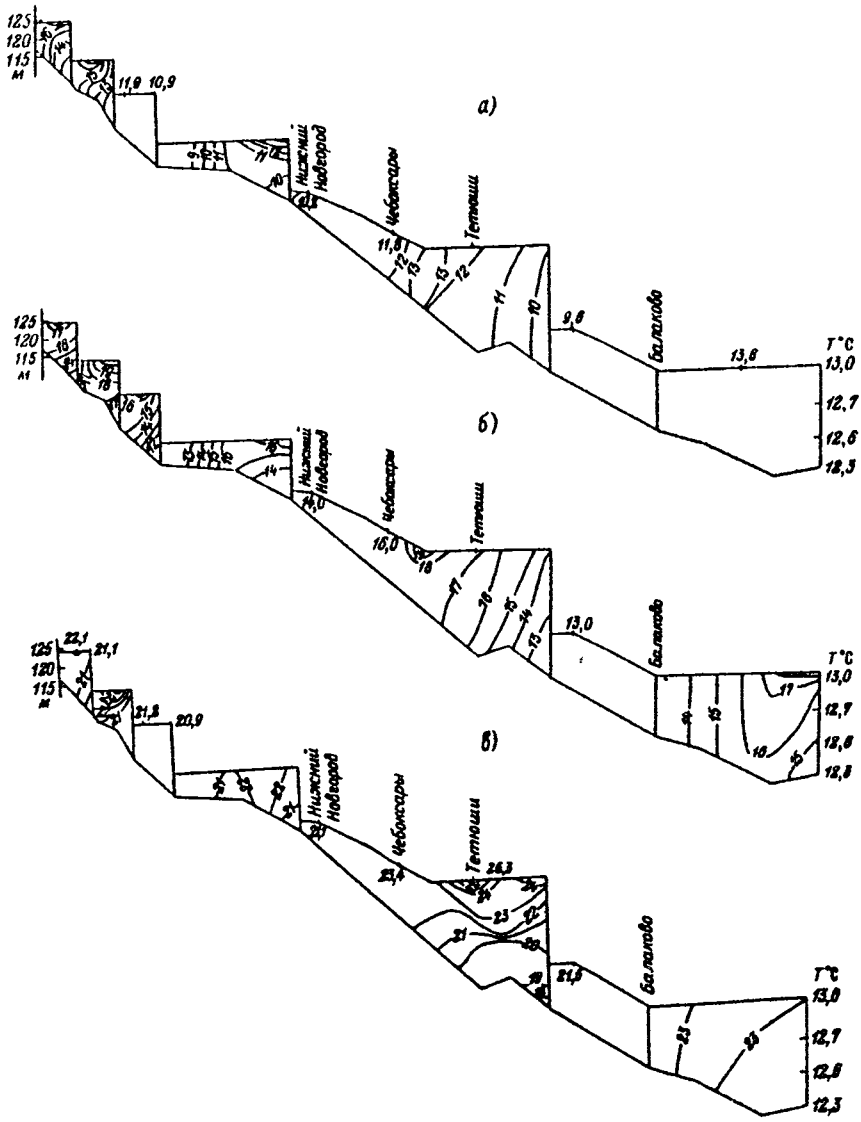


Рис. 1. Распределение температуры воды (°С) по каскаду волжских водохранилищ.

а — 20 мая 1966 г.; *б* — 30 мая 1966 г.; *в* — 20 июля 1966 г.

Таблица 4

Балансовые характеристики водохранилищ Волжского каскада в 1966 г., км^3

Водохранилище	Приток		Сброс через ГЭС		Аккумуляция в чаше водохранилища	
	апрель	май	апрель	май	апрель	май
Иваньковское	6,46	1,11	5,63	0,94	0,88	–0,015
Угличское	8,67	1,34	8,97	1,21	0,82	–0,05
Рыбинское	19,67	9,78	3,60	10,38	15,86	0,46
Горьковское	17,79	14,33	14,07	13,43	2,43	–0,47
Куйбышевское	73,92	76,38	52,10	77,94	28,20	–0,65
Волгоградское	49,18	83,15	46,99	77,37	–0,03	4,06

На Верхней Волге к 20 мая сформировалась устойчивая температурная стратификация. В Иваньковском водохранилище расслоение водной толщи начиналось с верховьев глубоководного Иваньковского плеса, у плотины разница в температуре поверхностного и придонного слоев при глубине 15 м достигала 6 °С (рис. 1 *а*).

В Угличском водохранилище, по интенсивности водообмена близком к Иваньковскому, стратификация захватила практически всю русловую часть. Ее усиление за счет теплых вод боковой приточности отмечалось на вертикали, расположенной ниже впадения р. Нерли, где температура поверхностного слоя повышалась до 19 °С. У плотины Угличской ГЭС, так же как и у Иваньковской, в придонных слоях находились более холодные (11—13 °С) воды ранней фазы половодья.

В Волжский плес Рыбинского водохранилища поступали воды с температурой около 12 °С, а через гидроузел сбрасывались более холодные (9 °С) (табл. 5).

В речной части Горьковского водохранилища благодаря значительным скоростям течения водная масса по вертикали была однородной. По длине водохранилища шел медленный прогрев за счет теплообмена с атмосферой и поступления теплых вод боковой приточности. У плотины температура поверхностного слоя повышалась до 15,3 °С, а ниже 4 м составляла около 10 °С.

В Куйбышевском водохранилище наиболее теплые воды (с температурой 12—13 °С) находились в центральной части (г. Казань — г. Тетюши). В верховьях и у плотины температура воды составляла около 10 °С. Аналогичные значения отмечались на участке от г. Самары до г. Балаково, и только в Волгоградском водохранилище в поверхностном слое температура повышалась до 13,0—13,6 °С. Ниже Волжской ГЭС средняя за 2-ю декаду мая температура воды на береговом посту с. Верхне-Лебяжье состав-

ляла 13,6 °С. Вертикальное расслоение на водохранилищах Средней и Нижней Волги ввиду больших транзитных расходов отсутствовало. Таким образом, 20 мая 1966 г. наиболее теплые по всему каскаду Волги воды находились в Иваньковском и Угличском водохранилищах (см. рис. 1 *а*, табл. 5).

Интенсивный прогрев водной массы в водохранилищах Волжского каскада наблюдался во второй половине мая — начале июня.

Прирост температуры по береговым постам за 3-ю декаду мая 1966 г. на водохранилищах Верхней Волги (Иваньковское, Угличское, Рыбинское) составил 2,7—3,9 °С, Средней Волги (Горьковское, Куйбышевское) — от 2,8 до 4,3 °С и Нижней Волги — от 3,0 до 4,1 °С (см. рис. 1 *б*, табл. 5).

В период интенсивного прогрева водохранилищ суточный ход температуры воды за счет поступления солнечной радиации в штилевые дни в поверхностном слое (0,5 м) составлял в среднем 3 °С, на глубине 2 м — 2 °С и на глубине 3 м — 1 °С [10]. На Рыбинском водохранилище в зависимости от гидрометеорологических условий года среднее суточное повышение температуры может достигать 0,9 °С [2, 3]. Кратковременные усиления ветра до 4—7 м/с обусловливают образование квазиоднородного слоя толщиной до 2 м и резкое возрастание градиентов температуры на его нижней границе. Дальнейший прогрев поверхностного слоя приводит к формированию нескольких зон с повышенными градиентами температуры.

К 30 мая с общим прогревом вод стратификация сохранилась на всех водохранилищах Верхней Волги и в связи с уменьшением транзитных расходов стала развиваться в средней части Куйбышевского водохранилища и в приплотинном участке Волгоградского (см. рис. 1 *б*).

По данным исследований различных авторов [2, 6, 7, 9] в водохранилищах Волжского каскада разность температур по глубине может составлять 10 °С, а в отдельных случаях 15 °С. Температурное расслоение обычно наблюдается в наиболее глубоководных озеровидных участках водохранилищ, где скорости стоковых течений невелики (см. рис. 1 *б*). Практически круглый год температурное расслоение наблюдается в водохранилищах в районе сброса вод, подогретых тепловыми электростанциями.

В относительно мелководных равнинных водохранилищах при сильных ветрах развивающийся термоклин может быть полностью разрушен в течение нескольких часов. Активное ветровое перемешивание является основным источником поступления тепла в придонные слои.

Таблица 5

Температура воды (°С) на береговых постах волжских водохранилищ (1966 г.)

Декада	Иваньковское		Угличское	Рыбинское		Горьковское		р. Волга	Куйбышевское			р. Волга	Волгоградское			р. Волга
	г. Тверь	г. Дубна	г. Углич	пгт Мышкино	пгт Переборы	г. Рыбинск	д. Желтухино	г. Чебоксары	с. Вязовые	г. Тетюши	пгт Комсомольск	г. Самара	г. Маркс	с. Ровное	г. Волжский	с. Верхне-Лебяжье
Апрель																
1-я	1,1	0,2	0,2	0,3	0,2	1,2	0,2	0,4	0,0	—	0,4	1,0	0,5	3,3	3,2	4,3
2-я	5,0	3,7	3,6	2,9	0,6	1,9	2,6	6,0	5,0	0,3	0,9	2,4	4,8	7,7	5,0	6,1
3-я	7,5	7,6	7,2	6,8	2,4	2,1	5,2	8,8	8,5	3,7	3,4	3,5	5,7	9,9	7,5	8,0
Среднее	4,5	3,8	3,7	3,3	1,1	1,7	2,7	5,1	4,5	—	1,6	2,3	3,7	7,0	5,2	6,1
Май																
1-я	10,5	9,4	9,9	8,9	7,6	5,4	7,8	9,1	8,7	7,0	5,8	6,6	9,4	9,9	9,1	11,3
2-я	15,3	13,5	13,8	11,9	10,9	9,8	11,7	11,8	11,4	10,8	9,0	9,6	13,2	13,6	10,9	13,6
3-я	18,5	16,6	16,5	15,8	13,6	12,6	16,4	16,0	15,7	15,0	12,7	13,0	16,5	16,6	13,6	16,3
Среднее	14,8	13,2	13,4	12,2	10,7	9,3	12,0	12,3	11,9	10,9	9,2	9,7	13,0	13,4	11,2	13,7
Июнь																
1-я	18,4	18,8	18,4	17,4	16,8	15,5	18,0	18,7	18,9	17,9	17,4	16,2	18,0	19,9	16,2	20,2
2-я	17,9	18,0	18,0	17,2	17,3	16,0	16,2	16,2	16,7	16,7	16,4	16,8	18,1	18,6	17,3	18,7
3-я	23,0	22,0	21,7	20,4	20,8	19,9	20,6	20,1	19,6	19,3	18,8	18,8	19,3	22,3	19,9	20,6
Среднее	19,8	19,6	19,4	18,3	18,3	17,1	18,3	18,3	18,4	18,0	17,5	17,3	18,5	20,3	17,8	19,8

Июль																
1-я	21,8	22,1	21,9	20,2	21,1	19,8	20,9	20,5	20,6	20,7	20,5	20,2	20,7	21,4	22,0	22,6
2-я	21,2	21,6	21,8	21,2	20,9	20,3	22,7	23,4	23,0	22,7	21,6	21,5	22,2	23,7	22,3	24,7
3-я	21,6	21,6	21,0	21,9	21,5	21,1	22,2	22,5	23,3	22,4	22,0	22,0	22,9	24,3	23,8	26,0
Среднее	21,5	21,8	21,6	21,1	21,2	20,4	21,9	22,1	22,3	21,9	21,4	21,2	21,9	23,1	22,7	24,4
Август																
1-я	21,4	21,4	21,6	21,4	20,8	20,5	22,1	22,7	22,8	22,4	22,7	22,7	22,7	24,1	24,7	25,7
2-я	20,8	22,0	22,0	20,9	20,4	19,8	21,8	22,6	23,0	23,1	23,6	23,0	23,7	24,9	25,8	25,8
3-я	16,5	18,5	18,5	18,2	17,2	16,0	18,9	18,1	19,1	19,2	21,6	21,3	21,1	22,6	23,3	23,6
Среднее	19,6	20,6	20,7	20,2	19,5	18,8	20,9	21,1	21,6	22,6	22,6	22,3	22,5	23,9	24,6	25,0
Сентябрь																
1-я	13,3	14,3	15,6	15,1	13,3	13,0	15,6	14,7	14,7	16,2	18,4	18,4	17,1	17,7	20,7	19,1
2-я	11,9	12,6	13,5	13,6	11,8	11,4	13,7	13,3	13,8	14,6	16,9	16,9	16,5	15,3	19,0	19,0
3-я	8,2	9,1	9,9	10,8	8,6	7,7	9,7	9,3	10,2	10,3	13,9	13,7	13,1	13,1	16,8	16,7
Среднее	11,1	12,0	13,0	13,2	11,2	10,7	13,0	12,4	12,9	13,7	16,4	16,3	15,6	15,4	18,8	18,3
Октябрь																
1-я	8,3	8,0	9,2	9,1	7,2	7,0	8,2	7,9	7,6	8,6	11,6	11,8	10,8	0,7	15,1	14,3
2-я	6,4	6,8	7,1	7,7	5,9	5,1	5,9	5,6	6,1	5,6	9,5	9,4	8,6	8,6	12,7	11,5
3-я	5,1	5,8	5,5	6,1	4,3	3,7	4,4	3,9	3,8	3,5	7,5	7,6	6,9	7,4	11,3	10,1
Среднее	6,6	6,9	7,3	7,6	5,8	5,3	6,2	5,8	5,8	5,9	9,5	9,6	8,8	8,9	13,0	12,0
Ноябрь																
1-я	0,0	1,2	1,5	2,8	0,7	0,4	0,7	0,1	0,5	0,3	5,2	5,0	3,5	3,5	7,8	6,6
2-я	0,1	0,6	1,1	1,7	0,3	0,2	0,4	0,1	0,0	0,1	3,6	4,1	2,4	2,2	5,6	5,3
3-я	0,1	0,4	0,8	1,3	0,1	0,2	0,2	0,0	0,0	0,0	2,6	3,3	2,1	1,7	4,5	4,7
Среднее	0,1	0,7	1,1	1,9	0,4	0,3	0,4	0,1		0,1	3,8	4,1	2,7	2,5	6,0	5,5

Максимальные градиенты температуры в термоклине наблюдаются в слое 2—4 м и колеблются от 1 до 3 °С/м, но в отдельных случаях могут достигать 7 °С/м [2, 9]. В зонах влияния тепловых электростанций градиенты температуры изменяются в среднем от 2,5 до 4,0 °С/м. В зависимости от гидрометеорологических условий отдельных лет температурное расслоение вод в водохранилищах и температурные градиенты могут существенно различаться.

Наличие или отсутствие термоклина в водоеме играет определяющую роль в процессах перемешивания, тепло- и массообмена, сказывается на характере движения вод, газовом режиме водоема и т. д. Термическое расслоение существенно влияет на распределение гидробионтов в толще вод, дифференцируя их по видовому составу.

Исследование структуры термоклина показало, что максимальные градиенты наблюдаются лишь в тонких слоях. Особенно сложная структура отмечается во фронтальной зоне. В результате больших горизонтальных градиентов температуры и электрической проводимости здесь активизируются интрузионные процессы, увеличивающие активную поверхность, через которую происходит обмен теплом и солями. Анализ многочисленных зондирований в Главном плесе Рыбинского водохранилища показал, что масштабы вертикальных неоднородностей (интрузионных слоев) колеблются от 12 до 100 см, а градиенты температуры в них — до 0,2 °С/см. Во многих случаях зоны резких изменений термодинамических свойств совпадают с зонами высоких значений вертикального сдвига скорости. Это говорит о том, что различающиеся по свойствам слои могут перемещаться в разных направлениях.

Глубина залегания термоклина и температура воды на отдельных горизонтах в водохранилищах не остаются постоянными и подвержены значительным временным изменениям. Одним из наиболее мощных факторов изменчивости температуры воды по вертикали являются внутренние волны различного периода. При интенсивном развитии термоклина в июне 1979 г. на Рыбинском водохранилище изменения температуры за счет внутренних волн на горизонтах 3 и 4 м достигали 9 °С за 30 мин [8, 9]. Оценки спектральной плотности флюктуаций температуры, выполненные по материалам наблюдений на водохранилищах Верхней Волги, позволили выделить длиннопериодные колебания от 10 до 20 мин и около 5 ч. Механизм этих флюктуаций связан с вынужденными и свободными колебаниями водной массы, основным источником энергии для которых служит суточная неравномерность работы гидросооружений, что вызывает возникновение длинных волн, а также кратковременные усиления ветра (шквалы) [8, 9].

В период максимального прогрева водной толщи происходит выравнивание температуры воды как по акватории водохранилищ каскада, так и по глубине. Температурное расслоение сохранялось только в наиболее глубоководном Куйбышевском водохранилище (см. рис. 1 *в*), на остальных разность между температурой поверхностного и придонного слоев, как правило, не превышала 1— 2 °С.

Максимальные средние месячные температуры поверхностного слоя на водохранилищах Волжского каскада наблюдались в июле. Наиболее низкие из них отмечались на Рыбинском и Горьковском водохранилищах, наиболее высокие — на Куйбышевском и Волгоградском. Ниже Волгограда (с. Верхне-Лебяжье) средняя месячная температура июля составляла 23,1 °С (табл. 6). Максимальные средние месячные температуры водной массы водохранилищ отмечались в августе. Исключение составляет Куйбышевское водохранилище, где максимальные значения средней месячной температуры поверхностного слоя и водной массы совпадали во времени (табл. 7).

В зависимости от гидрометеорологических условий отдельных лет средняя месячная температура водной массы может существенно изменяться. Амплитуда ее колебаний для водохранилищ Верхней Волги составляла 2,3—10,4 °С, Средней Волги — от 1,1 до 5,0 °С и Нижней Волги — от 2,2 до 4,4 °С.

Понижение температуры поверхностного слоя на водохранилищах каскада начинается во 2-й декаде августа. Однако средние месячные температуры поверхностного слоя в августе незначительно отличались от таковых в июле. Для водохранилищ Верхней Волги понижение составляло 0,3—0,6 °С, Средней Волги — от 0,6 до 1,3 °С и Нижней Волги — от 0,5 до 0,6 °С. В начале периода охлаждения конвективные процессы не играют активной роли и, как уже отмечалось, средняя температура водной массы в августе имела максимальное значение.

В сентябре интенсивность осеннего охлаждения увеличивается. Наиболее активно этот процесс идет на водохранилищах Верхней Волги, где средняя месячная температура поверхностного слоя понижалась на 5,5—6,0 °С (на водохранилищах Средней Волги — на 5,2—5,5 °С, Нижней Волги — на 4,2—4,5 °С). В связи с этим значительно возросла и роль конвективного перемешивания, что привело практически к полной гомотермии и уменьшению теплозапаса водной массы водохранилищ, выражающемуся в снижении ее средней температуры. В октябре снижение температуры водной массы по всему каскаду составляло 6,1—6,9 °С, а в ноябре максимальное понижение температуры (2,6—3,0 °С) наблюдалось на водохранилищах Нижней Волги (см. табл. 7).

Таблица 6

Температура поверхностного слоя (°С) на акватории водохранилищ Волжского каскада

Водохранилище, период	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	Декабрь
Иваньковское, 1978—1986 гг.	12,0 / 8,7–13,9	18,0 / 15,2–20,6	19,8 / 18,1–23,1	19,5 / 18,5–21,4	13,7 / 12,9–14,7	6,8 / 4,6–8,9	1,6 / 0,9–2,2	—
Угличское, 1978—1986 гг.	12,1 / 9,4–14,2	17,8 / 15,7–20,0	20,2 / 18,6–23,3	19,7 / 18,6–21,6	14,2 / 12,3–15,2	7,7 / 5,6–9,8	1,9 / 0,9–2,7	—
Рыбинское, 1978—1986 гг.	7,9 / 4,6–11,8	15,4 / 12,7–19,4	19,3 / 18,1–22,3	18,7 / 17,4–20,5	12,7 / 10,5–13,8	6,1 / 3,8–8,1	—	—
Горьковское, 1978—1986 гг.	9,2 / 7,7–12,2	16,2 / 14,1–18,0	19,7 / 18,4–23,0	19,1 / 17,5–21,1	13,6 / 12,1–14,4	6,8 / 5,0–9,4	—	—
Куйбышевское, 1978—1985 гг.	10,2 / 8,4–12,4	17,4 / 14,8–19,6	21,7 / 19,8–24,3	20,4 / 17,9–22,8	15,2 / 13,7–16,7	8,3 / 7,5–9,8	2,0 / 1,5–2,9	—
Саратовское, 1980—1985 гг.	9,0 / 7,7–11,1	16,6 / 15,3–17,8	21,0 / 19,7–23,2	20,6 / 18,5–22,8	16,4 / 14,9–18,1	10,0 / 8,9–10,7	3,0 / 2,6–4,4	—
Волгоградское, 1980—1985 гг.	9,2 / 8,5–10,6	16,8 / 14,6–18,6	22,2 / 20,6–24,3	21,7 / 19,5–24,4	17,2 / 12,8–19,5	10,6 / 8,0–13,0	3,7 / 2,6–5,7	—
Нижний участок р. Волги (1980—1982, 1984—1985 гг.) (среднее из 3 постов)	11,0 / 8,7–12,8	18,0 / 16,0–20,1	22,6 / 20,1–25,4	22,5 / 20,9–24,8	17,6 / 17,1–20,6	12,0 / 9,6–13,6	5,4 / 3,8–7,2	1,1 / 0,1–2,5

Таблица 7

Температура водной массы (°С) по каскаду водохранилищ Волги

Водохранилище, период	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь
Иваньковское, 1978—1985 гг.	10,2 / 7,7–13,0	16,8 / 11,6–22,0	19,5 / 16,4–22,7	19,7 / 18,5–20,8	14,7 / 12,9–18,5	8,0 / 4,6–10,6	—
Угличское, 1978—1985 гг.	9,5 / 5,9–11,8	16,0 / 11,6–20,1	19,6 / 17,6–23,0	19,9 / 18,6–20,9	15,1 / 13,7–18,8	9,0 / 5,9–11,2	2,1 / 1,3–3,9
Рыбинское, 1978—1985 гг.	*6,3 / 1,2–11,1*	*13,8 / 11,6–16,2*	*17,7 / 15,0–20,7*	*18,6 / 17,4–19,7*	*13,5 / 12,2–17,6*	7,4 / 4,5–8,8	1,9 / 0,5–3,6
Горьковское, 1981—1985 гг.	8,5 / 7,3–11,2	15,1 / 13,5–16,2	19,4 / 18,1–21,7	19,5 / 18,3–20,8	14,2 / 13,5–14,6	7,8 / 7,1–9,4	—
Куйбышевское, 1978—1985 гг.	9,2 / 7,8–11,1	15,9 / 14,1–18,2	20,3 / 18,9–23,6	20,0 / 17,8–22,8	15,6 / 13,6–17,3	8,6 / 7,9–10,2	2,2 / 1,3–3,3
Саратовское, 1978—1985 гг.	7,9 / 6,1–10,5	16,0 / 14,3–17,6	20,5 / 19,1–23,3	20,8 / 19,0–23,2	16,9 / 14,8–19,2	10,3 / 8,8–11,0	3,1 / 1,9–4,5
Волгоградское, 1978—1985 гг.	9,4 / 7,9–11,7	16,9 / 15,0–18,4	21,4 / 20,4–23,8	21,6 / 20,4–23,9	17,8 / 16,5–19,3	11,0 / 9,4–12,9	4,0 / 2,9–5,9

Начало ледостава на водохранилищах Верхней и Средней Волги приходится в среднем на 3-ю декаду ноября, а на водохранилищах Нижней Волги — на конец 1-й — начало 3-й декады декабря. Продолжительность периода, свободного ото льда, минимальна на Рыбинском водохранилище и максимальна на Волгоградском (см. табл. 1). На участке, расположенном ниже Волгоградского водохранилища, ледостав наступает в среднем в конце 3-й декады декабря — 1-й декаде января, а продолжительность безледного периода составляет 255 сут.

Одной из важных характеристик для биоты водоемов является теплозапас водной массы. Обладая большой теплоемкостью, водная масса способна накапливать значительные количества тепла, тем самым уменьшая колебания температуры воды и стабилизируя гидробиологические процессы.

Теплозапас водоема определяется объемом его водной массы и ее термическим состоянием. В таких водохранилищах, как Иваньковское, Угличское, Саратовское, объем которых после весеннего наполнения в течение всего безледного периода остается без существенных изменений, аккумулированное водной толщей тепло определяется ее температурой. Рассчитанные для Иваньковского водохранилища коэффициенты корреляции между теплозапасом и средней температурой водной массы изменялись от 0,50 в мае до 0,92 в августе. В водохранилищах со значительными колебаниями уровня в течение безледного периода (Рыбинское, Куйбышевское) объем водной массы (как функция уровня) может играть решающую роль в величине теплозапаса и, особенно, в его межгодовых колебаниях (табл. 8).

Наиболее интенсивно накапливается тепло в водохранилищах в мае. Приращение тепла за месяц по водохранилищам каскада в среднем за рассматриваемый период (1968—1985 гг.) изменялось от 38 % в Угличском и Волгоградском, до 50 % — в Рыбинском (табл. 9). В июне приращение теплозапаса уменьшилось и колебалось от 14 % в Иваньковском до 28—29 % в Горьковском и Рыбинском. Максимального значения теплозапас на всех водохранилищах достигал к 1 августа, однако в течение июля его приращение не превышало 11%.

Максимальное приращение теплозапаса водной массы в мае обусловлено не только величиной радиационного баланса, которая меньше, чем в июне [5], но и поступлением тепла с бассейна водохранилищ за счет притока более теплых речных вод.

В течение августа теплозапас водохранилищ начинает уменьшаться. Наиболее интенсивно этот процесс идет на водохранилищах Верхней Волги, где снижение теплозапаса к 1 сентября составляло 17—22 %. На водохранилищах Средней Волги оно несколько меньше — от 13,9 до 14,4 %, Нижней Волги —

Таблица 8

Суммарный запас тепла ($4{,}19 \cdot 10^9$ Дж · т) по каскаду водохранилищ Волги за период открытой воды

Год	Иваньковское	Угличское	Рыбинское	Горьковское	Куйбышевское	Саратовское	Волгоградское
1968	104	117	1910	743	—	—	3205
1969	93	96	1561	353	4370	—	3009
1970	95	117	1802	769	5011	—	3326
1971	104	116	1662	736	4725	1216	3387
1972	109	121	1498	783	4801	1357	3618
1973	98	118	1262	693	3650	1180	2988
1974	106	115	1825	756	5513	1384	3699
1975	103	110	1442	772	4132	1344	3578
1976	94	102	1548	673	4162	1211	2455
1977	101	114	1673	708	4435	1242	3029
1978	92	98	1697	686	4693	1216	3164
1979	111	116	1747	735	5227	1384	3334
1980	96	102	1501	676	4853	1209	3061
1981	122	128	1898	808	5548	1465	3713
1982	108	113	1708	701	4749	1191	3131
1983	107	120	1933	806	5366	1338	3294
1984	111	119	1937	777	4578	1306	3183
1985	109	116	1828	730	5102	1324	3347
Среднее	103	113	1691	717	4760	1291	3251

Таблица 9

Теплозапас ($4{,}19 \cdot 10^9$ Дж · т) водохранилищ Волжского каскада (на 1-е число каждого месяца)

Водохранилище	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь
Иваньковское	—	9,2	18,4	21,7	22,4	18,0	10,2	3,4
Угличское	—	9,3	18,9	23,4	24,7	20,5	12,3	4,1
Рыбинское	9,9	70,3	278,0	396,0	410,0	320,0	157,0	36,0
Горьковское	—	31,5	105,6	153,3	166,5	143,4	89,1	27,1
Куйбышевское (1969—1985 гг.)	—	196,2	718,0	981,5	1095,3	937,3	607,0	224,0
Саратовское (1971—1985 гг.)	—	62,0	201,0	253,0	279,0	249,0	172,0	75,0
Волгоградское	23,9	195,0	456,0	595,0	671,0	600,0	419,0	200,0

от 10,6 до 10,8 %. В сентябре теплозапас в водохранилищах Волжского каскада продолжает интенсивно уменьшаться (на Верхней Волге до 33,6—39,8 %, на Средней Волге до 30,3—32,6 % и на Нижней Волге до 27,0—27,6 %). В октябре во всех водохранилищах уменьшение теплозапаса составляло от 30 до 37 %.

Таблица 10

Тепловой сток ($4,19 \cdot 10^9$ Дж · т) в различных створах Волжского каскада за период открытой воды

Год	г. Тверь	г. Ярославль	г. Самара	с. Верхне-Лебяжье
1956	63,12	159,42	—	2616,22
1957	78,21	274,25	2462,64	3374,47
1958	74,26	237,96	2154,50	3044,50
1959	49,51	224,69	1641,78	2159,97
1960	49,09	167,16	1499,58	2052,04
1961	58,33	251,61	1916,68	2579,19
1962	105,57	285,20	2075,59	2588,78
1963	41,97	170,02	1964,42	2791,90
1964	38,26	153,32	1725,56	2146,95
1965	57,37	147,64	1955,63	2341,72
1966	69,75	326,06	2248,82	3157,63
1967	47,01	213,81	1455,48	1816,14
1968	57,05	201,92	1713,68	2314,0
1969	27,59	157,69	1637,70	2186,16
1970	51,11	254,89	2114,41	2821,77
1971	43,69	172,62	1738,68	2336,13
1972	48,12	161,82	1842,38	2320,85
1973	45,91	153,52	1251,30	1664,62
1974	59,53	194,45	2358,45	2865,91
1975	49,24	188,52	1395,31	1707,11
1976	66,46	233,04	1492,24	1833,46
1977	70,0	225,67	1540,71	1990,84
1978	55,70	140,83	2147,74	2659,89
1979	55,83	260,38	2446,01	3370,0
1980	99,64	163,55	1939,48	2422,05
1981	66,0	272,54	2344,34	3256,91
1982	60,14	188,83	1765,77	2183,44
1983	60,19	229,37	1944,17	2582,72
1984	72,23	195,03	1685,51	2109,99
1985	74,39	205,82	2294,67	3027,39
Среднее	60,0	208,0	1900,0	2487,0

Примечание. Подчеркнуты максимальные значения.

Со стоком Волги в Северный Каспий за безледный период выносится большое количество тепла, которое оказывает существенное влияние на формирование его термического режима (табл. 10). При этом зарегулирование водного стока Волги существенно сгладило межгодовые колебания теплового стока и изменило его сезонное распределение. На незарегулированном участке Волги (г. Тверь) межгодовые изменения теплового стока за 1956—1985 гг. различаются в 4 раза, ниже створа Рыбинской ГЭС (г. Ярославль) — в 2 раза, а на Средней и Нижней Волге — в 1,8—2,0 раза (табл. 10).

Наибольший сдвиг в сезонном распределении теплового стока отмечался ниже створа Рыбинской ГЭС. Если у г. Твери максимальный вынос тепла приходился на май (22% от суммарного за май—октябрь), то у г. Ярославля максимум (24,5 %) наблюдался только в июле (рис. 2). На Средней Волге (г. Самара), так же как и у г. Твери, максимум отмечался в мае, а на Нижней Волге (с. Верхне-Лебяжье) — в июне.

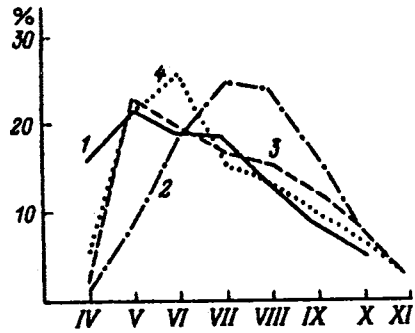


Рис. 2. Сезонная динамика теплового стока (%) по различным участкам Волжского каскада (1956—1985 гг.)
1 — г. Тверь; *2* — г. Ярославль; *3* — г. Самара; *4* — с. Верхне-Лебяжье.

Такое сезонное перераспределение теплового стока связано с тем, что его величина определяется в основном водным стоком и в меньшей степени зависит от температуры воды. В связи с этим практически по всей Волге максимальный тепловой сток наблюдался в годы с повышенной водностью, несмотря на то, что эти годы в большинстве своем характеризовались пониженными значениями средних месячных температур.

Если межгодовые изменения теплового стока за безледный период относительно невелики (см. табл. 10), то колебания его месячных значений от года к году весьма существенны. Так, в районе г. Ярославля в мае максимальное значение теплового стока

превышало минимальные в 46 раз, в июне — в 6 раз, в июле—сентябре — в 2—4 раза, возрастая к осени до 5 раз (табл. 11).

Таблица 11

Тепловой сток ($4{,}19 \cdot 10^9$ Дж · т) р. Волги у г. Ярославля

Год	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь
1956	—	8,9	34,7	36,2	37,3	27,5	14,8
1957	—	52,9	40,0	57,2	58,2	49,8	16,2
1958	—	21,2	54,9	61,4	53,4	30,4	16,6
1959	4,4	23,0	42,0	60,6	55,2	31,5	7,9
1960	3,6	12,1	34,2	48,6	40,1	17,1	11,5
1961	3,8	36,2	46,3	48,8	54,6	34,0	27,9
1962	7,4	27,1	51,1	72,6	70,4	33,7	22,8
1963	—	12,7	27,8	33,0	47,7	35,3	13,5
1964	—	2,0	30,6	49,6	33,9	23,4	13,8
1965	1,2	1,9	13,2	43,8	35,8	38,5	13,2
1966	9,4	87,1	79,2	49,8	54,8	30,5	15,3
1967	1,2	21,2	36,8	50,9	50,2	32,8	20,7
1968	1,7	21,7	47,5	49,6	35,8	37,4	8,2
1969	—	4,8	16,4	46,9	42,0	37,9	9,7
1970	2,2	31,0	32,4	60,4	57,4	34,8	36,5
1971	1,3	3,4	39,7	44,2	48,4	25,4	10,2
1972	—	5,4	25,1	47,3	48,7	24,2	11,3
1973	1,6	16,8	34,5	45,2	35,0	15,5	4,8
1974	1,2	3,8	14,8	66,2	38,8	39,0	30,6
1975	4,4	32,6	33,3	44,6	37,3	23,1	13,2
1976	—	4,3	50,6	71,8	52,9	44,2	9,3
1977	1,1	19,9	47,8	56,1	53,6	40,5	6,7
1978	—	3,9	16,5	27,6	38,3	43,8	10,7
1979	—	29,1	46,2	52,1	74,0	44,6	14,4
1980	—	2,6	26,6	21,5	45,1	44,7	23,1
1981	—	10,7	50,2	83,7	77,5	33,3	17,1
1982	—	6,8	25,2	43,1	55,1	39,0	19,6
1983	1,5	26,0	41,1	51,2	56,7	37,6	15,1
1984	1,7	11,5	45,2	47,7	46,0	26,5	16,3
1985	1,6	13,0	38,6	46,2	51,4	39,6	15,5
Среднее	2,9	18,4	37,4	50,6	49,5	33,9	15,5

По Нижней Волге наибольшие различия в месячных значениях теплового стока наблюдались в апреле, июне и ноябре. В эти месяцы максимальные значения превышали минимальные в 5—6 раз, в остальные месяцы — не более чем в 3 раза (табл. 12).

Таблица 12

Тепловой сток ($4{,}19 \cdot 10^9$ Дж · т) р. Волги у с. Верхне-Лебяжье

Год	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь
1956	99,4	479,8	959,0	326,8	269,3	239,2	163,4	37,2
1957	107,4	723,1	1250,7	456,3	390,1	249,6	140,7	56,5
1958	108,9	417,9	1139,7	637,8	390,2	208,9	113,3	27,9
1959	98,0	459,0	673,8	349,3	293,2	177,5	87,0	22,2
1960	85,4	330,0	638,6	297,0	286,2	209,0	158,9	46,8
1961	138,5	612,9	687,8	394,1	326,7	227,8	129,9	61,4
1962	145,2	682,5	399,3	365,8	397,2	297,4	205,8	95,6
1963	79,0	583,2	798,5	410,6	354,3	274,7	202,1	89,5
1964	43,7	354,4	447,8	396,4	345,1	279,1	191,4	89,0
1965	48,5	448,3	676,2	446,2	280,2	231,4	141,6	69,2
1966	208,7	899,0	877,5	392,1	340,7	222,5	149,2	67,9
1967	78,8	504,0	250,0	272,7	288,4	204,3	143,9	74,0
1968	104,9	636,1	545,2	299,4	277,0	228,1	172,7	50,7
1969	54,3	450,7	464,6	373,0	348,1	269,8	161,4	64,3
1970	167,9	751,7	684,0	425,5	356,2	229,5	142,6	64,3
1971	66,8	493,3	577,0	324,9	346,1	270,1	169,7	88,0
1972	100,0	579,3	552,6	371,4	319,9	208,7	129,5	59,4
1973	109,4	566,4	255,2	222,2	211,7	148,3	104,6	46,9
1974	74,0	501,3	935,7	526,7	330,6	227,9	175,2	94,4
1975	107,4	457,8	273,8	276,5	238,7	197,2	120,4	35,3
1976	53,2	266,4	531,1	291,6	307,3	224,8	118,8	40,3
1977	88,6	557,7	350,5	295,2	282,7	223,9	127,7	64,4
1978	93,5	513,0	437,6	479,8	458,7	331,4	239,1	106,7
1979	98,7	596,5	1139,6	454,6	420,1	376,8	209,0	74,5
1980	53,2	433,0	581,6	357,0	375,4	314,3	197,2	110,3
1981	104,8	627,5	963,8	495,3	435,5	305,8	199,5	124,5
1982	96,1	506,3	405,4	350,8	319,4	250,8	183,7	70,9
1983	185,3	646,5	363,8	449,6	366,8	287,5	209,2	74,0
1984	80,0	452,7	405,2	322,2	328,9	249,6	189,7	81,7
1985	61,1	561,0	848,8	564,8	435,0	299,5	181,9	75,3
Среднее	99,4	543,2	638,6	389,3	341,2	251,7	163,8	68,5

Таким образом, зарегулирование стока Волги каскадом водохранилищ привело к существенному изменению термического режима на всем ее протяжении. В целом увеличилась продолжительность ледовых явлений — в среднем на 8—20 сут. В то же время на Нижней Волге (с. Верхне-Лебяжье, г. Астрахань) продолжительность ледостава сократилась на 18—21 сут.

Для температурного режима всех водохранилищ каскада в период весенне-летнего прогрева характерны неустойчивая температурная стратификация и значительная пространственная изменчивость по акватории.

Аккумуляция весеннего стока в водохранилищах и сбросы более холодных зимних вод в период прохождения половодья привели к тому, что средняя месячная температура поверхностного слоя в створе Волгоградского водохранилища в среднем в мае ниже, чем на Верхней Волге, на 2,8 °С и в июне — на 1,2 °С. В отдельные годы эти различия достигали 5,0—5,5 °С.

По всему каскаду наиболее интенсивно тепло аккумулируется в мае—июне, наибольшего значения теплозапас водной массы достигает к 1 августа. Максимальные межгодовые колебания теплозапаса наблюдаются на водохранилищах со значительными изменениями объема в безледный период.

Создание каскада водохранилищ привело к перераспределению теплового стока внутри года. Наибольший по времени сдвиг максимума теплового стока по сравнению с естественным режимом отмечается ниже Рыбинской ГЭС.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Буторин Н. В. Гидрологические процессы и динамика водных масс в водохранилищах Волжского каскада. — Л., 1969.
2. Буторин Н. В., Курдина Т. Н., Бакастов С. С. Температура воды и грунтов Рыбинского водохранилища. — Л., 1982.
3. Волга и ее жизнь. — Л., 1978.
4. Волгоградское водохранилище. — Саратов, 1977.
5. Гидрометеорологический режим озер и водохранилищ: Водохранилища Верхней Волги. — Л., 1975.
6. Куйбышевское водохранилище. Гидрометеорологический режим. — Л., 1978.
7. Куйбышевское водохранилище. — Л., 1983.
8. Литвинов А. С. Формирование, структура и флуктуации термоклина в Иваньковском водохранилище // Факторы формирования водных масс и районирование внутренних водоемов. — Л., 1974.
9. Литвинов А. С. Временная и пространственная изменчивость поля температуры в водохранилищах // Гидрофизические процессы в реках и водохранилищах. — М., 1985.
10. Лифшиц В. Х., Бархатова Н. В., Литвинов А. С. Пространственно-временная изменчивость температуры воды в Рыбинском водохранилище по данным автономных и дистанционных измерений // Биология внутренних вод: Информ. бюл. — 1984. — № 63.
11. Основные гидрологические характеристики: Верхне-Волжский район. — Л., 1976. — Т. 10.
12. Основные гидрологические характеристики: Нижнее Поволжье и Западный Казахстан. — Л., 1980. — Т. 12, вып. 1.

УДК 556.555.6

В. В. Законнов

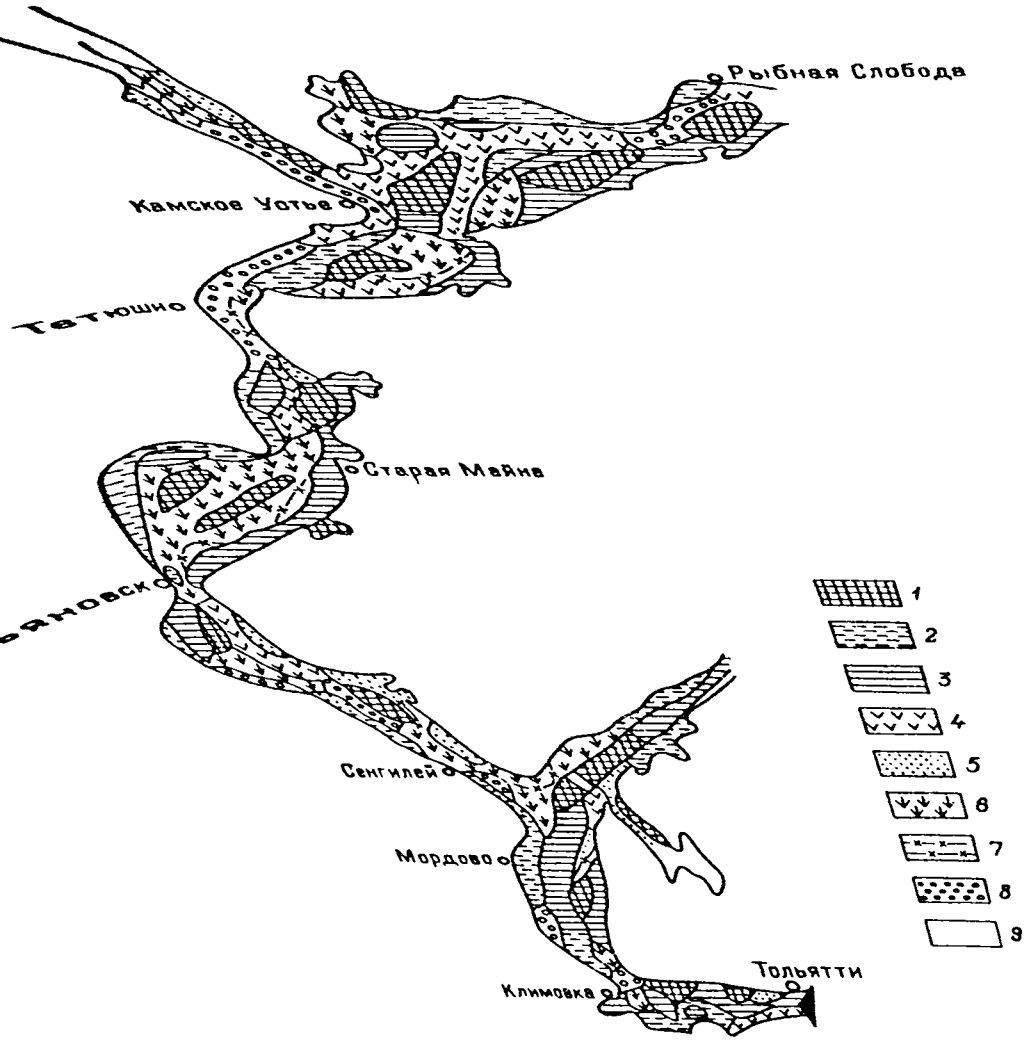
ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ И АККУМУЛЯЦИЯ БИОГЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ КУЙБЫШЕВСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА

Впервые даны количественные характеристики процессов осадконакопления и аккумуляции биогенных элементов в донных отложениях Куйбышевского водохранилища, определенные методом прямых измерений с использованием массовых материалов.

Куйбышевское водохранилище — крупнейший водоем Волжского каскада (площадь 6450 км^2, объем 58 км^3), состоит из цепочки озеровидных расширений, речных плесов и заливов. Будучи заполненным в 1957 г., оно стало регулятором стока на Средней Волге. Сведения о грунтах водохранилища малочисленны. Начальный период формирования грунтового комплекса водоема приводится в работах В. М. Широкова [13, 14]. Более поздние данные, опубликованные в монографии „Куйбышевское водохранилище" [11] и работе Л. А. Выхристюк [5], основываются на материалах по 70 станциям. По ним же представлены концентрации органического вещества, а также общего азота ($N_{общ}$) и фосфора ($P_{общ}$). Этих данных недостаточно для характеристики осадконакопления, распределения концентраций биогенных элементов в отложениях и расчета их запасов. Материалы грунтовой съемки 1983 г. позволили восполнить этот пробел.

Съемку проводили с помощью трубок ГОИНа длиной 1,0 и 1,5 м и лотом с храпцом. Определили тип и толщину слоя донных отложений более чем на 400 станциях, а концентрации биогенных элементов (органический углерод $C_{орг}$, $N_{общ}$ и $P_{общ}$) в 520 пробах. При расчете величин осадконакопления и темпов аккумуляции биогенных элементов водохранилище было разбито на 10 участков, условно объединенных в 4 района: Приплотинный, Ульяновский, Волжско-Камский и Черемшанско-Сусканский залив. Объем накопившегося в водохранилище осадочного материала рассчитывали как произведение средней толщины слоя отложений (от 3 до 20 станций) на площадь участка в принятых интервалах глубин (0—3, 3—7, 7—11, 11—15 м и более) с последующим суммированием всех значений. При определении площадей использовали данные, опубликованные в [6].

© В. В. Законнов


Рыбная Слобода
Камское Устье
Тетюшно
Старая Майна
Сенгилей
Мордово
Климовка
Тольятти
1
2
3
4
5
6
7
8
9

Невязка, равная 300 км^2, или около 5 % площади, была разбросана по участкам с относительно большими площадями мелководий. Массу отложений вычисляли по объемной массе преобладающего типа донных отложений на основании 130 анализов. Гранулометрический состав определяли по методикам, исключающим кипячение и химическое воздействие, с применением электромагнитной просеивающей машины фирмы „Альфред Фрич" — Идар-Оберштайн (ФРГ) [7, 12]. Пробы для анализов отбирали из кернов через 20—30 см. Каждую пробу в сыром виде тщательно перемешивали и консервировали высушиванием в чашках Петри.

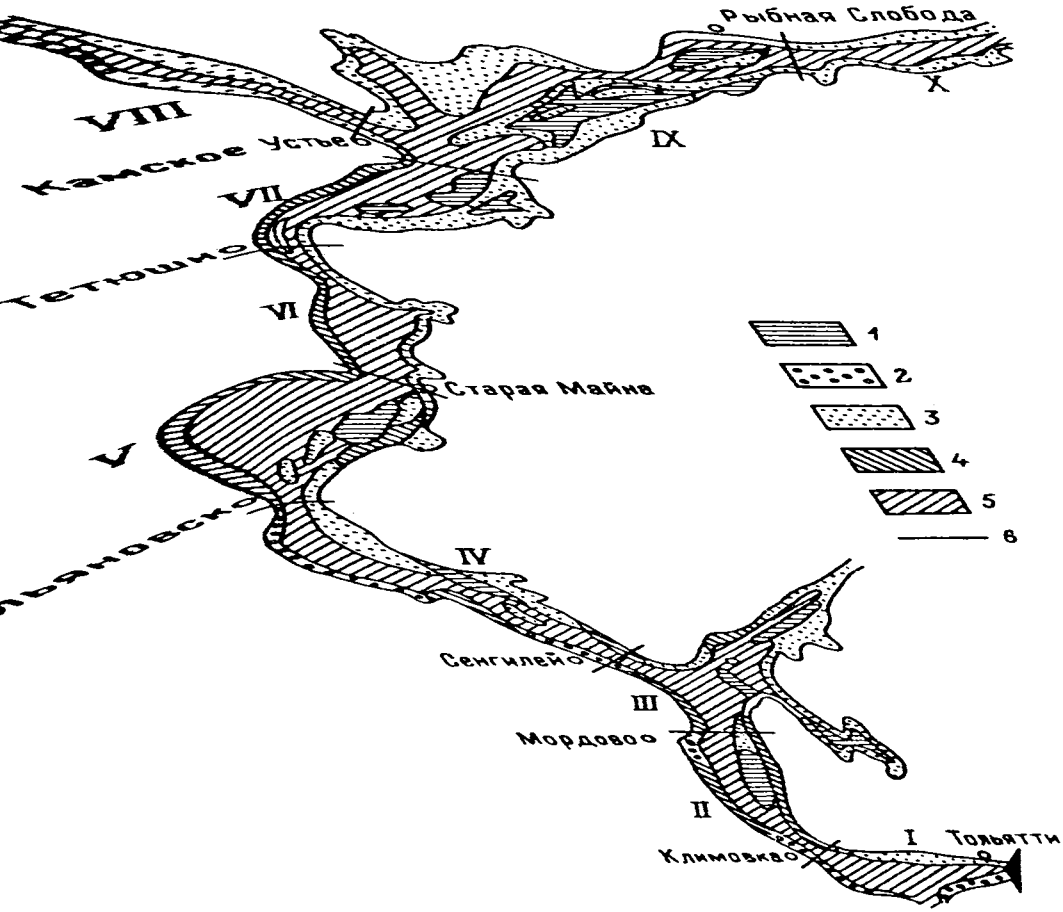
Концентрации $C_{общ}$ и $N_{общ}$ определяли на CHN-анализаторе (производство Чехо-Словакии) с точностью до 0,3 %, углерод карбонатов — путем разрушения их раствором H_2SO_4 концентрацией 0,025 моль/л с точностью до 5 % [3], $P_{общ}$ — персульфатным методом с точностью до 5 % [1, 2]. Накопление биогенных элементов рассчитывали путем умножения общего запаса донных отложений на концентрацию в них $C_{орг}$ (разница между углеродом общим и карбонатным), $N_{общ}$ и $P_{общ}$. Ошибка аккумуляции элементов в донных отложениях складывалась из расчета ошибки осадконакопления, оцениваемой в 10—20 % [10] и ошибки определения средней концентрации элемента в отложениях (16—30 %). Суммарная ошибка произведения массы отложений на концентрацию элемента равна 20 %. Все исследования проводили по единым методикам, опробованным на водохранилищах Верхней Волги [4, 8, 9].

Результаты первой грунтовой съемки 1961 г. [14] показали, что большая часть ложа была занята первичными почвенными разностями с очень незначительным заилением, а в некоторых местах со слабым размывом (рис. 1). Накопление продуктов заиления шло в глубоких пойменных и надпойменных озерах, затонах и старицах. Значительные площади в прибрежной зоне, вдоль песчаных берегов, в районах архипелагов размываемых островов, в местах существования осередков и побочней были заняты песчаными отложениями. По правобережью, где до затопления были каменные уступы, сложенные известняками, мергелями и доломитами, формировались гравелисто-галечные от-

---

Рис. 1. Схема распределения основных типов грунта по ложу водохранилища (съемка 1961 г.) [14].

1 — илы; *2* — глинистые илы; *3* — слабозаиленные почвы; *4* — слабозаиленные пески; *5* — пески; *6* — слаборазмываемые почвенные разности; *7* — размываемые участки коренных пород ложа; *8* — гравелисто-галечные отложения с ракушкой; *9* — районы, не охваченные исследованиями.


Рыбная Слобода
X
IX
VIII
Камское Устье
VII
Тетюшино
VI
Старая Майна
V
ьяновск
IV
Сенгилейо
III
Мордово
II
Климовкво
I
Тольятти
1
2
3
4
5
6

ложения с примесью ракушек. Очагами наиболее мощного накопления илистых отложений были места, где остались не сведенными лесные массивы или произведена только частичная очистка территории будущего дна водохранилища от древесно-кустарниковой растительности. Здесь и в наиболее глубоких местах ложа слой заиления превышал 1 м [14].

Вторая грунтовая съемка 1983 г. подтвердила основную направленность процессов, отмеченных ранее. Донные отложения в Куйбышевском водохранилище были представлены песками различной крупности, в том числе и заиленными, расположенными в Волжско-Камском отроге и других участках водохранилища на отметках дна от 0 до 7—11 м, занимая 38 % площади (рис. 2). Гравелисто-галечные отложения и бурый ил, являющиеся продуктами размыва берегов, занимали соответственно 2 и 3 %. Песчанистый серый и серый илы заполнили глубоководную часть (глубины более 11 м), что составляет 40 % площади водохранилища, 17 % площади занимали размытые почвы, которые характерны для Камского плеса и Черемшанского залива. Мощность донных отложений водохранилища колебалась от нескольких миллиметров наилка на размытой почве до 130 см серого ила, четко маркируемого русловым песком на участке *V* (г. Ульяновск — с. Старая Майна). В результате расчетов было установлено, что средняя мощность вторичных отложений в водохранилище составляет 12,6 см с пределами колебаний по участкам от 5,0 до 22,2 см (табл. 1). По сравнению с начальным периодом существования водохранилища скорость накопления донных отложений уменьшилась с 8,0 до 4,5 мм/год. Наименьшая скорость была зафиксирована нами в Волжско-Камском плесе — от 1,8 до 3,3 мм/год и в Черемшанско-Сусканском заливе — 3,7 мм/год, а максимальная — на участках *I—II* (Волжская ГЭС—с. Мордово) — от 7,6 до 7,9 мм/год и на участке *V* (г. Ульяновск — с. Старая Майна) — 6,9 мм/год, т. е. в озеровидных участках.

За время существования водохранилища в нем аккумулировалось 520 млн т вторичных отложений (18,6 млн т/год). Все расчеты сделаны без учета переформирования отложений в прибрежной отмели от 0 до 3—7 м. Темпы седиментации донных отложений оказались в 2 раза выше по сравнению с верхневолжскими водохранилищами. Ежегодное уменьшение объема водохранилища за счет накопления донных отложений не превышало 0,05 %.

Рис. 2. Схема распределения донных отложений в водохранилище (съемка 1983 г.)
1 — размытые почвы; *2* — галька-гравий; *3* — пески; *4* — песчанистый серый и серый илы; *5* — бурый ил; *6* — границы участков, в пределах которых определялись значения осадконакопления и аккумуляции биогенных элементов.
Римские цифры — номера участков.

Таблица 1

Накопление донных отложений в Куйбышевском водохранилище

Глубина, м	Тип отложений	Толщина слоя к 1983 г., см	Площадь, км^2	Объем отложений, км^3	Масса отложений, млн т	Среднее годовое накопление	
						мм	тыс. т
		Куйбышевская ГЭС—с. Климовка					
0—7	Песок, размытая почва, галька	—	55,1	—	—	—	—
7—11	Илистый песок, бурый ил, серый ил	12,9	30,9	0,004	4,4	4,6	157,1
11—15	Илистый песок, песчанистый ил, серый ил, бурый ил	27,1	55,3	0,015	13,4	9,7	478,6
> 15	Серый ил	21,2	255,3	0,054	24,4	7,6	871,4
Среднее		18,4	—	—	—	6,6	1507,1
		с. Климовка—с. Мордово					
0—7	Песок, размытая почва, галька	—	68,0	—	—	—	—
7—11	Илистый песок, песчанистый ил, бурый ил	13,2	52,9	0,007	7,2	4,7	257,1
11—15	Илистый песок, песчанистый ил, серый ил, бурый ил	19,7	106,8	0,021	15,5	7,0	553,6
> 15	Песчанистый ил, серый ил	32,1	227,6	0,073	40,4	11,5	1442,9
Среднее		22,2	—	—	—	7,9	2253,6
Всего		20,4	851,9	0,174	105,3	7,3	3760,7

		с. Мордово—пос. Сенгилей					
0—3	Песок, размытая почва, галька	—	200,1	—	—	—	—
3—7	Илистый песок, размытая почва, песчанистый ил, бурый ил	1,8	170,1	0,003	2,4	0,6	86,0
7—11	Песчанистый ил, серый ил	7,2	152,3	0,011	6,2	2,6	221,4
11—15	Илистый песок, песчанистый ил, серый ил, бурый ил	16,0	87,3	0,014	12,3	5,7	439,3
>15	Серый ил	36,0	138,8	0,050	25,6	12,9	914,3
Среднее		10,4	—	—	—	3,7	1661,1
		пос. Сенгилей—г. Ульяновск					
0—3	Песок, размытая почва	—	7,4	—	—	—	—
3—7	Размытая почва, заиленный песок	1,9	25,7	0,0005	0,5	0,7	17,9
7—11	Илистый песок	1,5	27,5	0,0004	0,4	0,5	14,3
11—15	Илистый песок, песчанистый ил, серый ил	9,0	144,2	0,013	6,7	3,1	239,3
>15	Песчанистый ил, серый ил	21,7	230,8	0,050	22,8	7,7	814,2
Среднее		14,7	—	—	—	5,2	1085,7
		г. Ульяновск—с. Старая Майна					
0—3	Песок, размытая почва, галька	—	92,3	—	—	—	—
3—7	Песок, размытая почва, заиленный песок	1,3	150,0	0,002	2,0	0,5	71,4
7—11	Размытая почва, илистый песок, песчанистый ил	6,5	215,0	0,014	8,5	2,3	303,6
11—15	Песчанистый ил, серый ил	30,6	183,1	0,056	31,7	10,9	1132,1
>15	Песчанистый ил, серый ил, бурый ил	50,1	167,5	0,084	78,7	17,9	2810,7
Среднее		19,3	—	—	—	6,9	4317,8

Продолжение табл. 1

Глубина, м	Тип отложений	Толщина слоя к 1983 г., см	Площадь, км^2	Объем отложений, км^3	Масса отложений, млн т	Среднее годовое накопление	
						мм	тыс. т
		с. Старая Майна—г. Тетюши					
0—3	Песок, галька	—	95,4	—	—	—	—
3—7	Размытая почва, песок, илистый песок	2,0	99,7	0,002	1,6	0,7	57,1
7—11	Размытая почва, илистый песок, песчанистый ил	15,0	106,8	0,016	8,9	5,4	317,9
11—15	Песчанистый ил	45,3	46,4	0,021	10,3	16,2	367,9
>15	Илистый песок, серый ил	29,0	69,0	0,020	10,3	10,4	367,9
Среднее		14,1	—	—	—	5,0	1110,8
Всего		16,8	1160,8	0,279	182,4	6,0	6514,3
		г. Тетюши—с. Камское Устье					
0—3	Размытая почва, песок, галька	—	162,2	—	—	—	—
3—7	Песок, заиленный песок	2,3	170,6	0,004	3,9	0,8	139,3
7—11	Илистый песок, песчанистый ил, серый ил	25,6	128,9	0,033	19,8	9,1	707,1
11—15	Серый ил	35,9	44,6	0,016	8,9	12,8	317,9
>15	Песчанистый ил, серый ил	26,3	91,4	0,024	13,8	9,4	492,9
Среднее		12,9	—	—	—	4,6	1657,2
		с. Камское Устье—Чебоксарская ГЭС					
0—3	Размытая почва, песок	—	360,3	—	—	—	—
3—7	Размытая почва, песок, илистый песок	1,9	215,4	0,004	3,9	0,7	139,2

7—11	Заиленный песок, песчанистый ил, серый ил	27,3	124,7	0,034	19,0	9,7	678,6
11—15	Илистый песок, песчанистый ил	36,9	81,2	0,030	20,0	13,2	714,3
>15	Илистый песок, песчанистый ил, серый ил	11,1	44,9	0,005	3,4	4,0	121,4
Среднее		8,8	—	—	—	3,1	1653,5
	с. Камское Устье—пос. Рыбная Слобода						
0—3	Размытая почва, песок	—	278,2	—	—	—	—
3—7	Размытая почва, песок, илистый песок, песчанистый ил	3,8	522,0	0,020	16,1	1,4	575,0
7—11	Размытая почва, песчанистый ил	22,4	155,7	0,035	26,8	8,0	957,1
11—15	Песчанистый ил, серый ил	50,8	37,4	0,019	9,5	18,1	339,3
>15	Песчанистый ил, серый ил	46,8	49,1	0,023	11,0	16,7	392,9
Среднее		9,3	—	—	—	3,3	2264,3
	пос. Рыбная Слобода—Нижнекамская ГЭС						
0—7	Размытая почва, песок	—	589,1	—	—	—	—
7—11	Заиленный песок	24,5	85,6	0,021	20,3	8,7	725,0
11—15	Песчанистый ил	35,2	39,8	0,014	8,7	12,6	310,7
>15	Заиленный песок, илистый песок	12,0	8,3	0,001	0,9	4,3	32,1
Среднее		5,0	—	—	—	1,8	1067,8
Всего		8,9	3189,4	0,283	186,0	3,2	6642,8

Вторичные отложения водохранилища сравнительно однородны по своему гранулометрическому составу и содержанию биогенных элементов. Как показал механический анализ, для илистых отложений характерно отсутствие фракций размером более 0,2 мм, 45—70 % составляют фракции размером 0,1—0,01 мм и 30—55 % — менее 0,01 мм. Основную массу песка составляли частицы с диаметром 0,5—1,0 мм. Обособленно выделялся бурый ил, который в зависимости от источника поступления был весьма своеобразен по гранулометрии и химическому составу и не вписывался в рамки общепринятой классификации отложений.

Донные отложения были бедны органическим веществом. Так, потеря в массе при прокаливании варьировала от 0,5 % в песках до 21,4 % в серых илах. Концентрации биогенных элементов составляли: 0,3—10,5 % для $C_{орг}$, 0,02—0,55 % для $N_{общ}$, 0,01—0,19 % от сухой массы пробы для $P_{общ}$. Эти колебания более узкие, чем в верхневолжских водохранилищах, а средние значения такие же, как в Иваньковском и Угличском, но меньше, чем в Рыбинском и Горьковском водохранилищах.

По глубине водоема (табл. 2) тип донных отложений менялся от песка к илам и соответственно увеличивалось содержание в них биогенных элементов. Отношение C : N находилось в пределах от 6 до 21, а средние значения колебались от 8 до 10.

Таблица 2

Содержание и распределение биогенных элементов (% от массы) в донных отложениях водохранилища

Тип отложений	Глубина, м	$C_{орг}$,	$N_{общ}$	$P_{общ}$	C : N
Песок	0—3	0,6	0,08	0,03	8
Заиленный песок	3—7	0,8	0,09	0,04	9
Илистый песок	7—11	1,3	0,15	0,06	9
Песчанистый ил	11—15	2,2	0,23	0,09	10
Серый ил	>15	2,4	0,26	0,10	10
Всего		2,2	0,23	0,09	10

Концентрация углерода карбонатов во вторичных отложениях составляла 0,1—0,8 %. Его доля в общем углероде достигала 40 %, а в среднем 16 %, как и в других водохранилищах Волги. По толщине колонок грунта, как правило, шло увеличение концентраций биогенных элементов от нижележащих слоев к вышележащим. В большинстве своем это

Таблица 3

Аккумуляция биогенных элементов в отложениях Приплотинного района водохранилища

Глубина, м	Масса отложений, млн т	Средняя концентрация, % от массы			Аккумуляция, тыс. т			Среднее годовое накопление, тыс. т		
		$C_{орг}$	$N_{общ}$	$P_{общ}$	$C_{орг}$	$N_{общ}$	$P_{общ}$	$C_{орг}$	$N_{общ}$	$P_{общ}$
Волжская ГЭС—с. Климовка										
7—11	4,4	1,7	0,20	0,06	74,8	8,8	2,6	2,7	0,3	0,09
11—15	13,4	2,2	0,22	0,07	294,8	29,5	9,4	10,5	1,0	0,34
>15	24,4	2,7	0,27	0,10	658,8	65,9	24,4	23,5	2,4	0,87
Итого	42,2	2,4	0,25	0,09	1028,4	104,2	36,4	36,7	3,7	1,30
с. Климовка—с. Мордово										
7—11	7,2	1,5	0,23	0,11	108,0	16,6	7,9	3,9	0,6	0,28
11—15	15,5	1,3	0,25	0,06	201,5	38,7	9,3	7,2	1,4	0,33
>15	40,4	2,5	0,29	0,09	1010,0	117,2	36,4	36,0	4,2	1,30
Итого	63,1	2,1	0,27	0,08	1319,5	172,5	53,6	47,1	6,2	1,91
Всего	105,3	2,2	0,26	0,09	2347,9	276,7	90,0	83,8	9,9	3,21
с. Мордово—пос. Сенгилей										
3—7	2,4	2,2	0,23	0,07	52,8	5,5	1,7	1,9	0,2	0,06
7—11	6,2	2,9	0,29	0,10	179,8	18,0	6,2	6,4	0,6	0,22
11—15	12,3	2,5	0,29	0,10	307,5	35,7	12,3	11,0	1,3	0,44
>15	25,6	2,1	0,24	0,11	537,6	61,4	28,2	19,2	2,2	1,01
Итого	46,5	2,3	0,26	0,10	1077,7	120,6	48,4	38,5	4,3	1,73

Продолжение табл. 3

Глубина, м	Масса отложений, млн т	Средняя концентрация, % от массы			Аккумуляция, тыс. т			Среднее годовое накопление, тыс. т		
		$C_{орг}$	$N_{общ}$	$P_{общ}$	$C_{орг}$	$N_{общ}$	$P_{общ}$	$C_{орг}$	$N_{общ}$	$P_{общ}$
г. Тетюши—с. Камское Устье										
3—7	3,9	0,9	0,14	0,07	35,1	5,5	2,7	1,3	0,2	0,10
7—11	19,8	1,6	0,14	0,08	316,8	27,7	15,8	11,3	1,0	0,56
11—15	8,9	2,1	0,18	0,09	186,9	16,0	8,0	6,7	0,6	0,29
>15	13,8	2,2	0,18	0,10	303,6	24,8	13,8	10,8	0,8	0,49
Итого	46,4	1,8	0,16	0,09	842,4	74,0	40,3	30,1	2,6	1,44
с. Камское Устье—Чебоксарская ГЭС										
3—7	3,9	1,5	0,17	0,08	58,5	6,6	3,1	2,1	0,2	0,11
7—11	19,0	2,3	0,25	0,09	437,0	47,5	17,1	15,6	1,7	0,61
11—15	20,0	2,0	0,25	0,09	400,0	50,0	18,0	14,3	1,8	0,64
>15	3,4	2,1	0,18	0,08	71,4	6,1	2,7	2,5	0,2	0,10
Итого	46,3	2,1	0,24	0,09	966,9	110,2	40,9	34,5	3,9	1,46
с. Камское Устье—пос. Рыбная Слобода										
3—7	16,1	2,4	0,24	0,08	386,4	38,6	12,9	13,8	1,4	0,46
7—11	26,8	2,2	0,23	0,08	589,6	61,6	21,4	21,1	2,2	0,76
11—15	9,5	2,4	0,26	0,08	228,0	24,7	7,6	8,1	0,9	0,27
>15	11,0	2,2	0,22	0,08	242,0	24,2	8,8	8,6	0,8	0,32
Итого	63,4	2,3	0,24	0,08	1446,0	149,1	50,7	51,6	5,3	1,81
пос. Рыбная Слобода—Нижнекамская ГЭС										

7—11	20,3	2,3	0,20	0,09	466,9	40,6	18,3	16,7	1,5	0,65
11—15	8,7	2,1	0,24	0,08	182,7	20,9	7,0	6,5	0,7	0,25
>15	0,9	2,2	0,21	0,08	19,8	1,9	0,7	0,7	0,1	0,03
Итого	29,9	2,2	0,21	0,09	669,4	63,4	26,0	23,9	2,3	0,93
Всего	186,0	2,1	0,24	0,09	3924,7	396,7	157,9	140,1	14,1	5,64
пос. Сенгилей—г. Ульяновск										
3—7	0,5	2,3	0,17	0,09	11,5	0,8	0,5	0,4	0,03	0,02
7—11	0,4	1,8	0,17	0,08	7,2	0,7	0,3	0,3	0,03	0,01
11—15	6,7	1,9	0,18	0,09	127,3	12,1	6,0	4,5	0,4	0,21
>15	22,8	1,8	0,20	0,10	410,4	45,6	22,8	14,7	1,6	0,82
Итого	30,4	1,8	0,19	0,10	556,4	59,2	29,6	19,9	2,1	1,06
г. Ульяновск—с. Старая Майна										
3—7	2,0	2,1	0,11	0,07	42,0	2,2	1,4	1,5	0,1	0,05
7—11	8,5	2,3	0,26	0,08	195,5	22,1	6,8	7,0	0,8	0,24
11—15	31,7	2,6	0,24	0,10	824,2	76,1	31,7	29,4	2,7	1,13
>15	78,7	2,3	0,22	0,09	1810,1	173,1	70,8	64,6	6,2	2,53
Итого	120,9	2,4	0,23	0,09	2871,8	273,5	110,7	102,5	9,8	3,95
с. Старая Майна—г. Тетюши										
3—7	1,6	1,0	0,12	0,07	16,0	1,9	1,1	0,6	0,1	0,04
7—11	8,9	2,0	0,14	0,10	178,0	12,5	8,9	6,2	0,4	0,32
11—15	10,3	2,0	0,16	0,11	206,0	16,5	11,3	7,4	0,6	0,40
>15	10,3	2,0	0,17	0,10	206,0	17,5	10,3	7,4	0,6	0,37
Итого	31,1	1,9	0,16	0,10	606,0	48,4	31,6	21,6	1,7	1,13
Всего	182,4	2,2	0,21	0,9	4034,2	381,1	171,9	144,0	13,6	6,14

может быть объяснено увеличением биогенной нагрузки на водоем в последнее десятилетие. Свойственная для равнинных водохранилищ закономерность — увеличение концентраций биогенных элементов по длине водоема от места выклинивания подпора к плотине и на выходах из больших заливов — имела место и в Куйбышевском водохранилище, но по участкам их концентрации менялись незначительно: $C_{орг}$ — от 1,8 до 2,3 %, $N_{общ}$ — от 0,18 до 0,25 %, $P_{общ}$ — от 0,07 до 0,10 %. Максимальные значения были характерны для участков с. Климовка—с. Мордово, г. Ульяновск—с. Старая Майна, а минимальные — для участков Волжско-Камского плеса.

За 28 лет существования водоема в его донных отложениях накопилось 11,4 млн т $C_{орг}$, свыше 1 млн т $N_{общ}$ и 0,5 млн т $P_{общ}$ (табл. 3), из них на глубинах до 7 м — 4—6 %, а свыше 15 м — около 48 % общего запаса. Средние для всего водохранилища многолетние скорости аккумуляции биогенных элементов в донных отложениях были равны 406,4 тыс. т С/год, 41,9 тыс. т N/год и 16,7 тыс. т P/год, или 63,0 г С/($м^2$ · год), 6,5 г N/($м^2$ · год) и 2,6 г P/($м^2$ · год). Эти скорости в 2—3 раза выше, чем в каскаде вышележащих водохранилищ.

На данном этапе произошла стабилизация в переформировании ложа, приведшая к более обобщенной структуре распределения донных отложений.

Наличие такого фактора, как перекрытие рек Волги и Камы Чебоксарской и Нижнекамской ГЭС, повлекшее за собой сокращение объема водных масс и площади водного зеркала и приведшее к изменению гидрологического режима, особенно в весенний период, несомненно, скажется на процессах формирования, распределения и накопления донных отложений и концентрациях биогенных элементов. По какому пути пойдут эти преобразования — покажут дальнейшие исследования.

Полученные результаты могут быть использованы в балансовых расчетах, при построении моделей экосистемы или отдельных ее звеньев, а также в расчетах концентраций элементов при изменении биогенной нагрузки на водоем.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алекин О. А., Семенов А. Д., Скопинцев Б. А. Руководство по химическому анализу вод суши. — Л., 1973.

2. Бикбулатов Э. С. О методе определения общего фосфора в природных водах // Гидрохимические материалы. — 1974. — Т. 60.

3. Бикбулатов Э. С., Скопинцев Б. А., Бикбулатова Е. М. Определение органического углерода в пресных водах персульфатным методом // Материалы к совещ. по прогнозированию содержания биогенных элементов и органического вещества в водохранилищах. — Рыбинск, 1969.

4. Буторин Н. В., Зиминова Н. А., Курдин В. П. Донные отложения верхневолжских водохранилищ. — Л., 1975.

5. Выхристюк Л. А. Роль донных отложений в круговороте веществ в Куйбышевском водохранилище // V съезд Всесоюз. гидробиол. о-ва: Тез. докл. Ч 2. — Куйбышев, 1986.

6. Гидрометеорологический режим озер и водохранилищ СССР: Куйбышевское и Саратовское водохранилища. — Л., 1978.

7. Законнов В. В. К методике механического анализа донных отложений // Биология внутренних вод: Информ. бюл. — 1986. — № 46.

8. Законнов В. В., Зиминова Н. А. Аккумуляция биогенных элементов в донных отложениях верхневолжских водохранилищ // Круговорот вещества и энергии в водоемах: Тез. докл. V Всесоюз. лимнол. совещ. Вып. 4. — Иркутск, 1981.

9. Зиминова Н. А., Законнов В. В. Аккумуляция биогенных элементов в донных отложениях водохранилищ Верхней Волги // Гидрохимические исследования волжских водохранилищ. — Рыбинск, 1982.

10. Зиминова Н. А., Курдин В. П. Баланс взвешенных веществ в Иваньковском водохранилище // Факторы формирования водных масс и районирование внутренних водоемов. — Л., 1974.

11. Куйбышевское водохранилище. — Л., 1983.

12. Романенко В. И., Законнов В. В. Общее количество бактерий в донных отложениях Рыбинского водохранилища на частицах разного размера // Биология внутренних вод: Информ. бюл. — 1990. — № 87.

13. Широков В. М. К вопросу изучения динамики подводного рельефа Куйбышевского водохранилища // Материалы I науч.-техн. совещ. по изуч. Куйбышевского водохранилища. Вып. 4. — Куйбышев, 1963.

14. Широков В. М. Формирование подводного рельефа Куйбышевского водохранилища. — Автореф. дис. . . . канд. геогр. наук. — Казань, 1964.

УДК 556.555.6+551.3.051

В. В. Законнов, Н. А. Зиминова

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И НАКОПЛЕНИЕ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ВОДОХРАНИЛИЩАХ НИЖНЕЙ ВОЛГИ

Приводятся данные о темпах накопления и распределения отложений по глубинам, участкам и в целом по водохранилищам.

Замыкающие Волжский каскад Саратовское и Волгоградское водохранилища были заполнены соответственно в 1967—1968 и 1958—1960 гг. Саратовское водохранилище осуществляет суточное и недельное, а Волгоградское — сезонное регулирование стока. Большие различия в гидрологическом режиме наложили существенный отпечаток на формирование и распределение донных отложений.

Основой для данной работы послужили материалы грунтовых съемок 1985 г., во время которых пробы грунта были отобраны на 124 станциях Саратовского и 245 станциях Волгоградского водохранилищ. Все исследования выполнены по методике, применявшейся ранее на водохранилищах Верхней и Средней Волги [1, а также см. наст. сб.].

Расчеты накопления вторичных отложений в Саратовском водохранилище проводили по глубинам 0—4, 4—10, 10—18 м и более. В Волгоградском водохранилище было выделено 5 участков, различающихся по гидрологическим условиям: *I* — г. Волжский—с. Балыклей, *II* — с. Балыклей—г. Камышин, *III* — г. Камышин—с. Ровное, *IV* — с. Ровное—г. Саратов, *V* — г. Саратов—г. Балаково. В пределах каждого участка осадконакопление рассчитывали по глубинам 0—3, 3—6, 6—9 м и более. Распределение площадей дна по интервалам глубин заимствовано из монографии „Волгоградское водохранилище" [2].

Саратовское водохранилище характеризуется большой сменяемостью вод (коэффициент водообмена $K_в = 19$) и наличием значительных скоростей течений. Этим объясняется преобладание в водохранилище крупнозернистых грунтов. В пределах Самарской Луки и до г. Хвалынска русловая и левобережная части заняты песками, местами — размытыми супесчаными и суглинистыми почвами, правобережная часть — песками, крупной галькой и гравием (рис. 1). Только на нижнем участке (г. Хвалынск —

© В. В. Законнов, Н. А. Зиминова

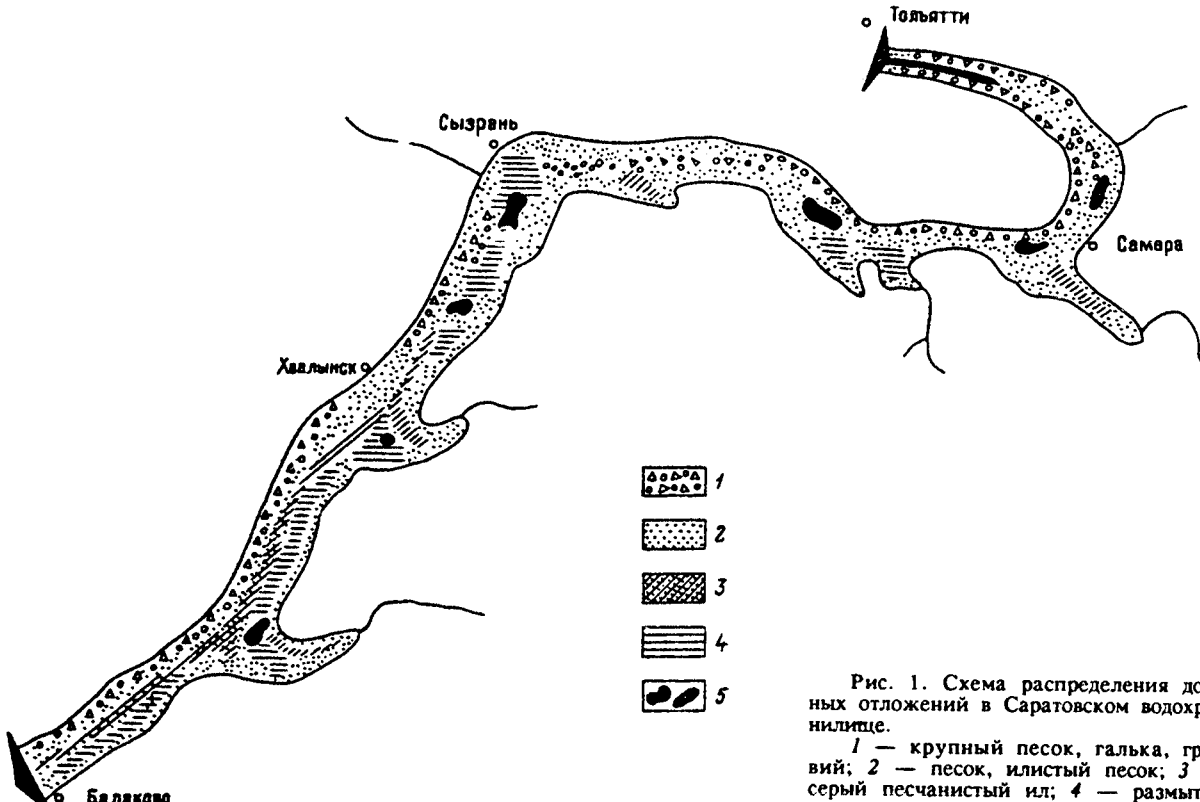


Рис. 1. Схема распределения донных отложений в Саратовском водохранилище.

1 — крупный песок, галька, гравий; *2* — песок, илистый песок; *3* — серый песчанистый ил; *4* — размытая супесчанистая и суглинистая почва; *5* — острова.

г. Балаково) пески сменяются илистым песком и песчанистым илом, а в бывших старицах и озерах поймы — серым илом. Мощности илистых отложений на глубинах, больших 4 м, колеблются от 0 до 62 см. С увеличением глубины мощность отложений возрастает (табл. 1). Средняя мощность вторичных донных отложений и средняя годовая скорость их накопления равны соответственно 10,4 см и 5,8 мм/год, или при пересчете на всю площадь водохранилища соответственно 1,0 см и 0,6 мм/год. За 18 лет существования водохранилища на его дне накопилось около 0,02 км^3 вторичных отложений, что составляет 0,16 % общего объема водохранилища, или более 20 млн т. Зона аккумуляции илистых отложений занимает всего около 10 % площади водохранилища, 20 % приходится на размытые почвы, 70 % — на пески различного генезиса (первичные аллювиальные и вторичные, образовавшиеся в результате размыва дна и берегов).

Таблица 1

Накопление донных отложений в Саратовском водохранилище

Глубина при НПУ, м	Тип отложений	Высота слоя отложений, см	Площадь, км^2	Объем, км^3	Среднее годовое накопление, мм
0—4	Галька, гравий, песок, размытая почва	—	1650	—	—
4—10	Песок, илистый песок	9,0	133	0,012	5,0
10—18	Серый песчанистый ил	13,6	30	0,004	7,6
>18	То же	12,9	20	0,003	7,2

В Волгоградском водохранилище распределение отложений подчиняется тем же закономерностям, которые были отмечены нами на водохранилищах Верхней и Средней Волги. Для верхнего речного участка, от г. Балаково до г. Саратова, характерны крупный песок с гравием и илистый песок (рис. 2). В среднем озерно-речном участке грунтовый комплекс отличается большим разнообразием: правобережная часть у крутого коренного берега занята галькой и гравием, левобережная — песками, размытыми почвами и только местами, в русле Волги и крупном заливе, образованном при впадении р. Еруслан, илистыми отложениями.

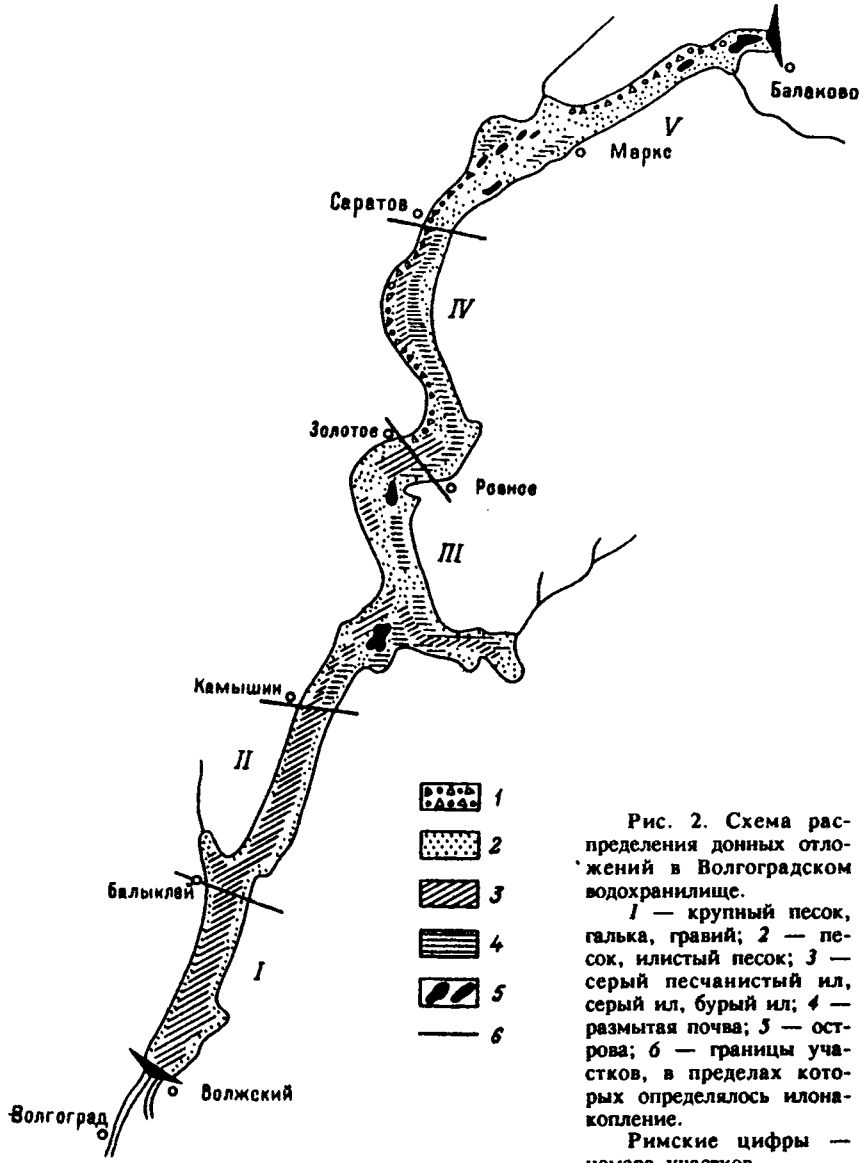


Рис. 2. Схема распределения донных отложений в Волгоградском водохранилище.

1 — крупный песок, галька, гравий; *2* — песок, илистый песок; *3* — серый песчанистый ил, серый ил, бурый ил; *4* — размытая почва; *5* — острова; *6* — границы участков, в пределах которых определялось илонакопление.

Римские цифры — номера участков.

На нижнем участке, от г. Камышина до г. Волжского, грунты на глубинах до 3 м представлены песками и размытой почвой. Глубже 3 м располагается зона аккумуляции, в которой преобладают серый и бурый илы. Максимальная мощность илистых отложений (77 см) отмечена на склоне русла Волги ниже г. Камышина. Средняя высота слоя вторичных отложений возрастает вниз по водохранилищу от 0,3 см на участке *V* до 21 см на участке *I* при среднем для всего водоема значении 9,8 см (табл. 2). Средняя для водохранилища скорость осадконакопления равна 3,5 мм/год.

Таблица 2

Накопление донных отложений в Волгоградском водохранилище

Номер участка	Глубина при НПУ, м	Тип отложений	Высота слоя отложений, см	Площадь, км^2	Объем, км^3	Среднее годовое накопление, мм
I	0—3	Песок, размытая почва	—	24	—	—
	3—6	Бурый ил	17,0	25	0,004	6,1
	6—9	Размытая почва, бурый ил	25,5	20	0,003	9,1
	>9	Илистый песок	4,3	70	0,003	1,5
		Песчанистый ил	19,1	125	0,024	6,8
		Серый ил	25,3	217	0,055	9,0
		Бурый ил	34,0	81	0,028	12,1
II	0—3	Песок	—	17	—	—
	3—6	Бурый ил	14,0	30	0,004	5,0
	6—9	Размытая почва	—	10	—	—
		Бурый ил	40,0	12	0,005	14,3
	>9	Песок, размытая почва	—	33	—	—
		Илистый песок	2,0	40	0,001	0,7
		Песчанистый ил	15,0	80	0,012	5,4
		Серый ил	19,3	80	0,015	6,9
		Бурый ил	36,0	32	0,012	12,9
III	0—3	Песок	—	158	—	—
		Бурый ил	2,0	58	0,001	0,7
	3—6	Песок, размытая почва	—	60	—	—
		Песчанистый ил	6,7	50	0,003	2,4
		Бурый ил	16,0	54	0,009	5,7
	6—9	Песок, размытая почва	—	94	—	—
		Илистый песок	1,0	47	0,0005	0,4
		Песчанистый ил	14,3	47	0,007	5,1
	>9	Песок	—	41	—	—
		Илистый песок	2,0	49	0,001	0,7
		Песчанистый ил	10,5	50	0,005	3,8
		Серый ил	22,9	198	0,045	8,2
		Бурый ил	37,9	102	0,039	13,5

Номер участка	Глубина при НПУ, м	Тип отложений	Высота слоя отложений, см	Площадь, км^2	Объем, км^3	Среднее годовое накопление, мм
IV	0—3	Песок, размытая почва	—	161	—	—
	3—6	Песок	—	52	—	—
		Илистый песок	2,0	68	0,001	0,7
		Песчанистый ил	11,5	34	0,004	4,1
	6—9	Песок, размытая почва	—	47	—	—
		Песчанистый ил	21,5	23	0,005	7,7
	>9	Песок с галькой	—	57	—	—
		Илистый песок	1,0	38	0,0004	0,4
		Песчанистый ил	22,0	76	0,017	7,9
V	0—3	Песок с галькой	—	283	—	—
	3—6	То же	—	117	—	—
		Илистый песок	6,5	22	0,001	2,3
	6—9	Песок с галькой	—	54	—	—
		Илистый песок	2,0	24	0,0005	0,7
	>9	Песок с галькой	—	146	—	—
		Илистый песок	3,0	20	0,0006	1,1

К 1985 г. на дне водохранилища накопилось 0,306 км^3 вторичных отложений. При средней объемной массе 0,7 т/м^3 это составляет около 200 млн т. Годовое уменьшение объема водохранилища за счет осадконакопления равно 0,03 %. Первое место по размерам площадей в грунтовом комплексе водохранилища занимают первичные и вторичные песчано-гравелистые отложения, второе — илистые:

Тип грунта	Площадь		Тип грунта	Площадь	
	км^2	%		км^2	%
Песок и галька	1146	36,6	Серый ил	495	15,8
Размытая почва	219	7,0	Бурый ил	404	12,9
Илистый песок	377	12,1			
Песчанистый ил	485	15,5	Всего по водохранилищу	3126	100

Следует отметить существенное по сравнению с водохранилищами Средней Волги увеличение площадей, занятых бурым илом, образующимся из продуктов абразии береговых склонов. Бурый ил имеет одинаковый с серым илом механический состав, но меньше содержит органического вещества.

Данные по накоплению и распределению донных отложений будут использованы при расчете аккумуляции биогенных элементов.

Список литературы

1. Буторин Н. В., Зиминова Н. А., Курдин В. П. Донные отложения верхневолжских водохранилищ. — Л., 1975.

2. Гидрометеорологический режим озер и водохранилищ СССР: Волгоградское водохранилище. — Л., 1976.

УДК 551.48

С. А. Поддубный

КОМПЛЕКСНЫЙ МЕТОД ВЕРИФИКАЦИИ ГИДРОДИНАМИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ

На примере Рыбинского водохранилища и оз. Плещеево предложен комплексный метод верификации стационарной модели однородного водоема с использованием материалов по пространственно-временной изменчивости гидрофизических характеристик и распределению некоторых видов гидробионтов.

В настоящее время при моделировании динамических процессов во внутренних водоемах используются стационарные и нестационарные математические модели, которые включают три основных класса, отличающихся сложностью решения и задачами исследования [10, 24, 26, 31, 36]: одномерные по горизонтали или вертикали, двумерные в горизонтальной или вертикальной плоскости и трехмерные. Среди последних выделяются модели однородного водоема (полных потоков), экмановские, многослойные и многоуровневые, диагностические и прогностические. К специальному классу можно отнести модели, имитирующие мезомасштабные движения, такие как инерционные колебания, ленгмюровские и сейшевые течения.

Применение в последнее десятилетие высокопроизводительных вычислительных комплексов и, в особенности, персональных ЭВМ создало условия, при которых сложность модели уже не становится препятствием к ее созданию и внедрению [33]. Тем не менее при оценке адекватности гидродинамических моделей реальным динамическим процессам в водоемах главной трудностью остается выбор критерия допустимости возможных отклонений расчетных характеристик течений и гидрофизических параметров от фактически наблюденных. В частности, для стационарных моделей ветровых течений прежде всего это связано с тем, что расчет дает установившуюся картину переноса вод, поэтому справедлив только для периодов с устойчивым по силе и существенно не меняющимся по направлению полем ветра. Учет этого основного допущения во многом определяет применимость указанных моделей к водоемам различного типа.

Трудность верификации как нестандартных моделей ветровых течений, так и сложных трехмерных термогидродинамических моделей заключается в необходимой фильтрации из рядов натурных наблю-

© С. А. Поддубный

дений низкочастотных компонентов, масштабы которых превышают описываемые на модели, а также высокочастотных (меньше временного шага Δt расчетов) и других видов изменчивости [7, 26].

Среди современных методов верификации моделей, использующихся в отечественной и зарубежной практике, выбор которых зависит от степени изученности каждого конкретного водоема, можно выделить следующие:

— качественное сравнение схем смоделированных циркуляций вод с фактическим переносом и распределением полей гидрофизических характеристик [1, 2, 4—6, 11, 23, 25, 28, 29];

— оценку способности воспроизведения моделью процессов, характерных для рассматриваемого водоема (например, формирование циклонического круговорота и вдольберегового струйного течения в глубоких озерах) [3, 15, 27];

— сравнение модельных расчетов с данными наблюдений на водоемах-аналогах [9];

— сравнение модельных траекторий перемещения единичных объемов воды с фактически измеренными траекториями свободнодрейфующих поплавков (метод Лагранжа) [13];

— сравнение порядка рассчитанных и наблюденных скоростей и направлений течений в фиксированных точках пространства (метод Эйлера), а также температуры воды и уровня [4, 5, 14, 27, 29];

— вычисление абсолютных и относительных погрешностей рассчитанных гидродинамических характеристик, статистический анализ модельных и натурных параметров течений [6, 30, 37];

— взаимный спектральный анализ модельных параметров течений с данными серий наблюдений за течениями, температурой воды на автономных буйковых станциях [32, 34, 35].

В перечисленных методах, учитывающих практически весь спектр абиотических показателей водной толщи, отсутствует достаточно важный и, на наш взгляд, перспективный метод верификации любого класса моделей — привлечение обширного фактического материала по распределению в озерах и водохранилищах различных видов гидробионтов.

Цель настоящей работы заключается в описании комплексного метода верификации простой стационарной модели ветровых течений (полных потоков) на основе многолетних наблюдений за пространственно-временной изменчивостью полей гидрофизических характеристик и с помощью материалов по распределению гидробионтов, полученных на водоемах различного типа.

В качестве исходной информации использовались схемы интегральной циркуляции вод, рассчитанные при меняющихся гидрометеорологических условиях, поля температуры и электрической проводимости воды, литературные данные по биомассе и численности планктонных водорослей [10], зоопланктона [18], распре-

делению продуктивных биотопов [19], а также предоставленные лабораторией ихтиологии ИБВВ РАН материалы исследований перемещений локальных скоплений пелагических рыб в Рыбинском водохранилище и оз. Плещеево.

Комплексный метод верификации включал:

а) разделение рассчитанной по модели крупномасштабной циркуляции вод на структурные элементы — циклонические и антициклонические круговороты, зоны конвергенции и дивергенции полных потоков;

б) сопоставление расположения выделенных структурных элементов циркуляции вод с распределением по акватории аномалий температуры и электрической проводимости воды, областей интенсивного осадконакопления и размыва, скоплений фито-, зоопланктона и рыб;

в) сравнение рассчитанных по векторам осредненного переноса траекторий перемещения локальных зон водной массы с фактическими траекториями перемещения аномалий температуры и электрической проводимости воды, границ водных масс и скоплений гидробионтов в выделенных слоях или во всей толще от поверхности до дна водоема (метод Лагранжа);

г) нахождение регрессионных зависимостей между расчетными параметрами течений и значениями биомасс фитопланктона в различных участках водоема;

д) сравнение рассчитанных и измеренных параметров течений на разных горизонтах по установленной сетке станций (метод Эйлера).

Изучение структуры крупномасштабной циркуляции вод в Рыбинском водохранилище и оз. Плещеево проводилось по полю функций полных потоков. Анализ схем распределений последних показал, что горизонтальная циркуляция вод в водоемах может быть представлена следующими структурными элементами [21, 22]: одним или несколькими круговоротами циклонического или антициклонического знака и зонами конвергенции (дивергенции) полных потоков, находящимися в системе вихревых образований.

Вихревые образования и зоны схождения (расхождения) полных потоков занимают соответственно 50—65 и 20—35 % площади водоемов. Скорости интегрального переноса составляют от 0,1 см/с в центре круговоротов до 6,3 см/с на их периферии, а в зонах конвергенции (дивергенции) полных потоков — соответственно 2,5—6,3 и 0,1—1,2 см/с.

Сопоставление среднего многолетнего весенне-летнего распределения температуры и электрической проводимости воды в Рыбинском водохранилище (май—август) и в оз. Плещеево (июнь—август 1983 г.) с характером преобладающей в эти периоды циркуляции вод выявило их достаточно хорошую согласованность (рис. 1 и 2). Области температурных аномалий совпадали с зонами круговоротов воды с взаимным перекрытием от 50 до 100 %, а

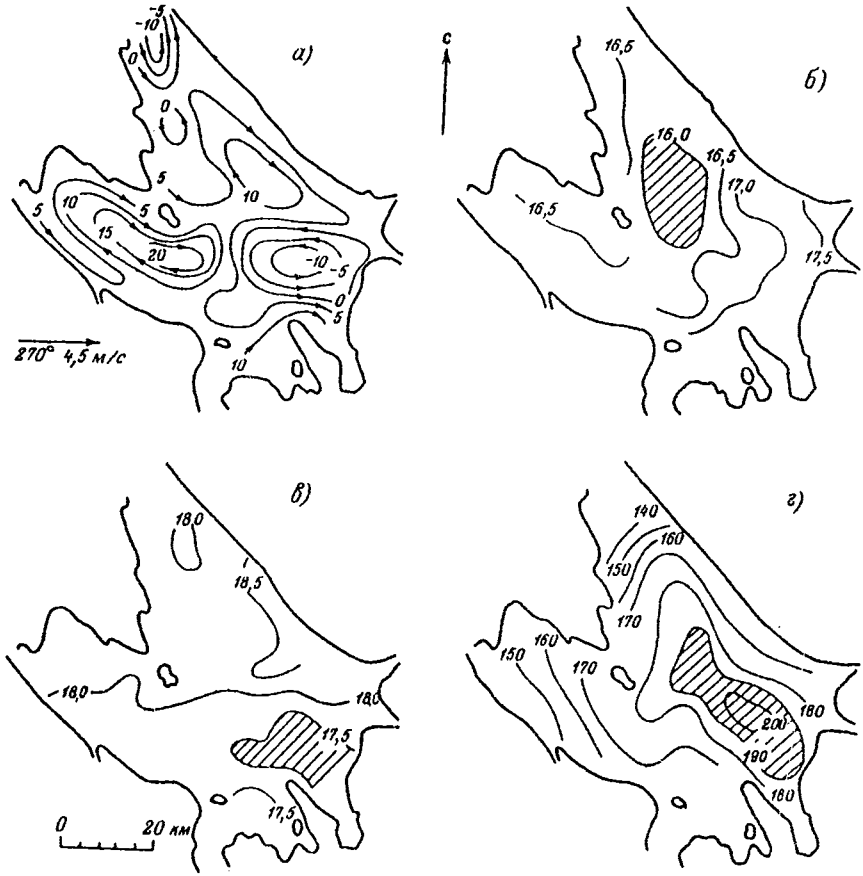


Рис. 1. Интегральная циркуляция вод в Рыбинском водохранилище при западном ветре (*а*) и среднее многолетнее, осредненное по глубине, распределение температуры воды (°С) в июне (*б*) и июле (*в*) и электрической проводимости воды (мкСм/см) в июле (*г*).

Заштрихованы области аномалий.

Здесь и на рис. 2—4 функции полных потоков даны в 10^2 $м^3/с$.

области аномалий электрической проводимости — от 80 до 100 %. Конфигурация аномалий соответствовала таковой круговоротов. В среднем взаимное перекрытие по площади аномалий температуры и электрической проводимости воды и вихревых зон составило 80 %.

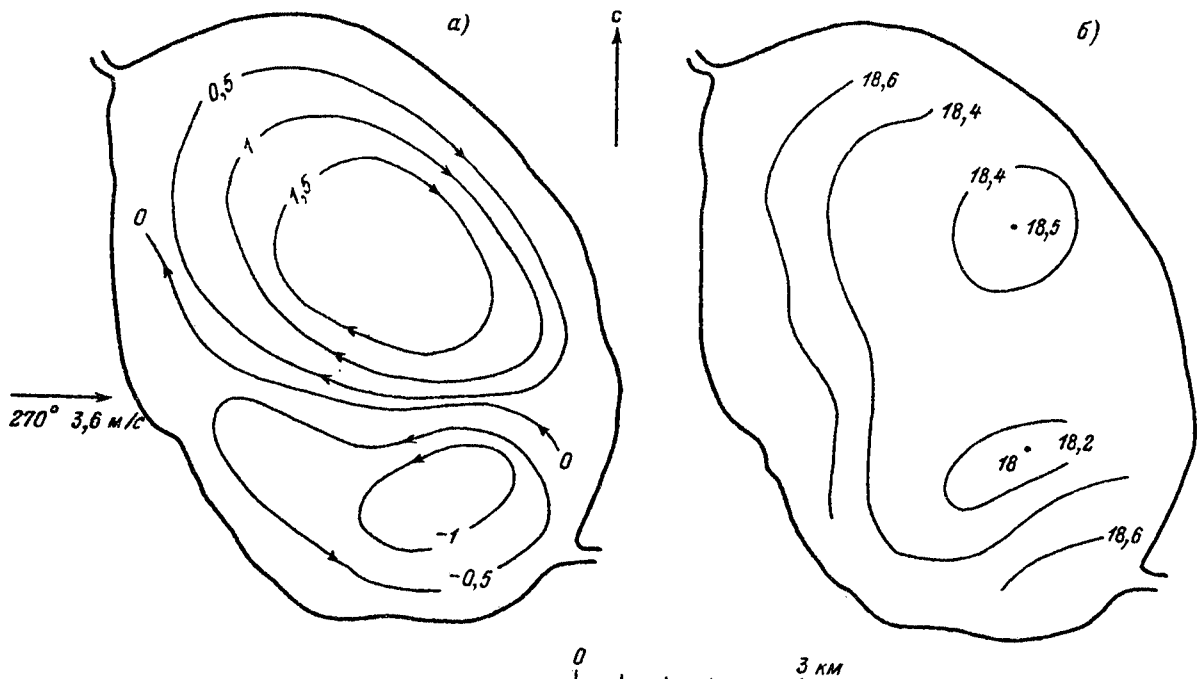


Рис. 2. Интегральная циркуляция вод в оз. Плещеево при западном ветре (*а*) и распределение температуры воды (°С) в верхнем 6-метровом слое (*б*) 3 августа 1983 г.

а)
б)
с
225° 4,5 м/с

Рис. 3. Интегральная циркуляция вод в Рыбинском водохранилище при юго-западном ветре (*а*), осредненное по глубине распределение температуры воды (°С) 2—5 июня (*б*) и 28 июня (*в*) 1981 г. и положение аномалий (*г*).
1 и *2* — соответственно границы аномалий 2—5 и 29 июня 1981 г.; траектории перемещения аномалий: *3* — фактические, *4* — расчетные; положение центров аномалий: *5* — фактическое, *6* — расчетное.

Исследование динамики аномалий температуры и электрической проводимости воды Рыбинского водохранилища по данным съемок, выполненных в июне 1981 г. и в мае 1983 г., позволило установить, что под действием сложных движений воды в системе циклонических и антициклонических круговоротов эти аномалии совершают вращательно-поступательное перемещение. Интенсивность его зависит от характера интегрального переноса в круговоротах: в районах, где движение воды преимущественно прямолинейное, аномалии смещаются с наибольшей скоростью — от 1,2 до 2,9 км/сут, в местах с циркуляционным движением вод (центры круговоротов) скорость аномалий наименьшая — от 0,17 до 0,7 км/сут (рис. 3). Средняя погрешность расчета траекторий перемещения аномалий температуры и электрической проводимости воды по векторам осредненного переноса не превышала по направлению 12°, по расстоянию 25 %.

Аналогичные особенности пространственно-временной динамики аномалий гидрофизических характеристик были отмечены и в водоеме другого типа — сравнительно небольшом оз. Плещеево [20]. Перемещение аномалии холодной воды в системе рассчитанного по модели циклонического круговорота происходило по спиралевидной траектории. Угол поворота аномалии за сутки равнялся 40° при угловой скорости $7 \cdot 10^{-6}\,c^{-1}$, что соответствовало суточному углу поворота радиус-вектора вихря (36°) и его угловой скорости вращения ($8 \cdot 10^{-6}\,c^{-1}$).

Для оценки влияния циркуляции вод на перемещение и трансформацию водных масс использовались схемы интегральной циркуляции вод и схемы распределения водных масс, полученные Н. В. Буториным [3] для лет различной водности. Сопоставление положения фронтальных зон водных масс весной 1961 г. (12 мая и 8 июня) позволило рассчитать траектории их движения на отдельных участках водохранилища. Так, находясь под действием преобладающего переноса вод в системе круговоротов, западная часть фронтальной зоны волжской водной массы смещалась к северо-западу со скоростью 0,5 км/сут, западная граница фронтальной зоны шекснинской водной массы — к югу со скоростью 1,5 км/сут (рис. 4). Расхождение между модельными и наблюдаемыми траекториями смещения границ водных масс составило от 0,1 до 0,5 км.

Одним из качественных показателей роли динамики вод в формировании гидрологического режима водоема может выступать распределение грунтов различного происхождения и состава [17]. Сравнение положения структурных элементов интегральной циркуляции вод в Рыбинском водохранилище с местонахождением участков интенсивного илонакопления и размыва показало,

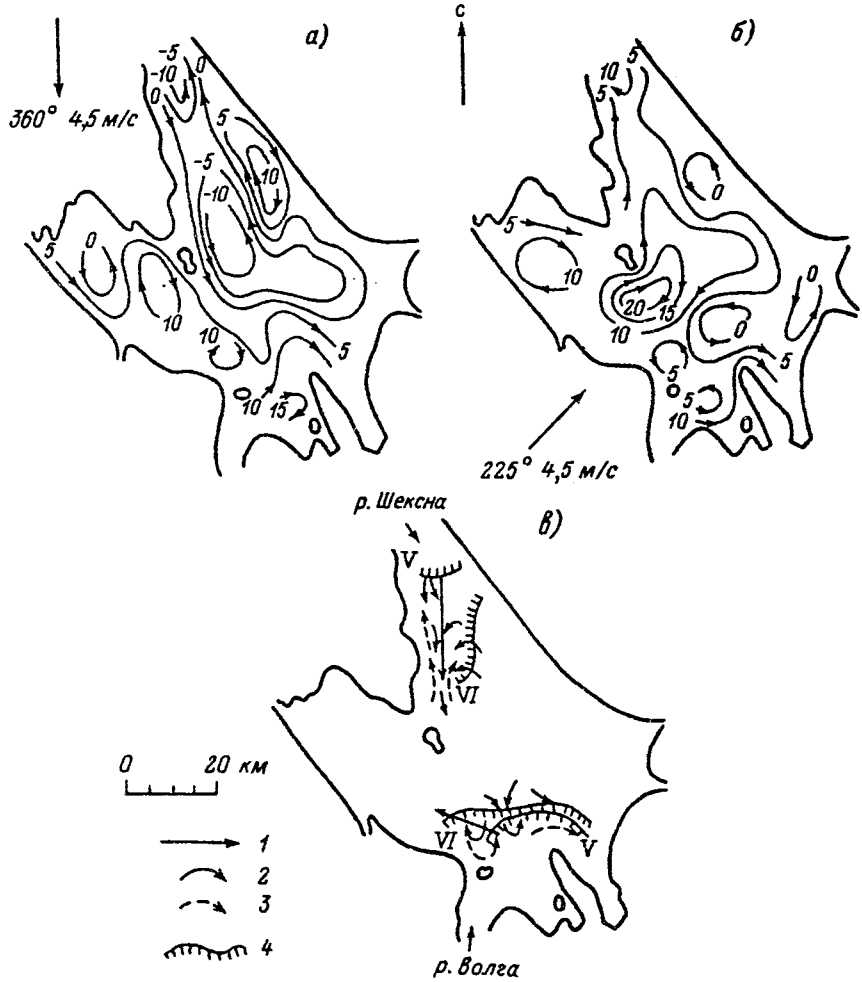


Рис. 4. Интегральная циркуляция вод в Рыбинском водохранилище при северном (*а*) и юго-западном (*б*) ветре и положение границ водных масс в 1961 г. (*в*), по [3].

1 — направление смещения границ водных масс; *2* — интегральный перенос при направлении ветра 360°; *3* — то же при направлении ветра 225°; *4* — границы водных масс.

Римские цифры — месяцы.

что места аккумуляции биомассы (продуктивные биотопы) тяготели к зонам наименьших скоростей интегрального переноса, находящимся в системе вихревых образований и имеющим повторяемость в безледный период 50—80 % (рис. 5 *а*). Участки размываемых почв и песчаных пляжей открытого прибрежья совпадали с зонами наибольших скоростей интегрального переноса вод (рис. 5 *б*).

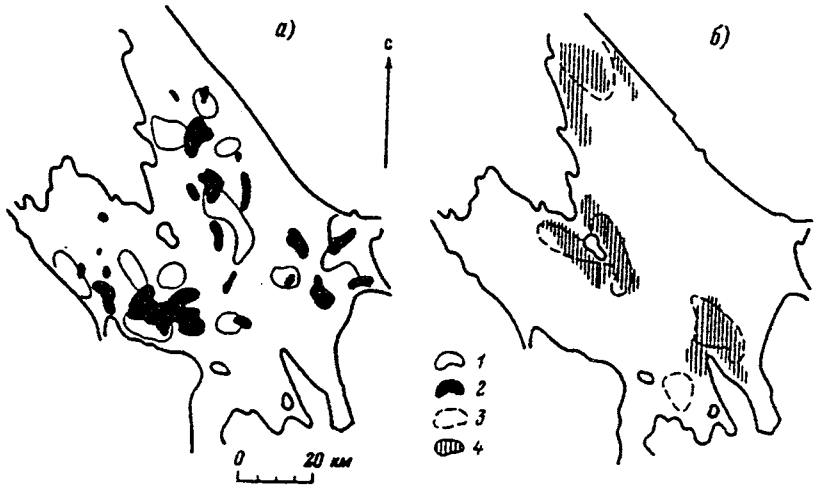


Рис. 5. Распределение структурных элементов интегральной циркуляции вод и биотопов в Рыбинском водохранилище в безледный период.

а — зоны наименьших скоростей интегрального переноса (*1*) и места продуктивных биотопов (*2*); *б* — зоны наибольших скоростей интегрального переноса (*3*), участки размываемых почв литорали и песчаные пляжи открытого прибрежья (*4*).

Приуроченность продуктивных биотопов к участкам водоема с определенным гидродинамическим режимом отражает роль динамики вод в формировании скоплений заселяющих биотопы гидробионтов, и в первую очередь фито-, зоопланктона и рыб. Поэтому верификация результатов моделирования крупномасштабных течений по имеющимся данным о распределении водных животных представляет особый интерес как с точки зрения оценки адекватности используемой модели, так и для изучения особенностей локализации и перемещений скоплений гидробионтов под действием циркуляции вод.

При сопоставлении распределения скоплений зоопланктона в Рыбинском водохранилище [18] и фитопланктона в оз. Плещеево [22] с положением структурных элементов интегральной циркуляции вод отмечались следующие особенности. Максимальные скопления планктеров располагались в областях круговоротов и прилегали к зонам наименьших скоростей интегрального переноса, а минимальные — находились на периферии вихрей вблизи зон наибольших скоростей интегрального переноса вод (рис. 6 и 7). Аналогичная зависимость биомассы фитопланктона от скорости течения в поверхностном двухметровом слое была установлена и для Рыбинского водохранилища (рис. 8). Уменьшению скорости переноса вод соответствовало увеличение биомассы планктонных водорослей, а росту скорости — ее снижение ($r = -0{,}75$, $P < 0{,}001$).

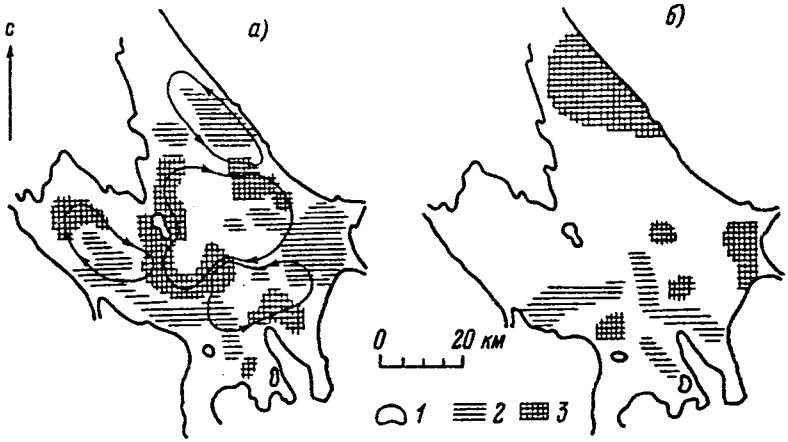


Рис. 6. Структурные элементы интегральной циркуляции вод в Рыбинском водохранилище при юго-западном ветре (*а*) и среднее по вертикали распределение зоопланктона 17 сентября 1964 г. (*б*), по [18].

1 — границы круговоротов; *2* — области наименьших скоростей интегрального переноса и скоплений зоопланктона с биомассой < 0,012 г/м^3; *3* — области наибольших скоростей интегрального переноса и скоплений зоопланктона с биомассой > 0,03 г/м^3.

Последовательные изменения положения скоплений пелагических рыб, зафиксированные на микрополигонах в западной части Рыбинского водохранилища в июне 1985—1986 гг. через 6-часовые промежутки времени, выявили тенденцию их смещения в направлении интегрального переноса вод на периферии антициклонического или циклонического круговорота (рис. 9). Расхожде-

ние фактических траекторий перемещения скоплений с рассчитанными по модельным векторам осредненного переноса составило по направлению 15—40°, по расстоянию 10—45 %.

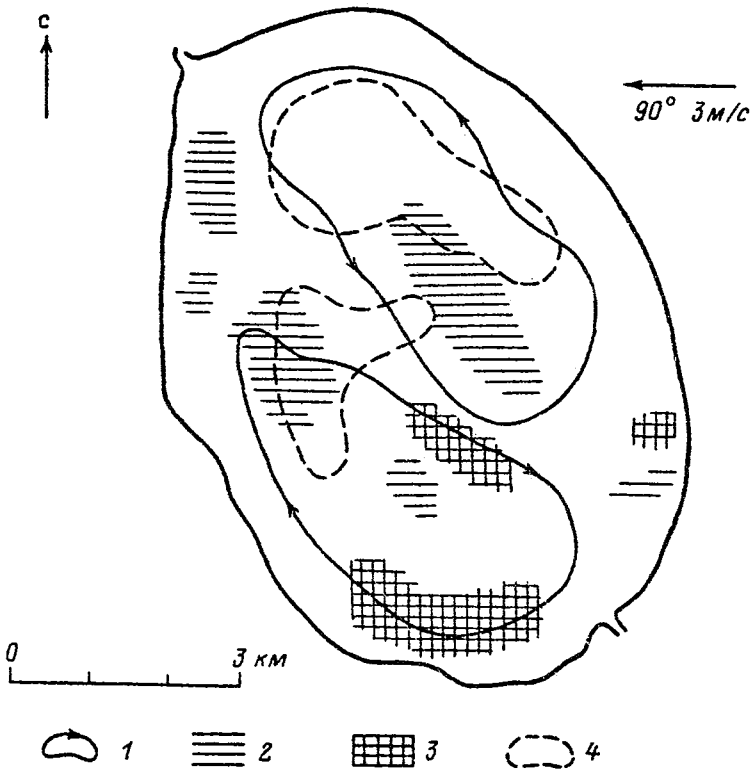
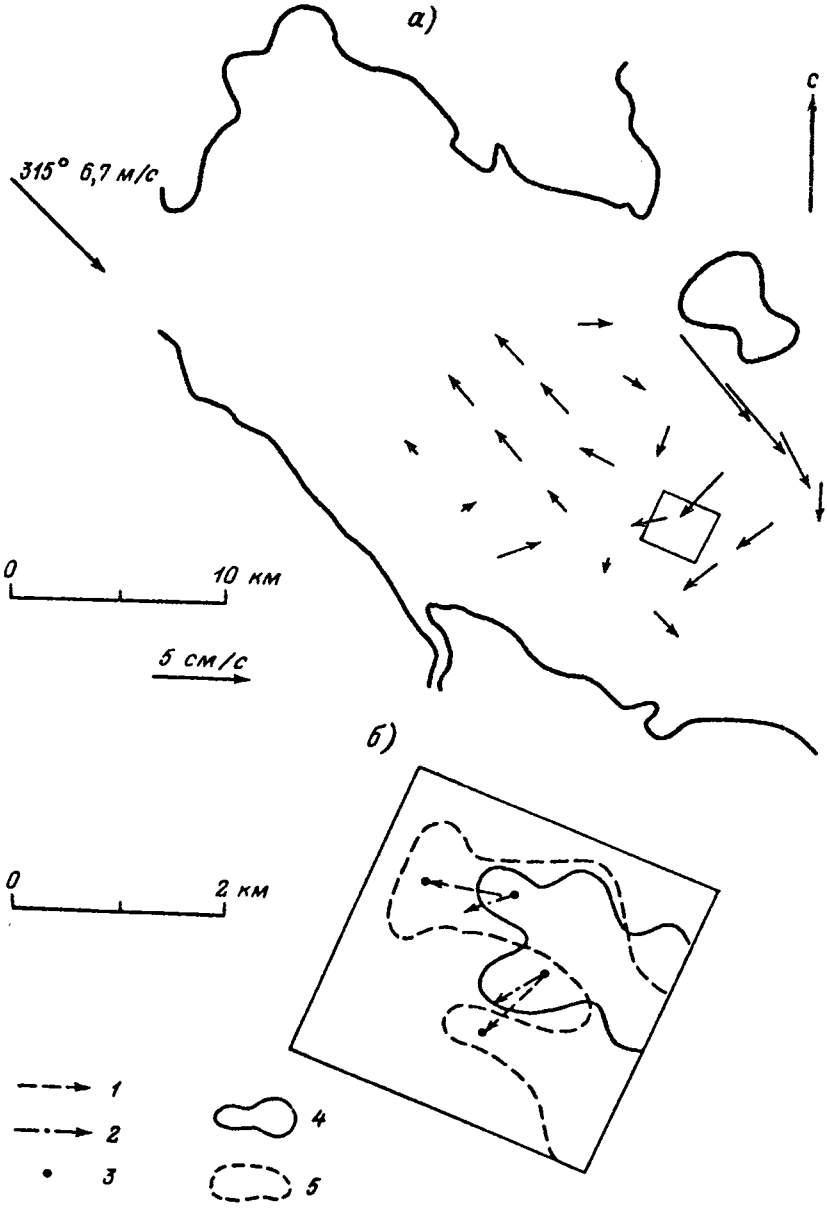


Рис. 7. Структурные элементы интегральной циркуляции вод в оз. Плещеево при восточном ветре и распределение фитопланктона в поверхностном слое 28 мая 1983 г.

1 — границы круговоротов; *2* и *3* — области соответственно наименьших и наибольших скоростей интегрального переноса; *4* — скопления фитопланктона.

Рассмотренные методы верификации стационарной модели ветровых течений ввиду ограниченного объема натурных материалов по распределению абиотических и биотических характеристик водной среды исследуемых водоемов в большей степени относятся к

Рис. 8. Интегральный перенос вод в Рыбинском водохранилище в слое 0—2 м при южном ветре и распределение биомассы фитопланктона (г/м²) 9—11 августа 1986 г. (числа у точек), по [10].


а)
315° 6,7 м/с
С
0
10 км
5 см/с
б)
0
2 км
1
2
3
4
5

качественным. Количественным методом оценки адекватности модели может выступать сравнение рядов рассчитанных и измеренных параметров течений при различных гидрометеорологических условиях на заданных горизонтах по выбранной сетке станций.

Исходя из основного ограничения стационарной модели (учет только устойчивого по силе и не меняющегося по направлению за определенный промежуток времени поля ветра), нами была выполнена оценка периодичности смены ветров и устойчивой их продолжительности над акваторией Рыбинского водохранилища. В рассчитанных энергетических спектрах флюктуаций широтной и меридиональной составляющих ветра выделяются энергонесущие зоны, соответствующие периодам 5—6, 1,7—2,8, 1 сут, 17—19 и 14 ч. Наибольший вклад в энергию спектра вносили циклические колебания с синоптическим периодом 5—6 сут, характеризующие смену барических образований над водоемом. Анализ временного хода направлений ветра показал, что период преобладающей цикличности в смене ветров меридиональных на широтные направления и обратно составляет 5—7 сут, а переход направления ветра от меридионального к широтному — 1—2 сут. Устойчивая продолжительность компонентов поля ветра варьирует от 2 до 7 сут.

Согласно проведенной оценке периодичности смены и продолжительности над водохранилищем ветров различного направления, а также принимая во внимание период установления течений для водоема, равный 10—15 ч [12], для проверки модели выбирали данные съемок течений, которым в течение 2—5 сут предшествовала квазиустановившаяся ветровая ситуация.

Сравнение рассчитанных и измеренных характеристик течения осуществлялось на горизонтах 0,5, 2, 4 и 6 м. В качестве критерия сходимости использовалась абсолютная погрешность

$$\pm \Delta V = \overline{V}_{н} - \overline{V}_{р}; \quad \pm \Delta \alpha = \overline{\alpha}_{н} - \overline{\alpha}_{р}, \tag{1}$$

где $\overline{V}_{р}$ и $\overline{\alpha}_{р}$ — средние параметры течения, вычисленные по четырем значениям, рассчитанные на вертикалях в узловых точках сетки, где выполнялось контрольное измерение; $\overline{V}_{н}$ и $\overline{\alpha}_{р}$ — средние значения измеренных флюктуаций скорости и направления течения на соответствующей вертикали.

Рис. 9. Интегральная циркуляция вод в западной части Рыбинского водохранилища при северо-западном ветре (*а*) и распределение скоплений рыб на микрополигоне 7 июня 1985 г. (*б*).

Траектории перемещения центров: *1* — фактические, *2* — рассчитанные; *3* — наибольшая плотность скоплений; *4* — границы скоплений в начальный момент времени; *5* — то же через 6 ч.

Погрешности $|\Delta V|$ и $|\Delta\alpha|$ сравнивались с амплитудой флюктуаций измеренных параметров течений $A_{V_н}$ и $A_{\alpha_н}$ на каждом горизонте. При выполнении условия $|\Delta V, \Delta\alpha| < (A_{V_н}, A_{\alpha_н})$ результаты моделирования считались удовлетворительными. В целом для всех рассматриваемых вертикалей средние значения $|\Delta V|$ и $|\Delta\alpha|$ составили соответственно 2,8 см/с и 30°, тогда как средние значения $A_{V_н}$ и $A_{\alpha_н}$ — 5,0 см/с и 46°.

Дополнительная проверка сходимости результатов моделирования была проведена по методу Аллендера [30], суть которого применительно к нестационарным моделям заключалась в следующем. Различия между наблюденными и рассчитанными скоростями течений за период $N\Delta T$ оценивались по их среднему квадратическому отклонению:

$$(V_н, V_р) \equiv \left[\frac{1}{N}\sum_{T=\Delta T}^{N\Delta T} |V_н(T) - V_р(T)|^2\right]^{1/2}, \qquad (2)$$

где N — число членов ряда; ΔT — дискретность измерений параметров течений. Среднее квадратическое отклонение между измеренными и расчетными скоростями $(V_н, V_р) = \sigma_1$ сравнивалось со средним квадратическим отклонением измеренных скоростей $(V_н, 0) = \sigma_2$. Совпадение считалось удовлетворительным, если $\sigma_1 < \sigma_2$.

Для определения точности имитации моделью направления течения за время $N\Delta T$ находилось среднее различие между фактическими и рассчитанными направлениями течения

$$\Delta\alpha = \frac{1}{N}\sum_{T=\Delta T}^{N\Delta T} \cos^{-1}\left(\frac{\overline{V}_н \cdot \overline{V}_р}{|V_н|\,|V_р|}\right). \qquad (3)$$

Полученные $\Delta\alpha$ на заданных глубинах осреднялись по ряду станций M с целью оценки меры совпадения сравниваемых величин

$$\Delta\alpha^* = \frac{1}{M\pi}\sum_{i=1}^{M} \Delta\alpha_i. \qquad (4)$$

Предел изменений $\Delta\alpha^*$ лежал между 0 (наилучшее совпадение, $\Delta\alpha \to 0$) и 1 (наихудшее совпадение, $\Delta\alpha \to 180°$).

В стационарном случае, принимая в формулах (2) и (3) период наблюдений $N\Delta T$ за число сравнений, получили $(V_н, V_р) = \sigma_1 = 3{,}2$,

а $(V_н, 0) = \sigma_2 = 3{,}9$, т. е. выполнено условие $\sigma_1 < \sigma_2$. Среднее различие между фактическими и рассчитанными направлениями течения $\Delta\alpha$ и критерий их совпадения $\Delta\alpha^*$ составили соответственно 30° и 0,2 (совпадение, близкое к наилучшему).

Несмотря на возможность применения метода Аллендера для верификации модели, основным недостатком его использования является неопределенность максимально возможных расхождений между модельными и измеренными характеристиками течений. Из формул (2) и (4) очевидно, что лучшее совпадение по V достигается при $\sigma_1 \to 0$, а по α — при $\Delta\alpha^* \to 0$. Верхний же предел погрешностей по V явно не установлен (расчетные скорости могут превышать фактические в 2 раза и более), а по α — нереально велик: $\Delta\alpha^* = 180°$. В связи с этим, на наш взгляд, предпочтительней использовать предложенный выше количественный критерий, основанный на вычислении абсолютных погрешностей между $V_н$, $\alpha_н$ и $V_р$, $\alpha_р$ [формула (1)] и сравнении их с амплитудами флюктуаций измеренных параметров течений. Критерий Аллендера лучше использовать при первоначальной грубой оценке способности модели описывать характер циркуляции вод в водоеме.

Таким образом, рассмотренный комплексный метод верификации стационарной модели ветровых течений, адаптированной к Рыбинскому водохранилищу и оз. Плещеево, позволяет учесть практически весь спектр абиотических и биотических показателей их водных масс.

Вместе с качественными подходами к верификации модели, остающимися в настоящее время преобладающими, несмотря на ограниченность данных полевых наблюдений за пространственно-временной изменчивостью характеристик водной среды исследуемых водоемов, одним из основных критериев сходимости результатов моделирования следует считать равенство рассчитанных и измеренных параметров течений.

Использование нами впервые материалов по распределению фито-, зоопланктона и рыб в водоемах различного типа способствовало не только большей объективности оценки применимости модели, но и выявлению некоторых особенностей в формировании и перемещении их скоплений под действием циркуляции вод, поэтому метод следует считать перспективным звеном верификации гидродинамических моделей.

Удовлетворительные результаты проверки адекватности стационарной модели ветровых течений (полных потоков) наблюдаемому переносу вод позволяют рекомендовать предложенный комплексный метод при верификации моделей любого класса применительно к разнообразным внутренним водоемам.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Астраханцев Г. П., Егорова И. Б., Руховец Л. А. Численное моделирование круглогодичной циркуляции глубоких озер // Докл. АН СССР. — 1987. — Т. 296, № 6.

2. Блинов Н. И., Подлипский Ю. И. Режим стокового течения в Новосибирском водохранилище и результаты его моделирования // Тр. Зап.-Сиб. регионального НИИ Госкомгидромета. — 1985. — № 70.

3. Буторин Н. В. Гидрологические процессы и динамика водных масс в водохранилищах Волжского каскада. — Л., 1969.

4. Волкова Г. Б., Квон В. И., Филатова Т. Н. Расчет полей течений и температуры на речном прогреваемом участке водохранилища // Метеорология и гидрология. — 1984. — № 3.

5. Волкова Г. Б., Квон В. И., Филатова Т. Н. Трехмерная модель течений и переноса тепла и ее реализация на примере подогреваемого оз. Лукомльского // Динамика и термика рек и водохранилищ. — М., 1984.

6. Горизонтальная циркуляция вод в Рыбинском водохранилище и возможные ее изменения при перераспределении стока / Н. В. Буторин, А. С. Литвинов, И. Ф. Фомичев, С. А. Поддубный // Экологические исследования водоемов Волго-Балтийской и Северо-Двинской водных систем. — Л., 1982.

7. Демин Ю. Л., Филатов Н. Н. Особенности динамики вод разнотипных озер // Моделирование гидрофизических процессов и полей в замкнутых водоемах и морях. — М., 1989.

8. Диагностическая модель течений оз. Ладожского и Севан / М. А. Акопян, А. М. Гурина, Ю. Л. Демин и др. // Моделирование и экспериментальные исследования гидрологических процессов в озерах. — Л., 1986.

9. Добровольская З. Н., Симонов А. И. Математическое моделирование течений в стратифицированных водоемах // Моделирование и экспериментальные исследования гидрологических процессов в озерах. — Л., 1986.

10. Корнева Л. Г. Структура и функционирование фитопланктона водоемов Волго-Балтийской и Северо-Двинской водных систем: Дис. . . . канд. биол. наук. — Киев, 1989.

11. Кочергин В. П., Климок В. И., Боровиков А. Г. Применение математического моделирования к изучению гидротермодинамики озера Иссык-Куль // Изв. АН КиргССР. Сер. физ.-техн. и мат. наук. — 1987. — № 2.

12. Литвинов А. С. Некоторые данные о ветровых течениях в Рыбинском водохранилище // Гидрометеорологический режим верхневолжских водохранилищ. — Л., 1966.

13. Лифшиц В. Х., Титов В. С., Бояринов П. М. Экспериментальные исследования и расчет течений Онежского озера // Проблемы исследования озер. — Л., 1985.

14. Луховицкий О. Л., Титов В. С., Филатов Н. Н. Изменчивость циркуляций вод Ладожского озера // Изменчивость гидрофизических полей в озерах. — Л., 1978.

15. Малинина Т. Н., Филатова И. В., Филатов Н. Н. Изменчивость водного баланса и моделирование течений Ладожского озера // Взаимодействие между водой и седиментами в озерах и водохранилищах. — Л., 1984.

16. Математические модели для расчета динамики и качества сложных водных экосистем / З. Н. Добровольская, Г. П. Епихов, П. П. Корявов, Н. Н. Моисеев // Водные ресурсы. — 1981. — № 3.

17. Моделирование гидродинамического режима оз. Сестрорецкий разлив / С. В. Рянжин, А. Ю. Тержевик, С. В. Афанасьев, М. Э. Шер // Изв. Всесоюз. геогр. о-ва. — 1984. — Т. 16, вып. 2.

18. Монаков А. В., Семенова Л. М. Горизонтальное распределение зоопланктона по данным синхронных съемок // Планктон и бентос внутренних водоемов. — М.; Л., 1966.
19. Поддубный А. Г. Экологическая топография популяций рыб в водохранилищах. — Л., 1971.
20. Поддубный С. А. О вихревом характере отрицательной температурной аномалии в оз. Плещеево // Биология внутренних вод: Информ. бюл. — 1986. — № 71.
21. Поддубный С. А. О структуре горизонтальной циркуляции вод в Рыбинском водохранилище // Биология внутренних вод: Информ. бюл. — 1988. — № 77.
22. Поддубный С. А., Балонов И. М., Краснопер Е. В. О влиянии горизонтальной циркуляции вод на распределение фитопланктона в оз. Плещеево // Водные ресурсы. — 1987. — № 2.
23. Поддубный С. А., Литвинов А. С. О горизонтальной циркуляции вод в оз. Плещеево // Функционирование озерных экосистем. — Рыбинск, 1983.
24. Саркисян А. С. Численный анализ и прогноз морских течений. — Л.: Гидрометеоиздат, 1977.
25. Тержевик А. Ю. Исследование динамики вод Ладожского озера на баротропной модели // Изв. Всесоюз. геогр. о-ва. — 1982. — Т. 114, вып. 6.
26. Филатов Н. Н. Динамика озер. — Л., 1983.
27. Филатов Н. Н., Зайцев Л. В., Науменко М. А. Исследование изменчивости течений и температуры воды оз. Севан // Моделирование и экспериментальные исследования гидрологических процессов в озерах. — Л., 1986.
28. Фомичев И. Ф., Литвинов А. С. О циркуляции вод Белого озера при различном ветре // Биология внутренних вод: Информ. бюл. — 1979. — № 41.
29. Циркуляция вод в Сасыкском водохранилище / В. М. Тимченко, А. С. Литвинов, М. П. Колесник, С. А. Поддубный // Гидробиол. журн. — 1988. — Т. 24, № 4.
30. Allender J. H. Comparison of model and observed currents in Lake Michigan // J. Phys. Oceanogr. — 1977. — Vol. 7.
31. French R. H. Lake modeling: state of the art // CRC Crit. Rev. Environ. Contr. — 1984. — Vol. 13, N 4.
32. Horn W., Mortimer C. H., Schwab D. J. Wind-induced internal seiches in Lake Zurich observed and modeled // Limnol., Oceanogr. 1986. — Vol. 31, N 6.
33. Kundzewicz Z. W., Afouda A., Szolgay J. Mathematical modelling // LAHS Publ. — 1987. — N 171.
34. Observations and analysis of internal seiches in the southern basin of Lake Lugano / K. Stocker, K. Hutter, G. Salvade at al. // Ann. geophys. — 1987. — Vol. 5, N 6.
35. Salvade G., Zamboni F., Barbieri A. Three-layer model of the north basin of the Lake Lugano // Ann. geophys. — 1988. — Vol. 6, N 4.
36. Simons T. J. Circulation models of lakes and inland seas // Canad. Bull. Fish. Aquat. Sci. — 1980. — Vol. 8, N 203.
37. Virtanen M., Forsius J., Sarkkula J. Measured and modelled currents of a lake // Aqua fenn. — 1979. — Vol. 9.

УДК 519.87

Л. А. Кучай, В. Л. Скляренко

МОДЕЛЬ ТЕРМИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ ОЗ. ПЛЕЩЕЕВО

С помощью данных по распределению температуры в оз. Плещеево за 1983—1985 гг. и двухслойной модели Китайгородского—Миропольского по данным о скорости ветра над акваторией озера описывается картина пространственно-временного распределения температуры в глубоководной зоне озера.

Температура воды — одна из важнейших характеристик водоема, предопределяющая активность протекающих в нем биологических и химических процессов. Зависимость последних от температуры особенно многообразна и сложна в глубоководных стратифицированных водоемах, в которых температурное расслоение водной толщи сопровождается, как правило, неоднородностью вертикального распределения многих других характеристик: содержания биогенных веществ, газов, величин pH, eH и т. д. В этой связи важность разработки математических моделей термической структуры стратифицированных водоемов не вызывает сомнений. Такие модели могут использоваться для решения каких-то самостоятельных задач или входить блоком в модели экосистемы.

Для воспроизведения термической структуры водоемов используются различные подходы. В классической постановке эта задача чрезвычайно сложна, так как взаимное влияние температурного и скоростного режимов в водоемах создает необходимость совместно рассматривать уравнения движения жидкости и распространения тепла [7]. Но упрощается она путем введения ряда допущений, к числу которых относятся гипотеза о локальности процессов энергомассообмена на границе раздела вода—воздух, допущение о пренебрежимо малом влиянии адвекции тепла течениями и наличии полного горизонтального перемешивания. Результат этого — использование „одномерных", горизонтально однородных моделей [2, 3, 5].

Указанные допущения могут быть использованы и при моделировании термической структуры оз. Плещеево. Приведем его краткую характеристику.

Плещеево озеро — глубоководный, овальной формы, стратифицированный водоем димиктического типа. Размеры его по большой и малой осям составляют соответственно 9,5 и 6,7 км, средняя глубина 11,2 м, максимальная — 25 м, ложе пелагиали доста-

© Л. А. Кучай, В. Л. Скляренко

точно ровное. Озеро является водоемом с замедленным водообменом, полная смена воды в нем происходит за 5,6 года.

Изучение термического режима показало [6, 9, 12], что сразу после вскрытия озера происходит интенсивный прогрев верхнего слоя (2 °С за декаду) и обусловленное им конвективное перемешивание водной толщи, в результате которого устанавливается весенняя гомотермия. Дальнейший прогрев поверхностного слоя и ветровое перемешивание приводят к термическому расслоению толщи воды, в котором четко выделяются верхний квазиоднородный слой (эпилимнион), слой резкого перепада температур (металимнион) и придонный слой с малыми градиентами температуры (гиполимнион). Осеннее охлаждение поверхностного слоя снова приводит к конвективному перемешиванию и соответственно к осенней гомотермии. Все эти фазы представлены на рис. 1 *а*. Они являются типичными для глубоководных димиктических водоемов. При этом основной прогрев водной толщи происходит за счет поглощения солнечной радиации. Вертикальные перепады температуры в пелагиали достигают 15 °С, тогда как по горизонтали они обычно превосходят 1,5 °С.

Это означает, что для воспроизведения термической структуры глубоководной зоны озера достаточно описать динамику вертикального температурного профиля. В настоящей работе использована его двухслойная аппроксимация (рис. 1 *б*), при которой предполагается, что в поверхностном квазиоднородном перемешанном слое h температура воды постоянна по глубине и равна температуре на поверхности — T_s; в нижележащем слое (термоклине) она существенно зависит от глубины z и ее распределение — $T(z)$ может быть описано уравнением теплопроводности или параметризовано на основе данных наблюдений [1, 3, 8].

Толщина поверхностного слоя h вычислялась по модели сезонных изменений температуры воды, разработанной в Институте озероведения РАН [10]. Основной переменной в ней является поток плавучести $B_s = g\alpha\,(T_s - T_m)\,Q$, где g — ускорение свободного падения; T_m — температура воды максимальной плотности; Q — вертикальный кинематический поток тепла от атмосферы (поток тепла от дна принят равным нулю); α — константа. Значениям $B_s > 0$ соответствует режим ветрового перемешивания, значениям $B_s < 0$ — режим конвекции.

Переменная h является функцией потока плавучести B_s, скорости ветра над акваторией водоема, параметра Кориолиса f и ряда констант и вычисляется по-разному в зависимости от знака B_s.

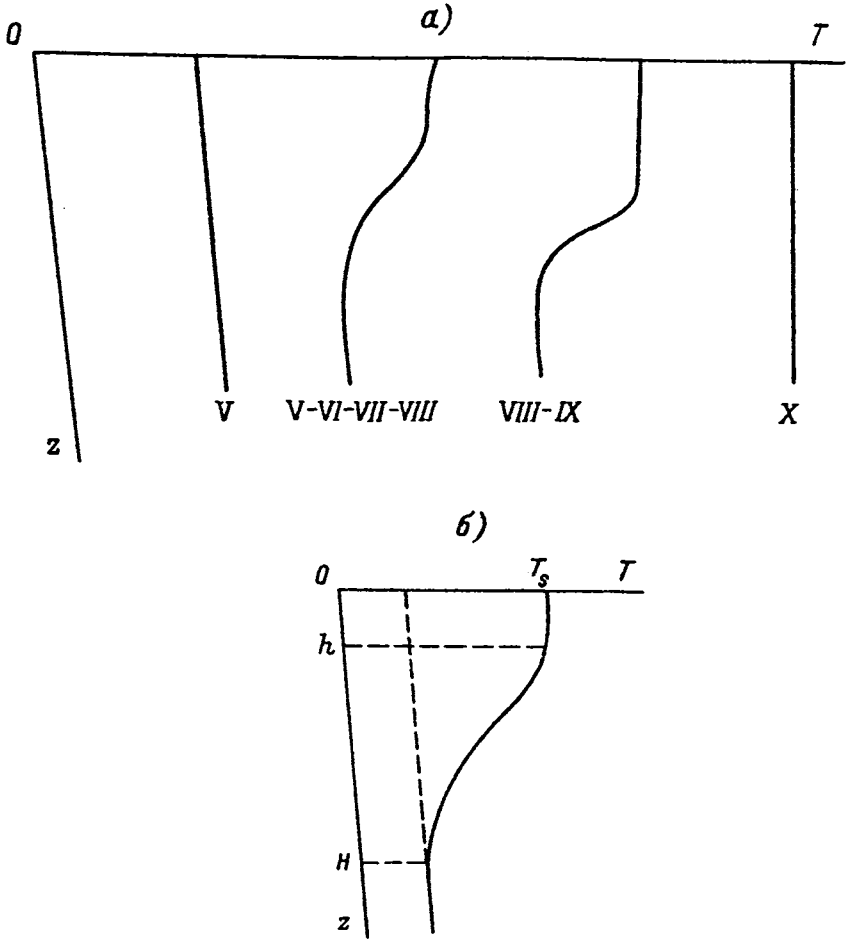


Рис. 1 Вертикальные температурные профили.
а — типы профилей в оз. Плещеево в разные сезоны года;
б — двухслойная аппроксимация профиля.

Вертикальное распределение температуры воды в зоне термоклина описано с помощью модели Китайгородского—Миропольского [4], в которой введены две безразмерные переменные: $\theta = (T_s - T_z)/(T_s - T_H)$ и $\eta = (z - h)/(H - h)$, где H — глубина,

начиная с которой $\partial T/\partial z = 0$; T_H — температура воды на этой глубине. С учетом этого распределение температуры озера по вертикали может быть представлено следующим образом:

$$T(z) = \begin{cases} T_s, & \text{если } 0 \le z \le h; \\ T_s - (T_s - T_H)\,\theta(\eta), & \text{если } h < z \le H, \end{cases}$$

где $\theta(\eta)$ — безразмерная функция.

Опыт показывает, что совокупное воздействие различных погодных факторов и морфометрических характеристик стратифицированного водоема приводит к формированию температурных профилей двух типов: со значительным градиентом („скачком") на границе раздела слоев или без него. Тип профиля определяет вид функции $\theta(\eta)$, которая удовлетворяет условиям $\theta(0) = 0$, $\theta(1) = 1$ и для которой С. А. Китайгородским и Ю. З. Миропольским [4] предложена следующая формула:

$$\theta(\eta) = a\eta + b\eta^2 + c\eta^4.$$

Здесь a, b, c — константы, значения которых не универсальны [11, 13], и поэтому в каждом конкретном случае они подлежат определению.

В настоящей работе функция $\theta(\eta)$, характеризующая безразмерный температурный профиль глубоководной зоны оз. Плещеево, определялась по данным наблюдений распределения температуры воды по вертикали на четырех глубоководных станциях в различные сезоны 1983—1985 гг. (всего 80 профилей). Анализ показал, что для озера характерны оба типа температурных профилей. В летний период распределение температуры соответствует второму типу, который аппроксимируется функцией Линдена [13] (рис. 2 *а*, *б*):

$$\theta(\eta) = 2\eta - 1{,}2\eta^2 + 0{,}2\eta^4.$$

К концу лета или началу осени при определенных температурных условиях в озёре на короткий промежуток времени формируется температурный профиль, который больше соответствует первому типу (рис. 2 *в*, *г*). Для его описания может быть использована другая функция [10]:

$$\theta(\eta) = 3{,}26\eta - 2{,}89\eta^2 + 0{,}63\eta^4.$$

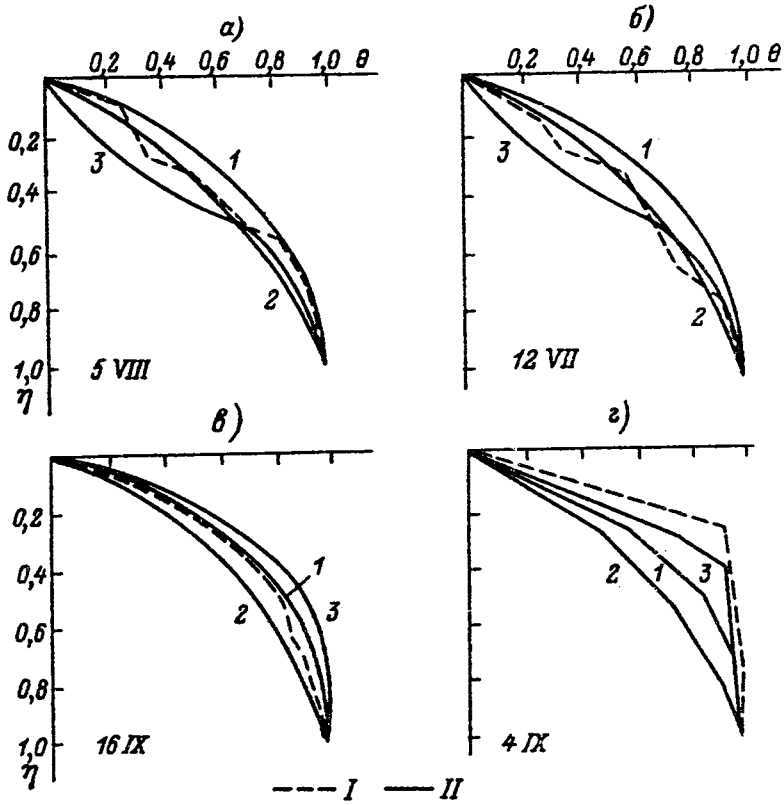


Рис. 2. Безразмерные температурные профили второго (*а*, *б*) и первого (*в*, *г*) типов.

I — данные измерений на оз. Плещеево; *II* — модель; *1* — полином Китайгородского—Миропольского; *2* — функция Линдена; *3* — функция, полученная при исследовании температурного режима озер Севан и Ладожского.

Однако приведенное на рис. 3 распределение $\theta(\eta)$ в разные периоды летней стратификации в оз. Плещеево показывает, что упомянутая выше функция Линдена (сплошная линия) является относительно универсальной аппроксимацией нормированной температуры в термоклине.

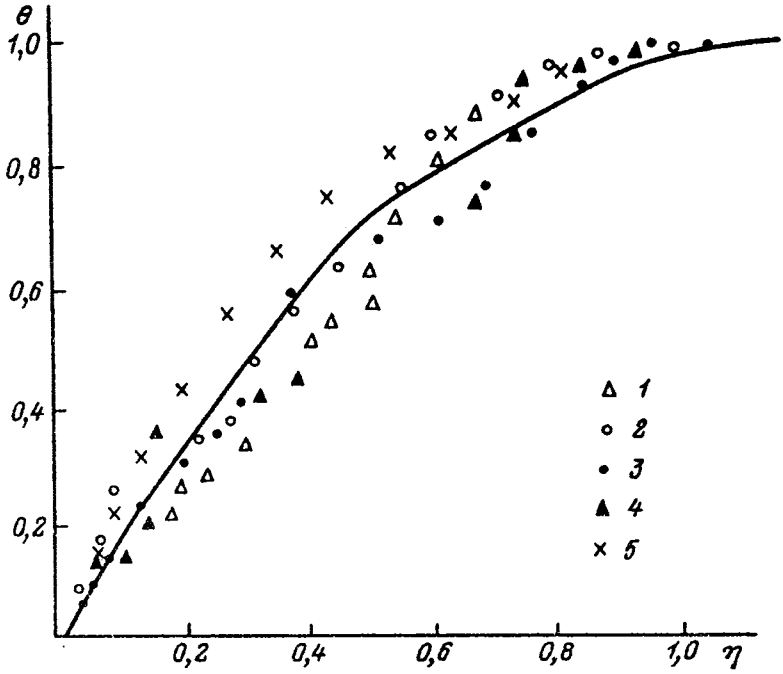


Рис. 3. Универсальный профиль нормированной температуры в оз. Плещеево.

1 — июнь; *2* — июль; *3* — начало августа; *4* — конец августа; *5* — сентябрь.

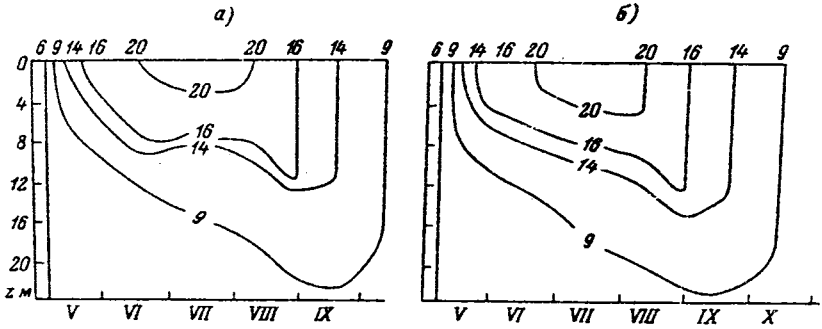


Рис. 4. Пространственно-временное распределение температуры (°С) в озере. *а* — реальное распределение (1983 г.); *б* — результаты моделирования.

Проверка модели проведена по данным измерений температуры воды в центре озера за май—октябрь 1983 г. и данным о скорости ветра на гидрометстанции г. Переславль-Залесского. За начальное состояние была принята весенняя гомотермия.

Результаты моделирования показали (рис. 4), что модель правильно отражает основные черты температурного режима озера и может быть рекомендована в качестве отдельного блока общей модели экосистемы водоема.

Авторы выражают признательность С. С. Зилитинкевичу за полезные консультации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Елисов В. В. Моделирование термической структуры безадвективного водоема // Гидрофизические процессы в реках и водохранилищах. — М., 1985.

2. Зилитинкевич С. С., Ресненский Ю. Д., Чаликов Д. В. Теоретическое моделирование верхнего слоя океана // Итоги науки и техники. — 1978. — Т. 12.

3. Калацкий В. И. Моделирование вертикальной термической структуры деятельного слоя океана. — Л., 1978.

4. Китайгородский С. А., Миропольский Ю. З. К теории деятельного слоя открытого океана // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. — 1970. — Т. 6, № 2.

5. Краусс Е. Б. Моделирование и прогноз верхних слоев океана. — Л., 1979.

6. Литвинов А. С., Рощупко В. Ф. Термический режим оз. Плещеево // Функционирование озерных экосистем. — Рыбинск, 1983.

7. Монин А. С., Яглом А. М. Статистическая гидромеханика. — М., 1965.

8. Россинский К. И. Термический режим водохранилищ. — М., 1975.

9. Россолимо Л. Л. Гидрологический очерк Переславского озера // Тр. лимнол. станции в Косине. — 1931. — Вып. 13—14.

10. Румянцев В. А., Разумов Е. В., Зилитинкевич С. С. Параметризованная модель сезонных изменений температуры и условий перемешивания в озере. — Л., 1986.

11. Тамсалу Р. Э. О параметризации потока тепла в море // II Всесоюз. съезд океанологов. Вып. 1. — Севастополь, 1982.

12. Экосистема озера Плещеево. — Л., 1989.

13. Linden P. F. The deepening of a mixed layer in a stratified fluid // J. Fluid. Mech. — 1975. — Vol. 71.

УДК 519.87

Л. А. Кучай

МОДЕЛЬ ЭКОСИСТЕМЫ ПЕЛАГИАЛИ ОЗ. ПЛЕЩЕЕВО

Приведен вариант математической модели минимальной структуры эвтрофирования экосистемы оз. Плещеево.

Озеро Плещеево — один из крупных глубоководных водоемов Ярославской области, имеющий большое значение как источник водоснабжения г. Переславль-Залесского. Предполагается, что быстрая эволюция его в течение одного столетия от водоема мезотрофного типа с чертами олиготрофии к эвтрофному с остатками мезотрофии обусловлена в основном влиянием антропогенных факторов [11].

Проблема антропогенного эвтрофирования может успешно решаться только путем направленного регулирования определенных процессов в функционировании экосистем в целях хозяйственного использования водоемов. Это требует глубокого знания экосистемы, позволяющего выбрать компоненты, воздействие на которые приведет к требуемому эффекту, и имитационного эксперимента с моделью экосистемы.

Особенность озер как водоемов замедленного водообмена позволяет в проблеме эвтрофирования выделить три ключевые задачи, которые в первом приближении могут быть решены независимо. Это прогнозирование биогенного стока с водосбора, содержания в водоеме биогенных элементов и состояния экосистемы при заданном уровне содержания биогенных элементов [9].

В настоящей работе решается третья из перечисленных задач.

К настоящему времени разработано несколько моделей эвтрофирования, различающихся по сложности. Число переменных состояния, описывающих в них каждый сегмент, на которые разделен объем водоема, варьирует от 2 до 40 [17], ибо разработчики исходят из природы системы и имеющихся данных. Но основное внимание в них уделено круговороту биогенных элементов.

Вариант модели экосистемы озера, учитывающий все трофические уровни и пространственную неоднородность распределения компонентов, разработан в 1986 г. в лаборатории экологического моделирования ВЦ АН СССР совместно с сотрудниками ИБВВ АН СССР [13].

© Л. А. Кучай

Это — точечные модели семи сегментов, на которые разделен объем озера. Вектор состояния модели содержит 121 переменную.

Одновременно с этим вариантом модели разработан ее другой вариант, который, предполагая минимальную структуру модели, основан на максимально возможном использовании специфики озера и эмпирических связей, полученных при обработке данных гидробиологических экспедиций.

Ниже приводится описание этого варианта модели.

Работа выполнена по материалам лимнологического исследования оз. Плещеево, проведенного сотрудниками ИБВВ АН СССР в 1979—1984 гг.

Описание модели

Озеро Плещеево имеет ярко выраженную литораль — полосу прибрежного мелководья (рис. 1). Эта часть водоема по своим структурным и функциональным особенностям может рассматриваться как самостоятельный природный комплекс [12]*.

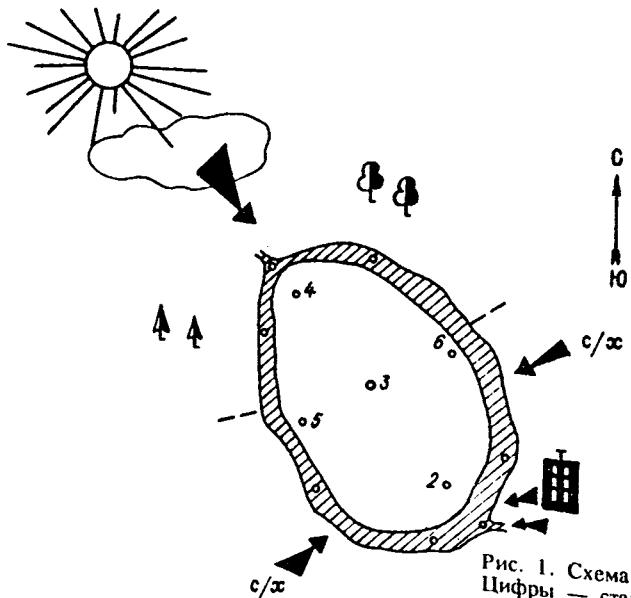


Рис. 1. Схема оз. Плещеево. Цифры — станции отбора проб; заштрихованная часть — литораль.

* В первом варианте модели литораль представлена 5 точечными моделями; это более 100 переменных в векторе состояния экосистемы.

Отметим, что при всей важности роли литоральной зоны как барьера пелагиали относительно водосбора ее площадь составляет 20 % от акватории озера, а объем — 2 % от водной массы озера. Кроме того, по данным лимнологических исследований, ведущая роль в продукционном процессе в озере принадлежит фитопланктону пелагиальной зоны, на долю которого приходится 84 % синтезированного органического вещества. Вклад высшей водной растительности составляет третью часть продукции литоральной зоны (т. е. около 3 % общей продукции, создаваемой автотрофами). На этом основании в настоящем варианте модели экосистема озера представлена его глубоководной пелагиальной зоной (максимальная глубина озера 26 м).

Число слоев в описываемом варианте равно двум, так как функционирование пелагиали озера тесно связано с его термическим режимом, при котором происходит вертикальное расслоение водной толщи (образование эпилимниона и гиполимниона с формированием в последнем анаэробных условий). Взаимодействие этих зон на протяжении вегетационного периода в значительной степени определяет динамику компонентов экосистемы [16]. В связи с этим объем пелагиали разделяется на две характерные зоны — фотическую (*P*), простирающуюся от поверхности озера до глубины 12 м*, и гиполимнион (*H*) — от глубины 12 м до дна.

Декларируемая минимальная структура настоящего варианта модели определила выбор следующих агрегированных фазовых переменных: фитопланктон (*A*, г С/м^3), зоопланктон (*Z*, г С/м^3), рыбы (*R*), неорганический растворенный фосфор (P, г/м^3) и азот (N, г/м^3) в зоне фотосинтеза (*PP* и *NP*) и гиполимнионе (*PH* и *NH*), детрит (*DP* и *DH*, г/м^3) в соответствующих зонах.

По характеру микрофлоры (т. е. редуцентов и, следовательно, по характерным продуктам распада органического вещества в седиментах) оз. Плещеево относится к типу озер, где при наличии значительного содержания сульфатов идут процессы их редукции с образованием сероводорода. Процесс сульфат-редукции теснейшим образом связан с циклом фосфора. Поэтому в модели оценивается содержание сероводорода в гиполимнионе, что позволяет в какой-то степени характеризовать анаэробность гиполимниона при условии, что кислород не включен в число фазовых переменных.

Общая схема взаимодействия компонентов экосистемы приведена на рис. 2.

---

* Теоретическое значение глубины полного перемешивания поверхностного слоя озера.

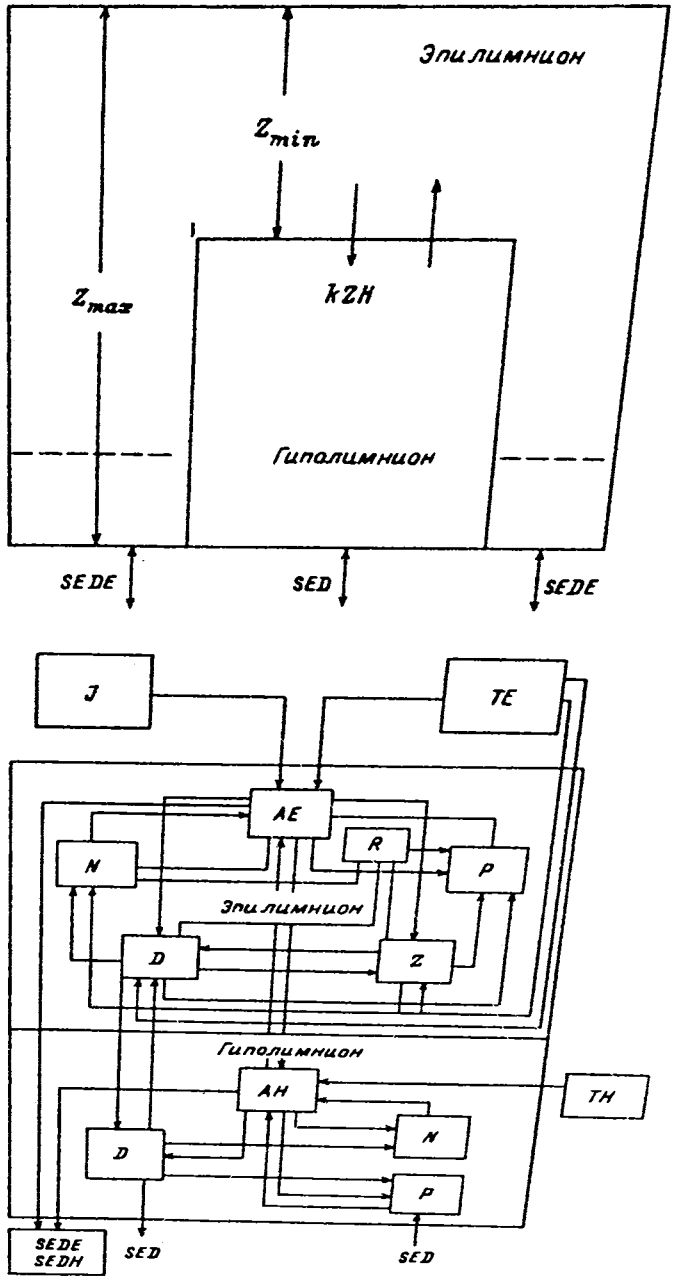


Рис. 2. Схема взаимодействия компонентов модели.

В модели формализованы:

— продукционные процессы — фотосинтез за счет энергии солнечной радиации PRA, прирост биомассы зоопланктона JNZ и рыб JNR за счет выедания ими соответственно фитопланктона и зоопланктона;

— траты в процессе жизнедеятельности фитопланктона LSA, зоопланктона LSZ и рыб LSR;

— деструкция органического вещества отмерших организмов — восстановление минеральных форм азота и фосфора согласно стехиометрическому соотношению C : N : P = 106 : 16 : 1, характерному для фитопланктона в среднем;

— физические процессы взаимодействия зон пелагиали (EX).

Все эти процессы зависят от климатических факторов: солнечной радиации J и температуры воды T.

Модель представлена системой дифференциальных уравнений.

Уровень 1 — дифференциальные уравнения:

$$\dot{A} = (1 - kMBA)P \cdot FJ - JNZA - MRA;$$

$$\dot{z} = JNZ - LSZ - EXZ;$$

$$\dot{R} = JNR - LSR - EXR;$$

$$\dot{DP} = MRA + MRZ - MRR + EXZ + EXR - JNZD - RDP - VDPE;$$

$$\dot{PP} = FFP \cdot APC - EXEP;$$

$$\dot{NP} = FFP \cdot ANC - EXEN;$$

$$\dot{DH} = VDPEH - RDH - VDS;$$

$$\dot{PH} = RDH \cdot APC + EXHP;$$

$$\dot{NH} = RDH \cdot ANC + EXHN.$$

Уровень 2 — скорости процессов:

$$P = AchMAX \cdot FTA \cdot FS \cdot kChl\ [A]^{1 - kA};$$

$$MRA = kMRA\ [A];$$

$$JNZ = kJNZ \cdot FTJNZ \cdot FJNZ\ [Z];$$

$$LSZ = kJNZ \cdot kLZ \cdot FTLZ\ [Z];$$

$EXZ = (1 - kAS)\ JNZ;$

$JNZA = kJNZA(JNZ/FJN)\ [A];$

$JNZD = kJNZD(JNZ/FJN)\ [DP];$

$RDP = (0{,}6\ kL\ [DP] + 0{,}4\ kS)\ [DP] \cdot FTD;$

$VDPE = kVD(SH/VE)\ [DE];$

$VDPEH = VDPE \cdot VE/VH;$

$EXEX = (kd/hh)\ ([XE] - [XH])\ SH/VE;$

$EXHX = -EXEX \cdot VE/VH;$

$RDH = (0{,}6\ kLH \cdot FTD + 0{,}4\ kSH)\ [DH].$

Уровень 3 — лимитирующие факторы и вспомогательные уравнения:

$FTA = \exp(kTA \cdot T);$

$FS = \min\{\ [NP]^2/(kN^2 + [NP]^2),\ \ [PP]^2/(kP^2 + [PP]^2)\};$

$FJ = \int\limits_0^{Zh} Jh/(k1 + k2 \cdot Jh)\ dh,\ \ Jh = (1 - 0{,}01R)J \exp(-\varepsilon\sqrt{h}),$

$\varepsilon = (k3/\sqrt{hc}) + k4,\ \ hc = k5[Chl]^{-k6};$

$FTJNZ = \exp(TJNZ \cdot T);$

$FJNZ = FJN/(kZ \cdot [Z] + FJN);\ \ FJN = kJNZA[A] + kJNZD[DP];$

$FTLZ = \exp(TLZ \cdot T);$

$FTD = 2^{(T - 10)/10};$

$FFP = MRA + MRZ + MRR - PRA;$

$VZ = 585{,}408 - 48{,}565Z + 0{,}99Z^2;$

$SZ = 48{,}020 - 1{,}694Z - 0{,}01ZZ^2.$

Параметры модели с указанием их экологического смысла представлены в табл. 1.

Таблица 1

Параметр	Идентификатор	Значение	Источник данных
Максимальное ассимиляционное число	*Ach MAX*	0,4 мг O_2 / (мкг *Chl*·сут)	Анализ результатов измерений 1983 г., по [13]
Константа относительного содержания хлорофилла в биомассе фитопланктона	*kChl*	3° сут$^{-1}$	То же
		0,05 мг С / (мкг *Chl*·сут)	Экспертная оценка, по [13]
		0,1 мг С / (мкг *Chl*·сут)	То же
Константа полунасыщения в функции роста фитопланктона	*kN*	0,15	Статистическая обработка данных 1983 г., (рис. 3 *г*)
	kP	0,02	То же
Максимальная скорость выедания фитопланктона зоопланктоном	*kJNZA*	0,7 сут$^{-1}$	Калибровка [14]
Максимальная скорость выедания детрита зоопланктоном	*kJNZD*	0,4 сут$^{-1}$	"
Показатель степени величины биомассы и функции роста фитопланктона	*kA*	0,33	Статистическая обработка данных наблюдений 1983 г.
Константа температурной функции	*kTA*	0,09	То же
Константа *FJ*	*k1*	0,35	[8]
	k2	0,009	
	k3	2,39	
	k4	0,38	Статистическая обработка данных наблюдений 1983 г.
	k5	7,24	То же
	k6	0,46	"
Альбедо	*R*	0,07	[8]
Константа скорости метаболических выделений фитопланктона	*kMBA*	0,2	Калибровка

Продожение табл. 1

Параметр	Идентификатор	Значение	Источник данных
Скорость естественной смертности фитопланктона	*kMRA*	0,1 $сут^{-1}$	"
Отношение N : C в клетках фитопланктона	*ANC*	0,176	C : N : P = 105 : 16 : 1 (соотношение Флеминга — Ричардса)
Отношение P : C в клетках фитопланктона	*APC*	0,024	То же
Скорость роста зоопланктона при 0 °C	*kJNZ*	0,18 $сут^{-1}$	"
Константа функции потерь зоопланктона	*kLZ*	0,35	[14]
Константа функции смертности зоопланктона	*kMRZ*	2	
Константа температурной функции	*TJNZ*	0,09	Калибровка
Константа функции роста зоопланктона	*kZ*	2 мг/л	[17]
Константа температурной функции потерь зоопланктона	*TLZ*	0,08	Калибровка
Коэффициент ассимиляции пищи зоопланктоном	*kAS*	0,65	[18]
Скорость разложения детрита лабильной фракции			
аэробные условия	*kL*	$2,4 \cdot 10^{-3}$ $сут^{-1}$	[2]
анаэробные условия	*kLH*	0,058 $сут^{-1}$	

Скорость разложения детрита стабильной фракции	kS	0,007 $сут^{-1}$	[2]
аэробные условия	kSH	0,006 $сут^{-1}$	Калибровка
анаэробные условия	kVD	м/сут	
Скорость оседания детрита	VE	$425{,}276 \cdot 10^6$ $м^3$	[13]
Объем эпилимниона	VH	$146{,}224 \cdot 10^6$ $м^3$	
Объем гиполимниона	SH	$25{,}5 \cdot 10^6$ $м^2$	
Площадь сечения, разделяющего эпилимнион и гиполимнион			Калибровка
Константы функции $S = S(Z)$	$S0$	48,02	"
	$S1$	– 1,694	"
	$S2$	– 0,017	"
Константы функции $V = V(S)$	$V0$	585,408	"
	$V1$	– 48,565	"
	$V2$	0,99	"

* При условии, что содержание хлорофилла „а" на 1 мг биомассы фитопланктона составляет 2 мкг.

Так как сильная агрегированность переменных усложняет их описание, ниже приводятся характерные особенности некоторых формализованных в модели процессов.

Продукция фитопланктона. В модели предполагается, что скорости процессов фотосинтеза, роста биомассы фитопланктона и потребление ими биогенных элементов пропорциональны и химический состав клеток фитопланктона постоянен. Продукция фитопланктона *PRA* представлена средним по глубине значением фотосинтеза в эвфотической зоне озера глубиной *Zh*:

$$PRA = \frac{1}{Zh} \int_0^{Zh} PRAh \cdot dh,$$

где *PRAh* — фотосинтез на горизонте *h*, величина которого в модели оценена через максимальный по глубине фотосинтез *P* и функциональную поправку $f(Jh)$, отражающую изменение фотосинтеза в зависимости от освещенности на глубине *h*:

$$PRAh = P \cdot f(Jh).$$

Общий вид зависимости интенсивности биосинтеза от освещенности [$f(Jh)$ представляет собой „трехступенчатую" функцию (рис. 3 *а*)] — почти линейное возрастание скорости в условиях слабой освещенности, некоторая постоянная скорость при определенном световом „насыщении" и плавное снижение ее при дальнейшем увеличении освещенности. Использование различных значений светового „насыщения", характерных для отдельных экологически однородных групп фитопланктона, позволяет имитировать сезонную сукцессию видов в водоемах. Поскольку в настоящей модели не учитывается деление фитопланктона на группы, целесообразно оценить $f(Jh)$, характеризующую сообщество водорослей в целом.

Анализ данных по зависимости между проникающей в воду радиацией и фотосинтезом фитопланктона волжских водохранилищ [8] показал, что эту зависимость можно описать единой с точки зрения положения области насыщения световой кривой, которая без учета нисходящей ее части* имеет вид

$$f(Jh) = Jh/(k1 + k2 \cdot Jh).$$

---

* Явление фотоингибирования не учитывается.

Здесь $Jh = (1 - R)\, J_0 \exp(-\varepsilon \sqrt{h})$, где J_0 — энергия падающей радиации, 4,19 Дж/(см^2·сут); R — альбедо; $k1$ — $k4$ — постоянные; E — коэффициент вертикального ослабления света, связанный с глубиной видимости диска Секки (hC) уравнением $\varepsilon = (k3/\sqrt{hC}) + k4$. Эта зависимость использована при моделировании первичной продукции оз. Плещеево ввиду сходства состава массовых видов водорослей (диатомовых, сине-зеленых) этих водоемов.

Предполагается, что в оз. Плещеево зона максимального по глубине фотосинтеза — двухметровая поверхностная зона. Так как в условиях светового насыщения интенсивность фотосинтеза определяется скоростью ферментативных (темновых) реакций и зависит только от температуры воды, то

$$PRA = \frac{1}{Zh} P \int_0^{Zh} f(Jh)\, dh = \frac{1}{Zh} P \cdot FJ.$$

Известно, что фотосинтез через ассимиляционное число Ach связан с концентрацией хлорофилла „а" в воде Chl:

$$P = Ach \cdot Chl.$$

Ассимиляционное число сильно меняется в зависимости от условий среды (температуры воды T, содержания в ней биогенных элементов S) и биомассы фитопланктона A, с которой оно связано обратной пропорциональной зависимостью [18].

В модели принято, что

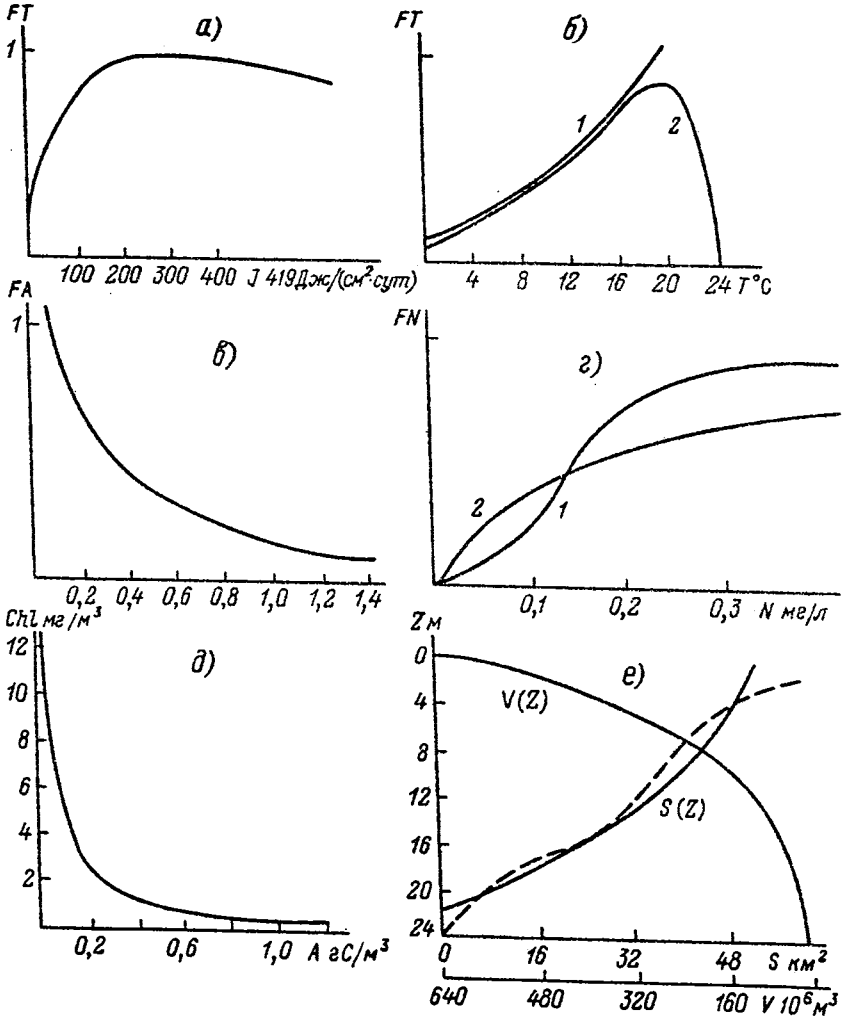
$$Ach = Ach\,\mathrm{MAX} \cdot FT \cdot FA \cdot FS,$$

где Ach MAX — максимальное ассимиляционное число, характеризующее оптимальные условия среды при минимальной биомассе фитопланктона, а функции FT, FA, FS — соответствующие поправки при отклонениях от таковых.

По данным содержания хлорофилла „а" в биомассе фитопланктона и интенсивности фотосинтеза в поверхностном двухметровом слое воды на станциях 2—6 пелагиали озера (рис. 1) оценены параметры функций FT (рис. 3 *б*) и FA (рис 3 *в*).

Обобщенная функция для определения интенсивности фотосинтеза имеет вид

$$PRA = [Ach\,\mathrm{MAX} \cdot FT \cdot FS \cdot FA \cdot Chl]\; FJ/Zh.$$


а)
FT
1
100 200 300 400 J 419Дж/(см²·сут)
б)
FT
1
2
4 8 12 16 20 24 T°C
в)
FA
1
0,2 0,4 0,6 0,8 1,0 1,2 1,4
г)
FN
2
1
0,1 0,2 0,3 N мг/л
д)
Chl мг/м³
12
10
8
6
4
2
0,2 0,6 1,0 A гС/м³
е)
Z м
0
4
8
12
16
20
24
V(Z)
S(Z)
0 16 32 48 S км²
640 480 320 160 V 10⁶м³

Если учесть, что хлорофилл „а" составляет определенную часть биомассы фитопланктона [10], то при определении PRA можно перейти от скорости фотосинтеза к скорости роста фитопланктона:

$$PRA = [kOC \cdot \mu_{max} \cdot FT \cdot FS \cdot A^{-kA} \cdot kChl \cdot A] \cdot FJ/Zh =$$
$$= [Pk\mu_{max} \cdot FT \cdot FS \cdot A^{1-kA}]\ FJ/Zh;$$
$$Pk = kOC \cdot kChl,$$

где kOC и $kChl$ — коэффициенты перехода от кислородных единиц измерения к углеродным и от хлорофилла к биомассе соответственно.

Продукция зоопланктона (JNZ). Формализация этого процесса в модели основана на предположениях, что источником питания для зоопланктона служат фитопланктон и детрит, суммарная концентрация которых рассматривается как „обобщенная" пища; интенсивность роста зависит от температуры воды; проблема избирательности не рассматривается. С учетом этих предположений прирост биомассы зоопланктона формализован в модели следующим образом:

$$JNZ = JNZ\,\mathrm{MAX} \cdot FJNZ \cdot FTJN[Z].$$

Здесь $FJNZ = FJN/(kZ + FJN)$, $FTJNZ = \exp(TJN \cdot T)$, где $FJN = kZA[A] + kZD[D]$, kZ, TJN, kZA, kZD, $kJNZ\,\mathrm{MAX}$ — константы.

Аналогичным образом описана в модели продукция рыб.

Траты в процессе роста зоопланктона (LSZ). Потери биомассы в процессе развития зоопланктона (метаболические выделения MBZ и естественная смертность MRZ) представлены в модели функцией температуры и биомассы

Рис. 3. Функции, используемые в модели.

а) FJ — зависимость нормированного фотосинтеза от проникающей в воду солнечной радиации; *б*) FT — зависимость нормированных суточных ассимиляционных чисел от температуры; *в*) FA — зависимость нормированных суточных ассимиляционных чисел от биомассы фитопланктона; $FA = k[A]^{-kA}$; *г*) FN — зависимость нормированного фотосинтеза от концентрации растворенного неорганического азота в воде: *1*) $FN = [N]^2/(kN^2 + [N]^2)$, *2*) $FN = [N]/(kN + [N])$; *д*) зависимость относительного содержания хлорофилла „а" в биомассе фитопланктона от биомассы; *е*) связь площади сечения S и объема V озера с глубиной Z:

$S(Z) = S_0 + S_1Z + S_2Z^2$, $V(Z) = V_0 + V_1Z + V_2Z^2$.

1 — $FT = 0{,}2\exp(kTA \cdot T)$; *2* — функция Kersting'a [17] при $T_{opt} = 22$ °C, $T_{max} = 25$ °C; пунктирная линия — данные измерений.

$LSZ = kLS \cdot JNZ\,\mathrm{MAX} \cdot FTLSZ[Z]$,

где $FTLSZ = \exp(TLSZ \cdot T)$, kLS, $TLSZ$ — константы.

При разделении LSZ на части, соответствующие MBZ и MRZ, вводится величина Q — отношение общих потерь к ассимилированной пище [14]:

$Q = LSZ/kAS \cdot JNZ.$

Функция $FMRZ = 1 - \exp(-kMRZ \cdot Q)$ (где $kMRZ$ — константа) вводится в качестве поправки к функции потерь, формализуя таким образом естественную смертность зоопланктона

$MRZ = LSZ \cdot FMRZ.$

Тогда

$MBZ = LSZ \cdot (1 - FMRZ).$

Ассимилированная пища ASZ (использованная на рост биомассы) представлена как часть продукции зоопланктона

$ASZ = kAS \cdot JNZ,$

где kAS — константа.

Неусвоенная пища (экскреции зоопланктона EXZ) определяется в виде

$EXZ = (1 - kAS) \cdot JNZ.$

Аналогично описаны в модели потери биомассы рыб.

Процессы распада органического вещества формализованы традиционным образом: скорость распада RD предполагается пропорциональной количеству органического вещества с температурной поправкой Вант-Гоффа. Регенерация неорганического азота N и фосфора P сбалансирована в соответствии со стехиометрическим соотношением.

При деструкции органического вещества в гиполимнионе происходит образование сероводорода H_2S, так как из белка клеток отмершего фитопланктона освобождается сера S. В модели полагается отношение P : S в фитопланктоне равным 1.

Для определения соотношения между отдельными элементами в исходном планктоне и количеством восстановленной серы сульфатов Э. С. Бикбулатовым [1] предложено стехиометрическое уравнение, в котором использована „биохимическая" формула фито-

планктона $C_{106}H_{175}N_{16}P$. Здесь C : N : P = 106 : 16 : 1. Уравнение имеет вид

$$C_{106}H_{175}O_{50}N_{16}P + 57SO_4 = 106CO_2 + 16NH_4 + \\ + 62H_2O + 57S^{2-} + H_3PO_4.$$

Для $C_{орг}$ и расходуемой сульфатной серы на полное окисление органического вещества планктона* это соотношение (в атомах) следующее: S = 0,54C.

Таким образом, по количеству органического вещества, подвергающемуся деструкции в гиполимнионе, оценивается содержание в воде сероводорода.

Все остальные процессы, формализованные в модели — отмирание фитопланктона *MRA*, убыль биомассы фитопланктона и детрита за счет выедания зоопланктоном (*JNZA* и *JNZD* соответственно), оседание детрита *VDPE*, обмен растворенными неорганическими соединениями фосфора и азота между слоями водной толщи (*EXP* и *EXN* соответственно) — описаны достаточно стандартно [7, 17, 18].

Калибровка и верификация модели

Модель откалибрована по результатам гидробиологических экспедиций 1983 г. с привлечением литературных данных (рис. 4 *а*). Наиболее „чувствительными" параметрами модели оказались константы максимальной скорости роста биомассы фито- и зоопланктона и коэффициенты перемешивания.

Поскольку в настоящей модели скорость роста фитопланктона оценена с помощью данных по содержанию хлорофилла „а" в воде, то существенную роль приобретает относительное содержание хлорофилла в биомассе фитопланктона, которое зависит от величины этой биомассы (рис. 3 *д*) и сильно колеблется в течение вегетационного периода [6]. Взятое первоначально постоянным (2 %) это значение искажало результаты. Поэтому в модель введен параметр *kChl*, имеющий разные значения (в зависимости от сезона), установленные на основе экспертных оценок альгологов ИБВВ РАН и литературных данных по среднему содержанию хлорофилла в биомассе фитопланктона.

Значительная „чувствительность" коэффициентов перемешивания неудивительна: содержание растворенных соединений N и

---

* Освобождение серы из белков связано с полной минерализацией органического вещества [4].

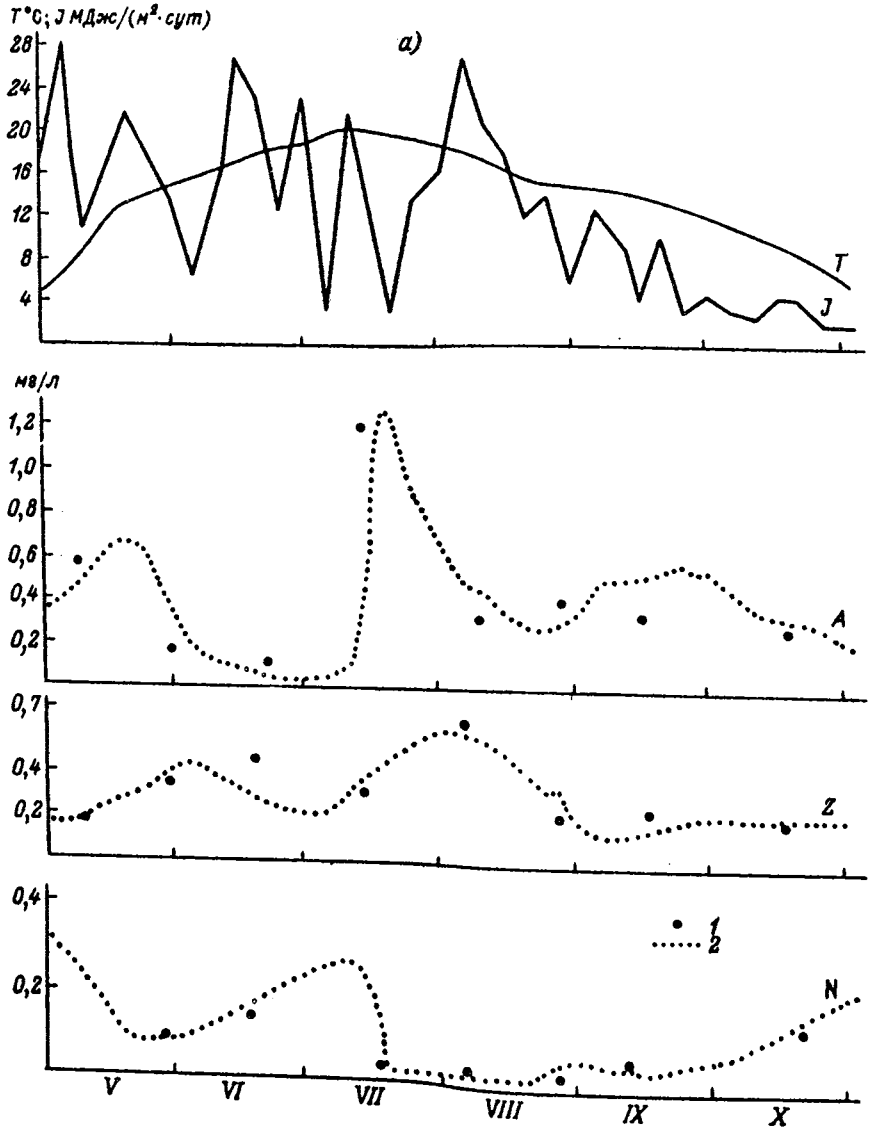
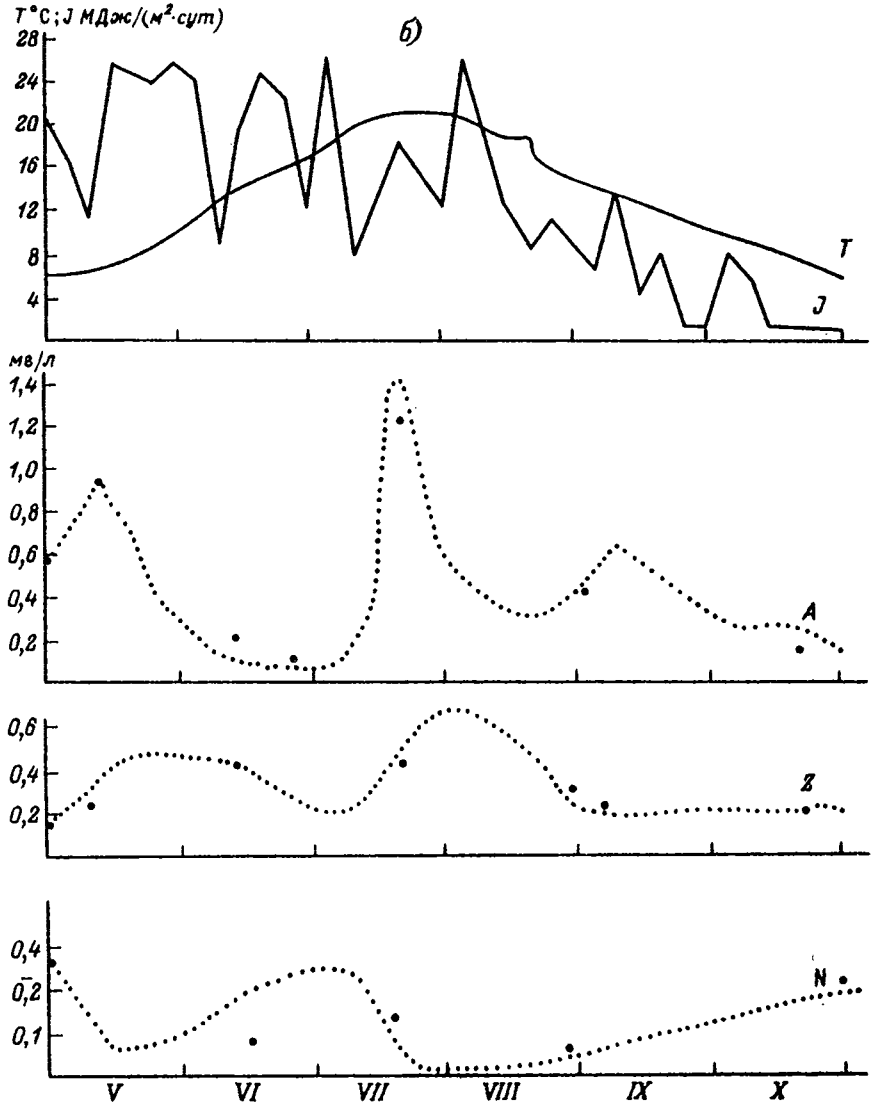


Рис. 4. Динамика компонентов
а — 1983 г.; б — 1984 г.: 1 — данные



модели в зоне *P*.
измерений, *2* — результаты моделирования.

Р в гиполимнионе сильно превосходит таковое в эвфотической зоне в вегетационный период, и даже небольшое изменение коэффициента перемешивания сказывается на результатах моделирования биомассы фитопланктона. Поэтому по данным распределения температуры воды в озере по глубине был оценен коэффициент перемешивания выделенных зон пелагиали. И хотя теоретически эти коэффициенты для массы, тепла и количества движения нельзя считать равными, здесь в качестве характеристики вертикального перемешивания использован коэффициент перемешивания для количества тепла, полученный по формуле Шмидта [3]. При этом расчет теплозапасов воды в озере проведен по методу Муравейского [3] с использованием эмпирических зависимостей объема водной массы VZ, ограниченной изобатой Z, и площади сечения SZ на горизонте от глубины Z (рис. 3 *е*). В табл. 2 и 3 приведены характеристические константы оз. Плещеево и определенные с их помощью параметры взаимодействия эпилимниона и гиполимниона.

Таблица 2

Характеристические константы оз. Плещеево

Характеристика	Идентификатор	Значения	Пределы изменения, по [15]	Источник данных
Время водообмена	τW	1073,5 сут	$10—10^4$	Батиметрические измерения [13]
Горизонтальный размер	Lh	$9{,}3\cdot10^3$ м	$10^2—10^5$	То же
Максимальная глубина	Z_{max}	26 м	1—500	„
Средняя глубина	Z_{mean}	11 м	1—200	„
Глубина перемешиваемого слоя	Z_{mix}	1—4 м	1—20	„
Скорости горизонтальной адвекции				
Эпилимнион	Val	$4{,}75\cdot10^3$ м/сут	$10^3—2\cdot10^4$	[5]
Гиполимнион	Vah	—	$10^3—10^4$	[5]
Вертикальная вихревая диффузия				
Эпилимнион	kZl	90—579 м²/сут	$1—10^4$	Расчет через теплозапасы
Гиполимнион	kZh	0,2—5,6 м²/сут	0,1—10	То же

Таблица 3

Константы скоростей перемешивания

Процесс перемешивания	Формула	Константы скоростей перемешивания, $сут^{-1}$	
		по [15]	по данным Л. А. Кучай
Все озеро			
Водообмен	$kW = 1/\tau W$	10^{-4}—10^{-1}	0,19
Вертикальное перемешивание	$kd = kZl/(Z_{max})^2$	10^{-2}—10^{2}	≈ 18,5
Оседание взвешенного вещества	$kVS = VSh/Z_{mean}$	10^{-2}—10	
Эпилимнион во время стагнации			
Вертикальное перемешивание	$kdl = kZl/(Z_{mix})^2$	0,1—10^{3}	≈ 7,8
Оседание взвешенного вещества	$kVSl = VSl/Z_{mix}$	0,1—10	
Гиполимнион во время стагнации			
Обмен с эпилимнионом	$kP = kZh/(Z_{max} \cdot Z_{mix})$	10^{-5}—10^{-1} (если $\leq 3 \cdot 10^{-3}$, то скорость принимается гипотетической)	≈ 0,01 (0,002—0,06)
Вертикальное перемешивание	$kdh = kZh/(Z_{max})^2$	10^{-5}—10^{-1}	≈ 0,005 (0,0004—0,01)
Оседание взвешенного вещества	$kVSh = VSh/Z_{mean}$	10^{-2}—10	

Верификация модели проведена по данным, полученным в результате комплексного исследования озера в 1984 г. (рис. 4 *б*). Воспроизведение динамики переменных модели при измененных значениях внешних функций (климатических факторов) показало достаточно хорошее совпадение траектории модели с данными из-

мерений. В качестве критерия адекватности здесь использован индекс Тила

$$x = \sqrt{(1/n)\sum_{i=1}^{n}(x_{obs} - x_{sim})^2} \Big/ \sqrt{(1/n)\sum_{i=1}^{n}x_{obs}^2} + \sqrt{(1/n)\sum_{i=1}^{n}x_{sim}^2},$$

где x_{obs} и x_{sim} — наблюдаемые и расчетные значения переменной соответственно; n — количество измерений.

Максимальное значение индекса Тила при проверке модели на данных 1984 г. равно 0,36. Оно свидетельствует о том, что при заданном уровне информационной обеспеченности модель достаточно адекватно описывает динамику переменных.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бикбулатов Э. С. Химический состав органического вещества фитопланктона // Микробиологические и химические процессы деструкции органического вещества в водоемах. — Л., 1979.
2. Бикбулатов Э. С., Бикбулатова Е. М. Скорость распада органического вещества отмершего фитопланктона // Микробиологические и химические процессы деструкции органического вещества в водоемах. — Л., 1979.
3. Богословский Б. Б. Озероведение. — М., 1960.
4. Кузнецов С. И. Микрофлора озер и ее геохимическая деятельность. — Л., 1979.
5. Литвинов А. С. Структура течений в верхневолжских водохранилищах // Гидрологические и гидрохимические аспекты изучения водохранилищ. — Борок, 1977.
6. Михеева Т. М. Фитопланктон и продукция органического вещества // Биологические процессы и самоочищение на загрязненном участке реки. — Минск, 1973.
7. Моделирование процессов переноса и трансформации вещества в море. — Л., 1979.
8. Пырина И. Л. Определение первичной продукции фитопланктона по максимальному фотосинтезу, суммарной солнечной радиации и прозрачности воды // Гидробиол. журн. — 1979. — Т. 15, № 6.
9. Селютин В. В. Модельный подход к анализу системы „водосбор—озеро" // Реакция экосистемы на водохозяйственное преобразование их водосборов. — Л., 1983.
10. Умнов А. А. Математическая модель биотического круговорота вещества и энергии, происходящего в загрязненной реке // Биологические процессы и самоочищение на загрязненном участке реки. — Минск, 1973.
11. Функционирование озерных экосистем. — Рыбинск, 1983.
12. Шилькрот Г. С. Литоральный природный комплекс и его роль в эвтрофировании водоемов // Антропогенное эвтрофирование озер. — М., 1976.
13. Экосистема озера Плещеево. — Л., 1989.
14. Behrendt H. Mathematische Modellierung der Entwicklung von Phytoplanktonarten. — Berlin, 1984.
15. Chemical processen in lakes. — Berlin, 1985.
16. (Hutchinson D. E.) Хатчинсон Д. Е. Лимнология. — М., 1969.
17. (Jorgensen S. E.) Йоргенсен С. Э. Управление озерными экосистемами. — М., 1985.
18. Straskraba M., Gnauck A. Aguatishe Okosysteme vel bustav Fisher verlag. — Jena, 1983.

УДК 556.16.001.57

В. Н. Скляренко, В. Л. Скляренко

КОНЦЕПТУАЛЬНАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ СТОКА В БАССЕЙНЕ ОЗ. ПЛЕЩЕЕВО

Рассмотрено формирование стока на конкретном водосборе. Разработана концептуальная модель на основе сочетания географо-гидрологического и воднобалансового методов. Дана характеристика региона и описание стокообразующих процессов.

Исследования, проведенные сотрудниками ИБВВ РАН на оз. Плещеево в 1983—1986 гг., позволяют сделать вывод об изменении трофического статуса водоема в результате антропогенной нагрузки, оказываемой на его водосбор. Главными источниками антропогенного загрязнения считаются сельское хозяйство района, промышленность и коммунальное хозяйство единственного на территории бассейна г. Переславль-Залесского, расположенного на берегу озера.

Желание провести дифференцированную оценку влияния этих источников на качество поступающих в водоем вод является причиной создания модели формирования качества воды на водосборе. Предполагается, что основной вынос загрязняющих веществ происходит с поверхностным стоком (хотя в последние годы все чаще обсуждается проблема загрязнения подземных вод). В связи с этим создается модель формирования поверхностного стока водосборного бассейна оз. Плещеево.

Определяющим фактором водного режима территории является географический ландшафт [4]. Это сложная природная система, включающая климат, геологию, геоморфологию, почвы и растительность. Хозяйственная деятельность на территории бассейна ведет к формированию культурного ландшафта. И хотя нет резкой грани между природным и культурным ландшафтами, тем не менее антропогенные воздействия могут приводить к нарушению естественной структуры природного ландшафта и вызывать нежелательные последствия. Особенности ландшафта исследуемой территории учитываются при создании модели формирования стока.

Водосборный бассейн оз. Плещеево расположен в центре европейской части России между 56°33′ — 56°50′ с. ш. и 38°40′ — 39°04′ в. д. Его площадь равна 355 км^2, а с зеркалом озера — 406 км^2. Бассейн вытянут с северо-запада на юго-восток, где берет начало р. Трубеж, впадающая в озеро. В верховьях реки

© В. Н. Скляренко, В. Л. Скляренко

бифуркационным водоразделом является Берендеево болото. Проведение мелиоративных работ в этом районе привело к уменьшению водосбора р. Трубежа вследствие отчуждения части стока в бассейн р. Киржача. Замыкающий створ бассейна озера — исток р. Вексы, вытекающей из него. Кроме р. Трубежа в озеро впадает более 15 притоков, из которых речками можно считать только Куритень, Веськовку и Кухмарь, впадающих соответственно с юго-запада, юга и севера [11, 21].

Озерность бассейна без учета самого оз. Плещеево невелика. Небольшие озера и искусственные пруды занимают лишь 0,2 % всей площади.

Рельеф рассматриваемой территории неоднороден. Он определяется тем, что озеро и его бассейн расположены на границе между Нерльской низиной, примыкающей к озеру с северо-запада, и северными отрогами Клинско-Дмитровской гряды, подступающей к озеру с юга, которые относятся к формам макрорельефа. Нерльская низина представляет обширное песчано- и супесчано-болотистое понижение, сложенное древнеаллювиальными отложениями. Большая часть ее заболочена вследствие близкого к поверхности залегания грунтовых вод.

Отроги Клинско-Дмитровской гряды — это холмистая и пологоволнистая моренная равнина, изрезанная долинами рек и оврагами.

Наивысшая точка бассейна находится в южной его части и имеет отметку 252 м, наинизшая — урез воды в озере — 137,4 м. Максимальный перепад высот составляет 114,4 м. Средневзвешенные уклоны, рассчитанные для водосборов притоков р. Трубежа и речек, впадающих в озеро (рис. 1), позволяют детально характеризовать рельеф бассейна (см. таблицу). Как и следовало ожидать, большие значения уклонов характерны для частных водосборов, расположенных на отрогах Клинско-Дмитровской гряды (наибольший уклон 0,058), а меньшие — для водосборов, приуроченных к Нерльской низине (минимальный уклон 0,020). Следует отметить, что уклон части водосборной территории, прилегающей непосредственно к верховью р. Трубежа, также невелик и составляет 0,027.

Бассейн озера расположен в умеренно-континентальной климатической зоне. Его климат характеризуется умеренно теплым летом и холодной зимой. Средняя годовая многолетняя температура воздуха в г. Переславль-Залесском равна 3,1 °С. Самый холодный месяц года — январь, средняя месячная температура которого составляет – 11 °С, а минимальные температуры могут достигать – 35 . . . – 40 °С; самый теплый — июль со средней месячной температурой воздуха 17,4 °С, в редких случаях максимум температуры достигает 35 °С. Средняя продолжительность

безморозного периода 210 сут, а вегетационного (со средней суточной температурой воздуха выше 5 °С) — 170 сут. В продолжение всей зимы наблюдаются оттепели (до 30—40 сут за период с ноября по апрель).

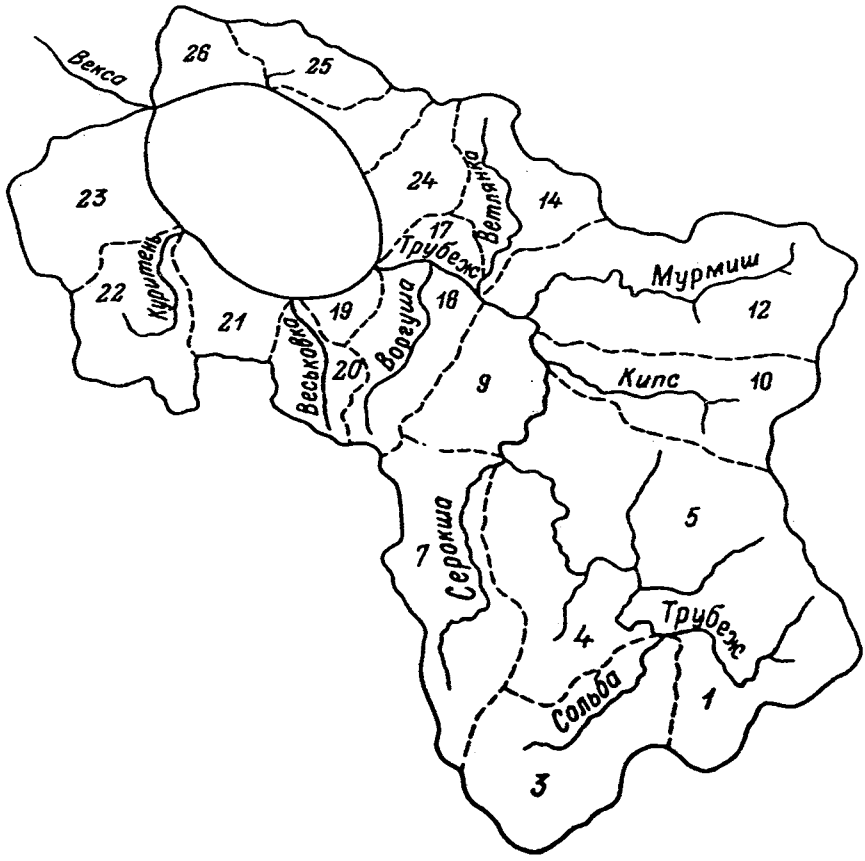


Рис. 1. Бассейн оз. Плещеево.
Пунктирные линии — водоразделы; цифры — частные водосборы.

Площади, структура и средневзвешенные уклоны частных водосборов бассейна оз. Плещеево

Номер водосбора	Площадь водосбора F, км^2	Площадь зоны близкого к поверхности залегания грунтовых вод S_G		Площадь зоны глубокого залегания грунтовых вод S		Структура S_G, %				Структура S, %				Средневзвешенный уклон водосбора
		км^2	% от F	км^2	% от F	поле	лес	луг	селитебная территория	поле	лес	луг	селитебная территория	
1	16,325	6,275	38,4	10,050	61,6	29,8	20,7	41,3	7,3	52,0	11,3	10,2	26,2	0,027
3	22,932	3,507	15,3	19,425	84,7	29,8	35,4	33,4	0,1	40,0	48,7	9,1	2,1	0,033
4	15,970	4,301	26,9	11,669	73,1	22,3	52,4	22,7	0,0	36,3	54,4	7,1	1,6	0,058
5	49,291	10,652	21,6	38,639	78,4	26,4	24,6	43,2	4,6	52,6	26,2	14,1	6,2	0,038
7	25,899	3,023	11,7	22,876	88,3	23,3	36,9	39,3	0,0	21,0	74,2	4,4	0,0	0,049
9	14,219	6,558	46,1	7,661	53,9	33,2	7,2	46,9	5,7	54,6	25,3	9,1	9,1	0,041
10	22,217	5,867	26,4	16,350	73,6	38,5	21,3	31,5	8,1	43,1	36,8	8,9	10,3	0,042
12	45,764	13,229	28,9	32,535	71,1	34,8	16,0	39,5	9,3	41,3	34,8	10,7	12,7	0,038
14	18,382	2,974	16,2	15,408	83,8	3,0	0,9	44,1	45,6	33,2	15,4	16,5	33,1	0,028
16	16,847	10,744	63,8	6,103	36,2	36,2	1,3	29,8	31,5	44,6	11,3	15,9	25,8	0,030
17	5,242	3,524	67,2	1,718	32,8	0,0	0,0	0,0	100	2,8	0,0	1,4	95,8	0,022
19	4,241	2,072	48,9	2,169	51,1	0,0	0,0	57,6	42,4	9,8	0,0	26,8	63,4	0,038
20	10,461	0,527	5,0	9,934	95,0	10,5	37,0	40,3	11,5	47,5	40,3	7,1	4,6	0,043
21	8,385	2,637	31,4	5,748	68,6	8,9	22,0	42,1	20,0	71,9	6,7	7,5	13,0	0,040
22	17,759	10,946	61,6	6,813	38,4	26,9	29,2	32,3	8,8	40,8	53,9	1,9	2,7	0,042
23	23,195	21,803	94,0	1,392	6,0	6,1	85,6	1,6	1,1	30,5	59,0	8,3	2,2	0,020
24	18,390	2,626	14,3	15,764	85,7	6,0	1,3	62,4	28,4	58,0	6,0	12,3	20,6	0,044
25	9,578	0,990	10,3	8,588	89,7	9,2	35,4	52,6	2,2	40,8	45,0	8,4	4,9	0,027
26	9,819	7,329	74,6	2,490	25,4	0,0	92,5	0,0	0,0	0,0	100	0,0	0,0	0,033

Примечание. Пропущенные номера водосбора — обозначения речных камер.

Норма годовых осадков для водосбора составляет 590 мм. Их сезонное распределение таково, что большая часть (60—70 %) осадков выпадает в теплое время года с апреля по октябрь. Максимальное количество наблюдается в июле, а иногда в мае. Жидкие осадки составляют 65—75 %, твердые — 15—25 %, смешанные — около 10—15 % общего количества.

Средний срок установления устойчивого снежного покрова приходится на 20—25 ноября. Наибольшей высоты он достигает в первой декаде марта, а среднее многолетнее значение равняется 35—50 см (по наблюдениям в поле). Продолжительность периода с устойчивым снежным покровом составляет 130—145 сут. Процесс снеготаяния весной проходит довольно быстро — за 5—8 сут. Средняя дата схода устойчивого снежного покрова приходится на первую декаду апреля [16].

Количество осадков весьма изменчиво во времени. Годовые суммы осадков могут превышать норму на 33—40 % в многоводные годы и могут быть на 30—40 % ниже ее в маловодные. В отдельные засушливые годы осадков выпадает в 5—6 раз меньше нормы. Тем не менее рассматриваемый водосбор находится в зоне достаточного увлажнения. Гидротермический коэффициент, характеризующий соотношение между приходом влаги с осадками и расходом ее на испарение и транспирацию, составляет 1,4—1,6.

Почвы бассейна формируются на почвообразующих породах, представленных ледниковыми, межледниковыми и послеледниковыми отложениями. Это покровные суглинки и глины, валунные (верхнеморенные) суглинки и древнеаллювиальные и флювиогляциальные пески [10].

Валунные суглинки весьма неоднородны по механическому составу, вследствие чего имеют большую плотность и обусловленную этим плохую водопроницаемость. Механический состав покровных суглинков характеризуется преобладанием пылеватых частиц. Благодаря своей структурности, т. е. однородному строению в вертикальном и горизонтальном направлениях, они более водопроницаемы, чем валунные суглинки. Древнеаллювиальные и флювио-гляциальные пески представляют послеледниковые песчаные отложения однородного строения.

Почвообразующие породы водосборного бассейна озера (рис. 2) играют большую роль в формировании структуры почв и их фильтрационных свойств. Почвы на покровных суглинках характеризуются оструктуренностью и удовлетворительной водопроницаемостью, создавая благоприятный для растений водно-воздушный режим. Однако распаханная почва на склонах обладает слабой эрозионной устойчивостью. Почвы на морене менее водопроницаемы, чем почвы на покровных суглинках, вследствие этого их верхние горизонты подвержены длительному переувлажнению во влажные периоды.

Почвы на аллювиальных отложениях имеют менее благоприятные агрохимические свойства и часто перенасыщены влагой из-за неглубокого залегания грунтовых вод [14].

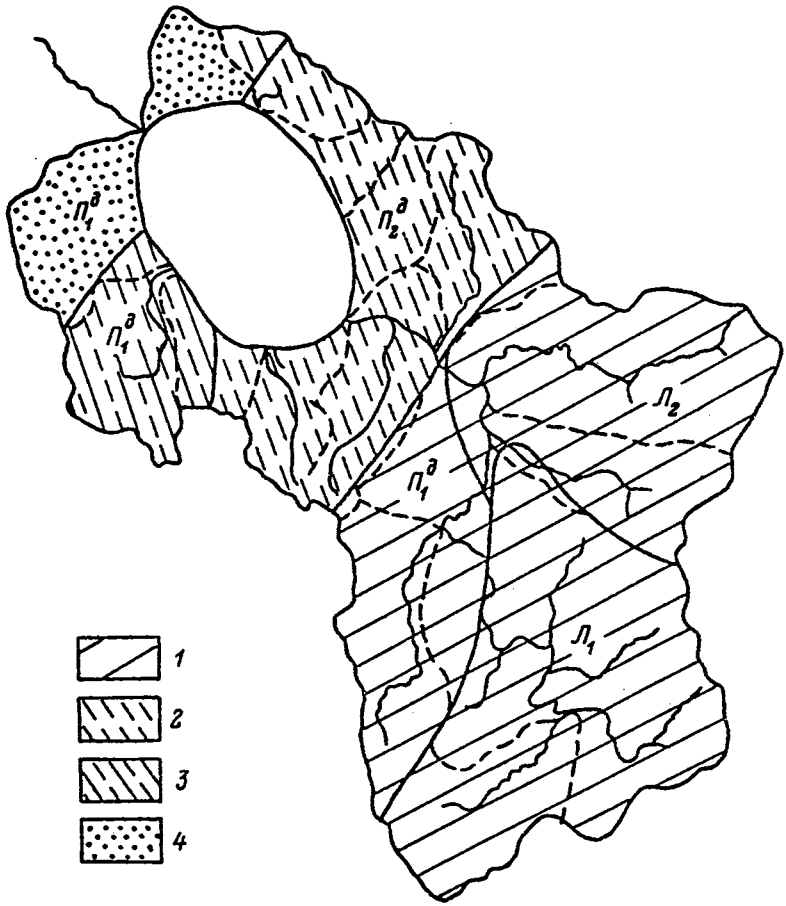


Рис. 2. Почвообразующие породы и почвы бассейна оз. Плещеево.
1 — покровные отложения; *2* — морена; *3* — глины и морена (валунные суглинки); *4* — аллювиальные отложения. $П_1^д$, $П_2^д$ — дерново-слабо- и дерново-среднеподзолистые почвы; $Л_1$, $Л_2$ — лесные светло-серые и серые почвы.

На упомянутых выше почвообразующих породах формируются главным образом дерново-подзолистые почвы (рис. 2). Для них характерна вертикальная неоднородность. В профиле целинных дерново-подзолистых почв четко различаются три горизонта: гумусовый, подзолистый и иллювиальный, постепенно переходящий в почвообразующую породу. Нижняя граница подзолистого горизонта обычно находится на глубине 25—30 см. В пахотных дерново-подзолистых почвах почти отсутствует подзолистый горизонт вследствие запашки его в верхний гумусовый горизонт. В зависимости от степени развития подзолообразовательного процесса дерново-подзолистые почвы бассейна делятся на сильно-, средне- и слабоподзолистые, различающиеся мощностью гумусового горизонта и содержанием гумуса, которое связано с механическим составом почвы. Оно колеблется от 0,9 % для легких супесчаных и песчаных почв до 2,5 % для суглинистых.

Значительные пространства в юго-восточной части бассейна заняты тяжелосуглинистыми светло-серыми и серыми лесными почвами, которые образовались на пылеватых покровных отложениях. Они характеризуются более мощным гумусовым горизонтом (25 и 35 см соответственно), чем дерново-подзолистые почвы, и отсутствием подзолистого горизонта. Содержание гумуса несколько больше: 2,0—2,5 % — в светло-серых и 2,5—3,5 % — в серых лесных почвах. Прочие типы почв занимают незначительную долю территории.

Неотъемлемой частью ландшафта являются биоценозы, которые находятся в тесной взаимосвязи с другими его компонентами. Не описывая детально растительные биоценозы бассейна озера, можно отметить, что последний по типу растительности относится к зоне смешанных лесов. Активное вмешательство человека в природу изменило естественный растительный покров региона. В настоящее время только 34,3 % площади занято лесом. В северной и северо-западной частях бассейна преобладают сосновые и березовые леса, в значительной степени заболоченные. Из сельскохозяйственных угодий здесь встречаются сенокосы и пастбища.

В хозяйственном отношении наиболее освоена возвышенная территория бассейна. Так, доля пашни на частных водосборах, прилегающих к северо-восточному и юго-западному побережьям озера, и в верховьях р. Трубежа достигает 50 %, хотя в среднем по бассейну она равна 35,2 %.

Отдельные лесные массивы невелики и представлены еловошироколиственными, сосновыми зеленомошными, березовыми и березово-осиновыми лесами [3]. Из возвышенных частных водосборов наиболее залесен бассейн р. Серокши, коэффициент лесистости которого достигает 0,7.

Пониженные формы рельефа, в том числе долины рек и ручьев, частично заболочены. Здесь преобладают луговая и кустарниковая растительность и елово-мелколиственные леса.

Все компоненты ландшафта в той или иной мере влияют на водный режим бассейна, однако водоносность рек и ручьев в первую очередь определяется условиями их питания, основным источником которого являются выпадающие осадки. По типу питания все водотоки бассейна относятся к смешанному снего-дождевому питанию.

Исходя из многолетнего водного баланса озера [22], можно проанализировать режим стока р. Трубежа. Он характеризуется наличием основного пика половодья (22,2 млн $м^3$) с резким подъемом уровня воды в реке и постепенным спадом и второго, менее значительного пика (2,17 млн $м^3$), наблюдаемого в летне-осенний период и соответствующего дождевым паводкам.

Для рек этого региона пик половодья приходится на апрель. Средняя дата начала половодья 4 апреля. В отдельные годы сроки начала половодья, его продолжительность и интенсивность могут сильно колебаться в зависимости от метеорологических условий [16]. Периоды минимального стока между двумя пиками соответствуют летней и зимней межени, последняя более продолжительна. Самый маловодный месяц — февраль (0,8 млн $м^3$).

Питание рек и озера тесно связано с подземными водами. Зона активного водообмена, дренируемая озером, занимает площадь около 440 $км^2$ и практически совпадает с поверхностным водосбором озера. Эту зону формируют водоносные горизонты и комплексы четвертичной, меловой и частично триасовой, пермской и каменноугольной систем, из которых наиболее водообильным является первый от поверхности напорный горизонт среднечетвертичных озерно- и водно-ледниковых отложений. Мощность его в районе озера достигает 50—70 см, а на территории водосбора изменяется от 10 до 40 м.

Юрско-меловой водоносный комплекс, состоящий из нескольких водоносных горизонтов, разделенных слоями глин, распространен повсеместно, за исключением центральной части района. Глубина залегания комплекса по территории изменяется от 11 до 60 м.

Скопления подземных вод достаточно водообильных горизонтов нижнего триаса и верхней перми сосредоточены в отдельных линзах песков и песчаников, залегающих в толщах глин, питание которых осуществляется из вышележащих водоносных горизонтов, а в зонах тектонических нарушений — из нижележащего водоносного комплекса нижнего и среднего карбона.

Грунтовые (безнапорные) воды залегают преимущественно в отложениях московской морены и в озерно-аллювиальных отложениях на глубине нескольких метров от поверхности земли, а в долинах озера и впадающих рек и ручьев — на глубине не менее 1 м. Там, где грунтовые воды выходят на поверхность, образуются болота и заболоченные участки. Разгрузка подземных и грунтовых вод происходит как в котловину озера, так и в его притоки.

В режиме уровней подземных вод, так же как и поверхностных, имеют место сезонные колебания. Им присущи весенний (апрель, май) и осенний (ноябрь) максимумы и абсолютный минимум, который наблюдается в марте. Амплитуда колебаний уровня грунтовых вод в отдельные годы может изменяться от нескольких десятков сантиметров до 1,0—1,5 м. Годовые колебания пьезометрических уровней напорных горизонтов несколько меньше — от нескольких сантиметров до 0,7—1,0 м (устное сообщение А. Ф. Савельева).

Рассмотренные выше особенности ландшафта водосбора оз. Плещеево положены в основу физико-географической дифференциации территории бассейна. С учетом гидрографии и рельефа выделено 19 частных водосборов. Это водосборы некоторых относительно крупных притоков р. Трубежа и речек, впадающих в озеро, а также участки, прилегающие непосредственно к р. Трубежу и побережью озера, не имеющие водотока (см. рис. 1). Границами являются естественные водоразделы.

Затем была выделена зона близкого к земной поверхности залегания грунтовых вод, так как последние во многом определяют влажностный режим почвы. При неглубоком их залегании увлажнение верхних слоев почвы происходит не только за счет атмосферных осадков, но и „испарения" влаги с зеркала грунтовых вод. Поэтому вводится условие, что влажность почвы в этой зоне всегда выше наименьшей полевой влагоемкости либо равна ей. В данной работе в качестве условного порогового значения была принята глубина 2,5 м от поверхности земли. Выделение зоны близкого залегания грунтовых вод производилось с помощью топографической карты и карты изогипс первого от поверхности водоносного горизонта (рис. 3; см. таблицу).

Для зон глубокого и близкого к поверхности залегания грунтовых вод каждого выделенного водосбора определялись площади условных элементарных участков, занимаемые лесом, пашней, лугом и селитебной территорией. Расчеты проводились по картам землепользования [15] (см. таблицу). Такой подход к выделению элементарных участков позволяет учесть как особенности природных стокообразующих факторов, так и специфику хозяйственной деятельности на каждом участке.

Рис. 3. Зона грунтовых вод с глубиной залегания менее 2,5 м от поверхности земли.

Анализ проведенной физико-географической дифференциации территории позволил выявить следующие особенности. На частных водосборах с большими средневзвешенными уклонами площадь зоны близкого к поверхности залегания грунтовых вод невелика. Значительная доля ее занята, как правило, лугом, а зоны

с глубоким залеганием грунтовых вод — пашней. Частные водосборы 9, 10, 12, 16 (см. рис. 1), прилегающие к р. Трубежу в его среднем и нижнем течении, имеют довольно обширные зоны неглубокого залегания грунтовых вод, которые занимают от 25 до 65 % их общих площадей. По сравнению с другими частными водосборами эти зоны характеризуются значительной степенью распашки, что может способствовать повышенному выносу удобрений в реку.

Из 19 частных водосборов 2 имеют почти однородную структуру (с точки зрения принятых признаков деления), водосбор 17 — селитебная территория, 26 — заболоченный лес.

Рассмотренные выше структурные особенности определяют количество и качество вод, стекающих с частных водосборов бассейна.

Моделирование поверхностного стока выполняется на основе воднобалансового подхода, традиционного в гидрологических исследованиях водосборных бассейнов [6, 11]. Хотя в настоящее время довольно широко используются физико-математические методы для описания склонового стока, выноса взвешенных и растворенных веществ с водосбора, русловых процессов и т. д. [7, 8], тем не менее модель формирования поверхностного стока водосбора оз. Плещеево строится на известных в гидрологии алгебраических зависимостях, описывающих стокообразующие процессы. Причиной этого является недостаток информации: если метеорологические наблюдения проводятся систематически, но в одной точке бассейна (ст. Переславль-Залесский), то гидрологические и гидрохимические данные по бассейну либо эпизодичны, либо вовсе отсутствуют.

При моделировании стока мы имеем дело с точечной моделью, в которой используются усредненные для территории характеристики. Но рассматриваемый бассейн, как всякая природная система, пространственно неоднороден. Физико-географическая дифференциация позволяет в какой-то мере учесть эту неоднородность. Каждый из выделенных элементарных участков бассейна считается однородным и характеризуется определенным набором параметров, которые используются при вычислениях.

Бассейн оз. Плещеево в целом можно считать замкнутым, так как поверхностный водосбор почти совпадает с подземным. Вводится допущение, что и частные водосборы также являются замкнутыми. Уравнение водного баланса в таком случае имеет вид

$$Q = Q_{\text{пов}} + Q_{\text{почв}} + Q_{\text{подз}} = P + \Delta S_{\text{сн}} - E - I - \Delta G, \qquad (1)$$

где Q — речной сток в замыкающем створе бассейна, который представляет сумму поверхностного ($Q_{\text{пов}}$), внутрипочвенного ($Q_{\text{почв}}$)

и подземного стоков ($Q_{подз}$); P — количество осадков; $\Delta S_{сн}$ — запасы воды в снежном покрове; E — испарение; I — инфильтрация, или накопление влаги, в почвогрунтах; ΔG — изменение запасов грунтовых вод в результате фильтрации.

В модели делается допущение о равномерном распределении осадков на территории бассейна. Это объясняется двумя причинами. Во-первых, отсутствием пространственно распределенных данных по осадкам, во-вторых, небольшой площадью водосбора.

В холодные месяцы года (средняя месячная температура воздуха ниже 0 °С) происходит накопление влаги в виде снега. В течение этого периода наблюдается и частичная водоотдача в результате зимних оттепелей, а затем полная водоотдача при весеннем снеготаянии.

Интенсивность снеготаяния описывается следующей формулой [13]:

$$h = b \sum t \ , \qquad (2)$$

где $\sum t$ — сумма положительных средних суточных температур за рассматриваемый период, °С; b — коэффициент стаивания, мм/ °С. Коэффициент зависит от многих факторов и изменяется в довольно широких пределах (от 0, 5 до 4,0 мм/°С). По данным снегосъемок в северо-западном районе европейской части России, средние многолетние значения коэффициента стаивания за время оттепелей равняются 2,5 мм/°С для открытых участков местности и 1,5 мм/°С для залесенных [10].

Считается, что водоотдача снежным покровом идет одновременно со всей площади, что вполне допустимо при малых размерах бассейна, и определяется как

$$h_b = 1/(1 + \alpha)kh, \qquad (3)$$

где h_b — интенсивность водоотдачи; $\alpha = 0{,}13$ — среднее значение водоудерживающей способности снега; k — доля площади, покрытой снегом; h — интенсивность снеготаяния.

Испарение, являющееся основной расходной составляющей водного баланса, рассчитывается по-разному в зависимости от времени года и растительного покрова. Для открытой местности при температуре воздуха ниже 0 °С испарение со снежного покрова выражается формулой

$$E = (0{,}24 + 0{,}05\, u)d, \qquad (4)$$

где u и d — средние суточные скорость ветра (м/с) и дефицит парциального давления пара (гПа) соответственно.

В теплый период года для расчета испарения используется зависимость, предложенная М. И. Будыко,

$$E = E_0 (W_1 + W_2)/2W_0, \tag{5}$$

где E_0 — испаряемость; W_1 и W_2 — запасы продуктивной влаги в метровом слое почвы в начале и конце временного шага, принятого в модели; W_0 — запас продуктивной влаги в метровом слое почвы при наименьшей полевой влагоемкости. Если средний запас влаги в почве $(W_1 + W_2)/2$ превышает W_0, то испарение принимается равным испаряемости. Последняя определяется как

$$E_0 = 0{,}65 \sum d, \tag{6}$$

где $\sum d$ — сумма дефицитов влажности воздуха [2].

При отсутствии надежных данных о запасах продуктивной влаги на водосборе последние оцениваются в соответствии с рекомендациями [16].

Испарение с леса в холодный период года (декабрь—март) пропорционально испарению со снега:

$$E = 1{,}25(0{,}24 + 0{,}05u)\, d. \tag{7}$$

Коэффициент пропорциональности больше единицы, так как происходит дополнительное испарение со снега, задержанного кронами деревьев. В переходный период (апрель, октябрь, ноябрь) испарение принимается равным испаряемости.

В вегетационный период расчет испарения с леса производится по формуле

$$\sum E = \alpha \sum E_0, \tag{8}$$

где $\sum E$ — сумма месячных испарений; $\sum E_0$ — сумма месячных значений испаряемости; α — коэффициент испарения, зависящий от безоблачного периода [16].

Процессы инфильтрации и фильтрации влаги в почвогрунтах зависят от их агрогидрологических свойств и влажности. Впитывание влаги происходит до достижения почвогрунтами некоторой критической влажности. В качестве такого порогового значения принята наименьшая полевая влагоемкость (НПВ). Следователь-

но, потери на увлажнение I представляют разность между НПВ и текущей влажностью почвогрунтов.

Наименьшая полевая влагоемкость является агрогидрологической характеристикой, зависящей от механического состава и плотности сложения почвы, что в свою очередь в значительной степени определяется характером почвообразующих пород. На территории бассейна выделено три типа почвообразующих пород: покровные суглинки, валунные суглинки (морена) и аллювиальные отложения. Соответственно определены градации агрогидрологических характеристик, в том числе НПВ.

Учтена вертикальная неоднородность почвогрунтов. В качестве условной границы между дерново-подзолистым А (0—30 см) и иллювиальным В (70—100 см) горизонтами принята глубина 30 см.

Используемые агрогидрологические характеристики (мм) для горизонтов А и В оценены по опубликованным материалам почвенных исследований [1, 18, 20] и по данным почвенного обследования некоторых хозяйств Переславского района:

	Влажность завядания (ВЗ)		Наименьшая полевая влагоемкость (НПВ)		Полная влагоемкость (ПВ)	
	А	В	А	В	А	В
Покровные суглинки	30	105	115	255	140	300
Морена	25	70	100	200	150	270
Аллювиальные отложения	13	72	75	100	120	275

При влажности почвы, превышающей НПВ, начинается процесс фильтрации влаги. Его скорость равна коэффициенту влагопроводности k_b, рассчитываемому по формуле Аверьянова—Будаговского [10]

$$k_b = k\,[(W - \text{ВЗ})/(\text{ПВ} - \text{ВЗ})]^4, \qquad (9)$$

где W — текущая влажность почвы, мм; ВЗ — влажность завядания, мм; ПВ — полная влагоемкость почвы, мм; k — коэффициент фильтрации, мм/мин.

Коэффициент фильтрации можно считать постоянным для ненабухающих почв, например песков. Для набухающих почв он изменяется в зависимости от влажности, т. е. уменьшается с увеличением последней, постепенно стабилизируясь. В связи с этим формула (9) дает удовлетворительные результаты при влажности почвы выше НПВ [10]. Учитывая эти замечания, в модели при расчетах используются значения k для установившегося процесса

фильтрации, а вычисления коэффициентов влагопроводности проводятся при текущей влажности почвы, превышающей НПВ.

Коэффициенты фильтрации дифференцированы с учетом типов почвообразующих пород, генетических горизонтов почвогрунтов и растительного покрова, так как фильтрационная способность леса за счет мощной корневой системы значительно выше, чем луга и пашни. Они оценены по литературным источникам [5, 10, 19] для горизонтов А и В (мм/мин):

	Поле		Лес	
	А	В	А	В
Покровные суглинки	0,2	0,007	0,60	0,07
Морена	0,14	0,0004	0,60	0,07
Аллювиальные отложения	0,3	0,3	3,0	3,0

В формировании внутрипочвенного и поверхностного стоков участвует влага, количество которой в теплый период определяется разностью между осадками и испарением, а в холодный — водоотдачей снега при оттепелях. Часть этой влаги идет на увлажнение почвогрунтов и просачивается в грунтовые воды. При моделировании этих процессов используется следующая схема. Рассматриваются два почвенных горизонта: дерново-подзолистый А и иллювиальный В, начальная влажность которых W_A и W_B соответственно. Для зоны с близким к поверхности залеганием грунтовых вод вводится допущение, что влажность почвы никогда не бывает меньше НПВ, т. е. $W_A \geq НПВ_A$ и $W_B \geq НПВ_B$. Иначе говоря, считается, что почвогрунты в этой зоне всегда достаточно увлажнены и потери на инфильтрацию равны нулю. В зоне с глубоким залеганием грунтовых вод эти потери определяются как разность между $НПВ_A$ и W_A. Если количество поступившей на поверхность влаги превышает это значение, то идет процесс фильтрации со скоростью, равной коэффициенту влагопроводности.

Из-за различия фильтрационных свойств генетических почвенных горизонтов А и В происходит перераспределение влаги между ними пропорционально соответствующим коэффициентам влагопроводности. Влага, задерживающаяся на временном водоупоре, каковым является граница между горизонтами А и В, формирует внутрипочвенный сток, а если ее количество превышает полную влагоемкость горизонта А, — то и поверхностный сток. В горизонте В идет процесс инфильтрации, если его влажность меньше $НПВ_B$, а при достижении наименьшей полевой влагоемкости — процесс фильтрации влаги в грунтовые воды.

Скорость внутрипочвенного стока, или верховодки, по временному водоупору определяется по формуле

$$V_в = k_{вА}\, i, \tag{10}$$

где i — уклон водоупорной поверхности; $k_{вА}$ — коэффициент влагопроводности горизонта А. Вводится допущение, что водоупорная поверхность параллельна земной поверхности, и в качестве i в формуле (10) используется средневзвешенный уклон частного водосбора. При движении влаги по временному водоупору происходит дополнительная фильтрация ее в горизонт В. Это вторичное перераспределение пропорционально скоростям внутрипочвенного стока и фильтрации в горизонте В ($V_в : k_{вВ}$).

Расчеты по данной схеме проводятся в том случае, если осадки превышают испарение. В противном случае происходит потеря влаги из почвогрунтов, сначала из горизонта А до достижения влажности завядания $ВЗ_А$, а затем и из горизонта В.

При моделировании движения воды в почве учитывается возможность возникновения водонепроницаемого слоя. Его формирование зависит от влажности почвы и глубины промерзания. Используются данные наблюдений за глубиной промерзания под естественным растительным покровом, которые проводятся на метеорологической станции г. Переславль-Залесского.

Водонепроницаемый слой в лесу образуется крайне редко благодаря меньшей глубине промерзания почв и их большей фильтрационной способности. Глубина промерзания почвы в лесу $L_л$ определяется по формуле (10)

$$L_л = 0{,}1\,(L_п)^{1{,}4} - 5, \tag{11}$$

где $L_п$ — глубина промерзания почвы в поле.

При глубине промерзания менее 0,3 м водонепроницаемый слой существует непродолжительное время, не оказывая заметного влияния на инфильтрационную способность почв, поэтому значение 0,3 м при расчетах принято в качестве порогового.

Инфильтрация в водонепроницаемый слой [10]

$$V = 0{,}89d \tag{12}$$

зависит от дефицита влажности почвы (от полного насыщения) этого слоя. При влажности промерзшей почвы, близкой к полной влагоемкости, инфильтрационная способность ее практически

равна нулю. В этой ситуации поступающая на поверхность почвы влага образует поверхностный сток.

Водонепроницаемый слой разрушается после схода снежного покрова. Влага, впитавшаяся в этот слой почвы, перераспределяется по рассмотренной выше схеме, формируя внутрипочвенный и поверхностный стоки и пополняя запасы грунтовых вод.

Подземный сток, формирующийся из безнапорных (т. е. грунтовых) и напорных вод, определялся по данным о разгрузке подземных вод, рассчитанной в узлах ортогональной сетки с шагом 1 × 1 км, которая покрывает весь бассейн озера. Эти данные были получены специалистами ВСЕГИНГЕО путем вычислений, проведенных с помощью математической модели, описывающей динамику подземных вод в пределах всей толщи активного водообмена (устное сообщение А. Ф. Савельева). Параметры модели установлены по результатам опытных откачек. Объем подземного стока с каждого частного водосбора определен как сумма разгрузок в соответствующих узлах сетки. Причем, поскольку разгрузка подземных вод в течение года колеблется несущественно, объем подземного стока на каждом временном шаге нашей модели был принят постоянным, равным среднему годовому стоку с данного частного водосбора.

Контрольные расчеты по представленной здесь концептуальной модели формирования стока, выполненные для одного частного водосбора — бассейна р. Воргуши (притока р. Трубежа), дали вполне приемлемые результаты. Это позволяет надеяться, что и модель в целом будет достаточно адекватно отражать процесс стокообразования в бассейне оз. Плещеево.

Программное оформление модели на языке TURBO PASCAL выполнено в основном А. В. Камышанским и Г. А. Угольницким. Программа представляет собой систему вложенных циклов, осуществляющих вычисления по элементарным участкам, зонам залегания грунтовых вод, частным водосборам и временным отрезкам: декада, месяц, год. Расчеты стока ведутся с шагом, равным одной декаде. На печать выдается сток в замыкающих створах всех частных водосборов.

Эксперименты с моделью продолжаются. Конечной целью настоящей работы является создание имитационной модели формирования стока и качества воды и разработка рекомендаций по оптимизации природопользования в Переславском районе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агрофизическая характеристика почв Нечерноземной зоны европейской части СССР. — М., 1976.
2. Алпатьев А. М. Влагооборот культурных растений. — Л., 1954.
3. Атлас Ярославской области. — М., 1964.
4. Глушков В. Г. Вопросы теории и методы гидрологических исследований. — М., 1961.
5. Зайдельман Ф. Р. Гидрологический режим почв Нечерноземной зоны. — Л., 1985.
6. Корень В. И. Моделирование процессов формирования стока рек лесной зоны ЕТС // Метеорология и гидрология. — 1980. — № 10.
7. Кучмент Л. С. Математическое моделирование речного стока. — Л., 1972.
8. Кучмент Л. С., Демидов В. Н., Мотовилов Ю. Г. Формирование речного стока. — М., 1983.
9. Ножин Л. Л. Почвы центральной лесной области // Почвы СССР. — М.; Л., 1939.
10. Оценка потерь талых вод и прогнозы объема стока половодья / Л. К. Вершинина, О. И. Крестовский, И. Л. Калюжный, К. К. Павлова. — Л., 1985.
11. Опыт разработки и применения математических моделей бассейнов малых рек / В. А. Румянцев, С. А. Кондратьев, Н. И. Капотова, Н. А. Ливанова. — Л., 1985.
12. Первухин М. Переславское озеро // Труды Переславль-Залесского историко-художественного и краеведного музея. — Переславль-Залесский, 1927. — Вып. 2.
13. Попов Е. Г. Вопросы теории и практики прогнозов речного стока. — М., 1963.
14. Почвенный покров Нечерноземья и его рациональное использование. — М., 1986.
15. Проекты внутрихозяйственного землеустройства колхозов „Правда", „Дружба", „Прогресс", „Красная заря" и совхозов „Рассвет", „Новоселье", „Глебовский" на 1985 г. — Переславль-Залесский, 1984.
16. Рекомендации по расчету испарения с суши. — Л., 1976.
17. Ресурсы поверхностных вод СССР. — 1973. — Т. 10, кн. 1.
18. Справочник агрогидрологических свойств почвы центральных областей нечерноземной полосы европейской территории СССР. — Л., 1962.
19. Субботин А. И. Сток талых и дождевых вод. — М., 1966.
20. Уланова Е. С. Методы агрометеорологических прогнозов. — Л., 1959.
21. Фортунатов М. А., Московский Б. Д. Озера Ярославской области: Кадастровое описание и краткие лимнологические характеристики // Озера Ярославской области и перспективы их хозяйственного использования. — Ярославль, 1970.
22. Экосистема озера Плещеево. — Л., 1989.

УДК 556.551.47 : 57.03

Э. С. Бикбулатов, Е. М. Бикбулатова

КИНЕТИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗЛОЖЕНИЯ ОРГАНИЧЕСКИХ ВЕЩЕСТВ В ПРИТОКАХ РЫБИНСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА

Показано, что относительно стойкая часть органического вещества притоков Рыбинского водохранилища разлагается со скоростью реакции нулевого порядка. Регенерированные при этом биогенные элементы не имеют решающего значения в пополнении запасов питательных веществ в рассматриваемом водоеме.

Результаты теоретических и экспериментальных исследований процессов деструкции автохтонных и аллохтонных органических веществ (ОВ) широко используются при оценке самоочищающей способности водоемов и водотоков, подводя к научно обоснованным нормам нагрузок различными поллютантами органической природы. Они позволяют установить долю депонированных запасов питательных элементов, вовлекаемых в биотический круговорот за данный промежуток времени, и их потенциальную значимость для фотосинтетической деятельности первичных продуцентов. Итак, можно сказать, что кинетические исследования процессов трансформации ОВ являются одними из важнейших звеньев на путях построения количественной теории функционирования водных экосистем.

Любые ОВ, как поступающие извне, так и образующиеся в самом водоеме, под воздействием физических, химических и биологических факторов неизбежно подвергаются различного рода преобразованиям. Первые две группы факторов обычно проявляются только на локальных участках и не играют значительной роли в трансформации ОВ [7, 31]. Ведущими агентами, разрушающими и преобразующими ОВ в природных водах, выступают различные гетеротрофные организмы, в первую очередь бактерии, которые используют разнообразные органические соединения в качестве конструкционного и энергетического материала [7, 41].

Обобщение многочисленных экспериментальных данных позволило почвоведам расчленить процесс трансформации ОВ на два основных, тесно связанных между собой звена — минерализацию и гумификацию [3]. Нет оснований полагать, что процессы в водной среде протекают принципиально иначе. Минерализация ведет к образованию простейших продуктов распада — CO_2, NH_3, NO_3^-,

© Э. С. Бикбулатов, Е. М. Бикбулатова

PO_4^{3-} и других, которые могут немедленно включаться в биотический круговорот, в то время как процесс гумификации сопровождается укрупнением и конденсацией (уплотнением) молекул, вследствие чего эта часть ОВ становится все менее и менее доступной природному сообществу организмов. Полагают, что биогенные элементы, входящие в состав гумуса, попадая с водным стоком в водоемы, не будут принимать активного участия в формировании внутриводоемного круговорота питательных веществ.

Однако в реальных ситуациях с речным стоком в водоемы поступают трансформированные ОВ в состоянии, далеком от его полной стабилизации, поэтому при продолжающейся деградации этого вещества в окружающую среду может выделяться заметное количество простейших форм азота и фосфора. Оно будет определяться временем пребывания рассматриваемого ОВ в водоеме, направленностью процессов трансформации и скоростью его разрушения в конкретных условиях. Чрезвычайное разнообразие органических соединений, обнаруженных в гидросфере, — здесь встречаются белки, жиры, углеводы, амино- и карбоновые кислоты, алифатические и гетероциклические соединения, лигнин, целлюлоза, гуминовые и фульвокислоты и множество других, более или менее сложных по структуре и составу веществ, априори заставляют предполагать различную доступность их бактериальной атаке. Действительно, минерализация таких простых соединений, как глюкоза, аминокислоты и другие, в природных условиях проходит за считанные сутки или часы, тогда как для разложения даже части гумусовых кислот требуются долгие годы [3, 17, 19—23, 40, 43].

Широкие исследования механизмов и масштабов деструкционных процессов, начатые в начале века санитарными гидробиологами и специалистами по очистке хозяйственно-бытовых сточных вод, привели к вскрытию многих закономерностей, лежащих в основе химического и биохимического окисления ОВ, к выявлению основных факторов, оказывающих существенное влияние на протекание процесса. Однако, глубокий анализ обширного литературного материала, проведенный отечественными специалистами [1, 10, 11], выявил недостаточность и неоднозначность общих представлений как о механизмах, так и о динамике процесса биохимического потребления кислорода (БПК) в закрытой системе. Крайне незначительны сведения о процессах трансформации природных органических соединений, что сдерживает развитие теории для этого класса веществ и тем самым негативно влияет на решение важных народнохозяйственных задач, связанных с установлением продукционных возможностей водоемов.

Все вместе взятое стало побудительной причиной постановки задачи изучения кинетических закономерностей разложения природных ОВ на примере относительно слабо загрязненного продуктами антропогенного происхождения вод притоков и основных водных масс Рыбинского водохранилища. Исследования развивались в следующих направлениях:

1) выбор адекватных методов описания кинетики сложных многокомпонентных систем;

2) оценка кинетических параметров разложения трудноразлагаемой и лабильной фракции природных ОВ на основе экспериментальных данных;

3) оценка времени стабилизации ОВ по отношению к возможностям его использования в качестве органического субстрата для конструкционного и энергетического обмена;

4) оценка значимости образующихся в результате биохимической деградации ОВ биогенных элементов в формировании внутриводоемного круговорота и повышении продуктивности.

Эксперименты поставлены в 1987—1988 гг. с пробами воды, отобранными в Рыбинском водохранилище с глубины 1 м в стеклянные бутыли емкостью 20 л. Спустя 1,0—1,5 сут в лаборатории воду разливали в склянки емкостью 150 мл с притертыми пробками и закрывали колпачками, заполненными той же водой. Приготовленные пробы (по 3 аликвоты на каждый срок экспозиции) ставили в темное помещение, где поддерживали постоянную температуру (20 ± 2 °С). Только в сентябре 1987 г. опыт был поставлен при температуре 15 °С, которая соответствовала температуре водотоков во время отбора проб. При тех же условиях в отдельных сосудах хранили и образцы воды для изучения регенерации N и P из органических соединений. В намеченные сроки по общепринятым методикам [2, 42] определяли содержание O_2 и форм N и P. За ходом нитрификации следили путем отбора проб из больших бутылей практически через сутки; их выдерживали при точно таких же внешних условиях. В начале и конце инкубации и в некоторые промежуточные сроки определяли $C_{орг}$, бихроматную окисляемость (ХПК), цветность, pH, поглощение в ультрафиолетовой области спектра. Для установления скоростей деструкции трудноразлагаемой части ОВ были поставлены аналогичные опыты с пробами вод, предварительно выдержанными в темноте в течение 2 мес.

Основной метод исследования кинетики биохимической деградации ОВ — установление количества O_2, потребленного в опытных склянках к определенному промежутку времени, — выбран в силу его высокой чувствительности. Однако молекулярный кислород может расходоваться на окисление не только органических,

но и неорганических соединений, и это обстоятельство существенно усложняет интерпретацию полученных результатов. Существуют также серьезные разночтения в исходных посылках, заложенных в саму основу понятия биохимического потребления O_2 как за определенное количество суток, так и полного БПК, без анализа которых невозможен прогресс в исследовании кинетики деструкционных процессов.

Оценка метрологических характеристик биохимического потребления кислорода

По Государственному стандарту СССР [5, с. 3] принято следующее определение: „биохимическое потребление кислорода — это количество кислорода, потребляемое при биохимическом окислении содержащихся в воде веществ в аэробных условиях". При таком понимании процесса БПК не важно, соединения какой природы (неорганической или органической) будут трансформироваться при участии молекулярного кислорода. Более распространенное понятие БПК связывает расход O_2 только с окислением органических веществ [25]. Отсюда проистекают требования учета нитрификации и других процессов, связанных с потреблением O_2 неорганическими соединениями (например, NH_4, NO_2^-, Fe^{2+}, SO_3^{2-}, $S_2O_3^{2-}$ и т. п.). Приведенные формулировки понятия БПК, однако, не противоречат друг другу, они отражают различные стороны сложной совокупности процессов, происходящих как в опытных склянках, так и в водоемах. Требуется лишь их четкое разграничение при анализе и использовании литературных данных, особенно раннего периода исследований. Первая из них (согласно ГОСТу [5]), вероятно, будет более употребительной при санитарно-гигиенических оценках качества сточных вод, особенно в связи с риском создания анаэробных условий в водоемах, поскольку при оценке возможности возникновения дефицита O_2 на участках ниже сброса сточных вод природа окисляющихся соединений не имеет значения: как неорганические, так и органические вещества приводят к неблагоприятным воздействиям в равной степени. Понятие БПК во втором смысле, т. е. в смысле трат O_2 на окисление только органических соединений, преимущественно используется в практике гидробиологических и гидрохимических исследований обычно с целью оценки лабильной фракции водорастворимых и взвешенных ОВ. Однако исследования в любой области не исключают применения результатов, подпадающих под обе формулировки.

Термином „полное" БПК часто обозначают потребление O_2 при биохимическом окислении пробы воды, доведенном (сколько бы суток на это не потребовалось) до начала нитрификации [34]. Но в природных водах в определенные периоды бактериальные процессы преобразования форм N, в том числе и нитрификация, имеют место уже непосредственно в момент отбора проб. Естественно, они будут продолжаться и в опытных склянках с пробами. При нормальном протекании процесса нитрификация наступает спустя 7—10 сут после постановки опытов. Эти наблюдения исключают возможность широкого использования понятия „полного" БПК в такой трактовке и тем самым результатов опытов, опирающихся на это понятие. Иногда 20-суточное БПК отождествляют с „полным" [13, 21, 44], хотя хорошо известно, что потребление O_2 в воде не прекращается и спустя 1,0—1,5 мес. Используется и понятие „расчетного полного" БПК, которое получают путем умножения количества ОВ на среднее значение кислородного эквивалента, равного 1,4 [21]. Приведенная схема его вычисления прямо указывает на то, что получающееся значение характеризует ОВ по количеству O_2, необходимому для его полного окисления, т. е., по сути, должна быть ближе к экспериментально определенной бихроматной окисляемости. Количество O_2, рассчитанное по уравнениям кинетических кривых, также может приниматься за „полное" БПК [16].

Неоднозначность критериев „полного" БПК связана не только с невозможностью установления метрологических характеристик, но и с чрезвычайно сложной картиной процессов окисления. Разложение трудноокисляемых соединений может длиться годами, а лабильных веществ — несколько суток. Эти обстоятельства ставят под сомнение целесообразность применения „полного" БПК в качестве независимого параметра, и в конечном счете от него как нормируемого показателя качества вод отказываются.

При кинетических исследованиях все эти факторы непременно должны быть учтены. Наряду с этим чрезвычайная сложность химического состава природных ОВ создает дополнительные трудности. Теоретическая и практическая невозможность полного описания рассматриваемой системы приводит к необходимости существенного ее упрощения, что может быть достигнуто путем искусственного выделения в составе ОВ ряда фракций, обладающих примерно одинаковыми кинетическими характеристиками. Какие возможности здесь имеются?

Кинетика процесса БПК и фракционность ОВ. Значения 5-суточного и других краткосрочных экспериментов могут дать лишь очень приближенное представление об относительном содержании ОВ, способных окисляться микроорганизмами в первую

очередь, т. е. нестойких соединений. Для оценки масштабов потребления O_2 в самих водоемах необходимы значения БПК, полученные при более длительном хранении вод. Такие эксперименты проводились с давних пор. В опытах с зимними водами рек Волги и Москвы, длившихся в течение 8 мес при температуре 14—24 °С, цветность убыла на 42—46 %, окисляемость по Кубелю — на 30—34 %, $N_{орг}$ — на 40—54 %, $P_{орг}$ — на 42—50 % [21].

В другой серии опытов [19], поставленных на 16 пробах воды различных рек Подмосковья и прилегающих районов, цветность убыла на 3—10° или не менялась вовсе; содержание фосфатов увеличилось на 12—120 мкг/л, нитратов — на 0,05—1,85 мг/л. За 3 мес хранения при температуре 15—20 °С БПК изменялось в пределах 11—50 % от вычисленной потребности в кислороде. Самые низкие значения были получены для вод, богатых гуминовыми веществами болотного происхождения, а также для вод, отобранных в зимнее время. Самые высокие значения характерны для летних проб с относительным преобладанием лабильных органических соединений. Одновременно было установлено, что спустя 40—60 сут процессы в опытных склянках стабилизируются, и с этого времени O_2 расходуется только на окисление сложного комплекса стойких ОВ. Для семи отдельных проб разных речных вод, отобранных в весенне-летний период, отношение потребления O_2 за 10 сут для периода инкубации 90—100 сут к вычисленному полному БПК составило от 0,7 до 1,8 %, несмотря на большой размах колебаний окисляемости (от 2,2 до 27,1 мг/л). Полученные результаты были использованы для весьма приближенной оценки скоростей окисления стойкого ОВ. Расчет показал, что при температуре 15—20 °С за год в водоемах может подвергаться деградации от 25 до 68 % (в среднем 50 %) такого вещества, при температуре 8 и 0 °С соответственно 23 и 10 % [19].

Из опытных данных по биохимическому потреблению O_2 органическим веществом нефильтрованных природных вод известно, что процесс в основном заканчивается также за 20—30 сут [19]. В. Т. Каплин [6] предлагает различать три группы веществ — биологические мягкие, промежуточные и биологически жесткие.

Изучив кинетику распада ОВ морских вод, Огура [37] выделил две лабильные и одну стабильную фракции. Приблизительно 10—20 % приходилось на первую лабильную фракцию, 30—40 % — на вторую, а остальные 50 % были представлены трудноразлагаемыми соединениями. Константы скорости разложения составляли 0,0052 $сут^{-1}$ для валового вещества и 0,033 $сут^{-1}$ для первой лабильной фракции.

Трехкомпонентной системой пользовались и при исследованиях способности природных ОВ поддерживать жизнедеятельность бактериального ценоза в течение длительного времени. Выделено три фракции: легкоусвояемая, разложение ОВ которой заканчивается в первые 3—5 сут, слабоусвояемая — в промежутке между 5 и 55 сут, трудноусвояемая — после 55 сут до конца экспозиции [13, 14]. За 1 год в экспериментальных условиях распадалось от 51 до 93 % наличного количества ОВ воды Рыбинского водохранилища, что свидетельствует о его высокой трофической ценности. Несмотря на отсутствие серьезного кинетического анализа, полученные данные [14] расширили наши представления об интенсивности процессов, происходящих в опытных склянках, и позволили в первом приближении оценить роль различных фракций ОВ в метаболизме микрофлоры. Индивидуальные скорости обновления или деструкции конкретных соединений, а также отдельных фракций ОВ в конкретных сообществах особенно важны для экологии, в том числе и водной. В длительных экспериментах по исследованию биохимического разложения ОВ отмершего фитопланктона было показано, что процесс удается описать с достаточной для многих практических целей точностью, если принять, что в составе исходного ОВ присутствуют по крайней мере две различающиеся по своим скоростям распада фракции [4]. К трудноразлагаемой (стойкой) фракции исходного планктона условно отнесены органические соединения и фрагменты сложных веществ, скорость распада которых близка или совпадает со скоростью деструкции части ОВ, остающейся к концу опыта. Эта фракция включала также и лабильные („потенциально устойчивые") соединения, из которых в процессе трансформации могли образоваться относительно устойчивые к бактериальному воздействию соединения. Остальная часть отнесена к легкоразлагаемой (лабильной) фракции, которая разлагалась примерно за 1 мес. Количество трудноразлагаемой фракции составляло 40—45 % исходного вещества.

Двухкомпонентной моделью этого типа мы будем пользоваться и в дальнейшем, поскольку, как показывает опыт, попытки увеличения количества рассматриваемых фракций до трех и выше неоправданно усложняют формально-кинетическое описание системы, не внося существенных изменений в понимание процесса. Такая модель строится из того, что каждая фракция с начала опыта разлагается с присущей только ей скоростью. Множество приемов, предложенных для анализа экспериментальной кинетической кривой, предполагает, что выбор из них может быть сделан только на основе тщательного методологического анализа.

Кинетические модели процессов разложения ОВ. Строгое аналитическое представление скоростей разложения исключительно сложной системы сталкивается с непреодолимыми трудностями не только технического порядка. Принципиальная невозможность ее полного описания определяется существованием необозримых флюктуаций концентраций и состояний веществ в пространстве и времени в совокупности с высокой вариабельностью сообществ организмов-деструкторов. Осознание этого факта давно привело исследователей к отказу от заведомо бесплодных попыток полного описания процессов и переходу к моделированию процессов минерализации с помощью простейших уравнений формальной химической кинетики.

Исторически первым на этом пути было использование уравнений реакций первого порядка, и эта модель до настоящего времени остается наиболее употребительной в практике гидрохимических и санитарно-гидробиологических исследований.

В этой модели [27, 29] скорость убыли ОВ в результате микробиального окисления в соответствии с общим уравнением $C \rightarrow B$ в любой момент времени t прямо пропорциональна его наличному количеству C, т. е.

$$dC/dt = k_1 C, \qquad (1)$$

или в интегральной форме

$$C = C_0 \cdot 10^{-k_1 t}, \qquad (2)$$

где C_0 — концентрация ОВ в начале опыта; $k_1 = 0{,}4343k$ — константа скорости реакций 1-го порядка. На практике часто принимают, что изменения концентрации исходного вещества и B (продукта реакции) связаны между собой соотношением

$$-dC/dt = dB/dt,$$

или в интегральной форме

$$C_0 - C = B - B_0 ,$$

хотя, строго говоря, они справедливы только для гомофазных реакций, протекающих в замкнутой системе. Величина $C_0 - C = C_t$ характеризует глубину превращения, т. е. определяет количество вещества, окислившегося к данному времени. Она равна нулю в начальный момент и растет по мере накопления

продуктов реакции. Замена C на $C_0 - C_t$ в уравнении (2) приводит к формуле

$$C_t = C_0(1 - 10^{-k_1 t}). \quad (3)$$

Широкое распространение этого подхода в гидрохимической и гидробиологической практике связано с тем обстоятельством, что он точно отражает кинетику БПК в тех случаях, когда разложение ОВ в замкнутых склянках проходит в соответствии с уравнением односторонней химической реакции первого порядка. В терминах БПК ее можно записать следующим образом:

$$\text{БПК}_t = \text{БПК}_\infty(1 - 10^{-k_1 t}), \quad (4)$$

где БПК_∞ — так называемое „полное", или расчетное, БПК (в сущности, значение этого параметра при $t = \infty$); БПК_t — количество потребленного O_2 к данному моменту времени.

Уравнение (4) содержит два неизвестных параметра — константу скорости k_1 и БПК_∞. Для их оценки по экспериментально полученной кинетической кривой реакции предложено несколько приемов. Теоретически было показано [8], что если на кинетической кривой первого порядка взять точки, связанные соотношением $t_2 = 2t_1$, то рассматриваемые искомые величины можно вычислить по следующим формулам:

$$\text{БПК}_\infty = \text{БПК}_t^2/(2\text{БПК}_t - \text{БПК}_{2t}); \quad (5)$$

$$k_1 = (1/t)\lg[\text{БПК}_t/(2\text{БПК}_t - \text{БПК}_{2t})]. \quad (6)$$

Нами получены аналитические решения для системы уравнений вида (4) и при соотношении $t_2 = 3t_1$, однако они довольно громоздки, например

$$\text{БПК}_\infty = (3\text{БПК}_t^2 + \text{БПК}_t\sqrt{4\text{БПК}_t\,\text{БПК}_{3t} - 3\text{БПК}_t^2}) / 2(3\text{БПК}_t - \text{БПК}_{3t}),$$

и вряд ли могут найти широкое применение в практических исследованиях. Фуджимото [29] и другие [27, 32] представили

графические способы решения исходного уравнения (4), пригодные для оценки параметров БПК$_\infty$ и k_1 по экспериментальным данным, полученным как через регулярные, так и нерегулярные промежутки времени. Они показали, что основное уравнение (4) можно преобразовать и привести к следующему виду:

$$БПК_{t+h} = БПК_\infty(1 - 10^{-k_1 h}) + 10^{-k_1 h}\, БПК_t$$

или

$$(БПК_{t+h} - БПК_t) / БПК_\infty(1 - 10^{-k_1 h}) + БПК_t / БПК_\infty = 1.$$

Графики этих функций в координатах БПК$_{t+h}$ или БПК$_{t+h}$ – БПК$_t$ относительно БПК$_t$ суть прямые линии, отсекающие на оси абсцисс отрезки, пропорциональные k_1 в первом случае и БПК$_\infty$ во втором, и по которым легко установить численные значения соответствующих параметров.

Выполнение линейной зависимости между этими величинами, а также между lg БПК$_t$ или lg (БПК$_\infty$ – БПК$_t$) и временем реакции, является основным критерием, позволяющим считать, что исследуемый процесс подчиняется кинетике реакций 1-го порядка.

Однако уже на ранних этапах исследований биохимической деструкции ОВ было обнаружено, что далеко не весь эмпирический материал может быть описан формально-кинетическими уравнениями 1-го порядка. Были предприняты попытки представления процесса кинетическими уравнениями более высоких порядков, в том числе 2-го. В соответствии с этой моделью скорость убыли ОВ пропорциональна квадрату его наличной концентрации в каждый данный момент времени, т. е.

$$-dC/dt = k_2 \cdot C^2. \qquad (7)$$

Интегрирование при начальных условиях $C = C_0$ при $t = 0$ дает

$$k_2 = (1/t)\,(C_0 - C)/C_0 C. \qquad (8)$$

Заменой $C = C_0 - C_t$ оно приводится к виду (разрешенному относительно C_t)

$$C_t = k_2 t C_0^2/(1 + k_2 t C_0). \quad (9)$$

В терминах БПК уравнение (9) выглядит следующим образом:

$$k_2 = (1/t)\text{БПК}_t/\ [\text{БПК}_\infty(\text{БПК}_\infty - \text{БПК}_t)]. \quad (10)$$

Все величины в уравнениях (8) — (10) те же самые, что и в (2) — (4), за исключением константы скорости реакции, которая имеет размерность литр на миллиграмм в сутки.

Попытки применить эти уравнения к экспериментальным данным привели к конфликтной ситуации. Некоторые исследователи нашли, что уравнения реакций 2-го порядка способны описывать процесс БПК так же хорошо, как и 1-го [45], или что их применение лучше приближает результаты опытов [10, 28, 30, 35]. Другие обнаружили, что уравнения реакции 1-го порядка дают лучшие результаты, когда константы скорости ниже 0,2 сут$^{-1}$, а 2-го порядка — при константе скорости выше этого значения [36]. В такой ситуации правомерно поставить вопрос: возможно, уравнения более высокого порядка позволят точнее описать кинетику деструкционных процессов?

Уравнение кинетической кривой произвольного порядка можно представить в виде

$$-dC/dt = k_n C^n. \quad (11)$$

Интегрированием при начальных условиях $C = C_0$ при $t = 0$ и $n \neq 1$ оно приводится к соотношению

$$1/C^{n-1} - 1/C_0^{n-1} = (n-1)k_n t. \quad (12)$$

При замене C на $C_0 - C_t$ и последующем выражении в терминах БПК уравнение (12) приобретает окончательный вид

$$\text{БПК}_t = \text{БПК}_\infty - [(n-1)\,k_n\,t + \text{БПК}_\infty^{1-n}]^{1/(1-n)}. \quad (13)$$

Разработаны методы решения этого уравнения, позволяющие определить как порядок реакции, так и константы скорости [26, 38], но в практически важных случаях они требуют предварительного знания „полного" БПК, которое само должно быть установлено из тех же самых опытных данных. Попытки решить это уравнение сразу для n, k_n и БПК_∞, используя методы нелинейной регрессии, приводят к весьма ненадежным

результатам из-за существования чрезвычайно сильных связей между указанными величинами.

Более приемлемым представляется подход, при котором порядок реакции задается заранее и решение ищется для оставшихся двух величин: k_n и БПК$_\infty$.

Попытки воспользоваться уравнениями кинетических кривых 2—5-го порядков для прямого описания процесса распада ОВ отмершего фитопланктона как в аэробных, так и анаэробных условиях, не привели к положительным результатам; вычисленные константы скорости по мере глубины превращения исходного материала постепенно убывали [4]. Не привели к успеху аналогичные попытки внести коррективы и в описание процесса БПК. Только для 12 из 21 испытанных образцов природных вод с возрастанием порядка кинетической кривой от 1-го до 4-го достигалось лучшее приближение к экспериментальным данным, 5 образцов лучше следовали кинетике 1,5-го порядка, 2 образца — 1-го порядка и по одному — 2,5- и 3-го порядка [33]. Одновременно было показано, что по мере возрастания порядка кинетической кривой расчетные значения „полного" БПК увеличиваются и с некоторого момента начинают превышать бихроматную окисляемость, которая, как известно, характеризует количество O_2, необходимое для полного окисления всего наличного ОВ. Таким образом, выяснилось, что ни одна из модификаций экспоненциального уравнения вида (13) не в состоянии отразить кинетику процессов деструкции в общем виде.

Параллельно предпринимались усилия и в других направлениях. Было показано [10], что кинетические кривые расходования O_2 в БПК-тестах условно можно разделить на моно- и мультистадийные, причем даже ряд моностадийных кривых, как это показано и выше, не поддаются количественной оценке с помощью простейших уравнений формальной кинетики вида (13). К мультистадийным отнесены кривые потребления O_2, состоящие из нескольких участков, которые могут быть достаточно четко отделены друг от друга по характерным признакам и которые могут быть описаны идентичными или отличающимися функциями. Наличие на кривых потребления O_2 различных участков означает, что развитие процесса в каждом случае определяется сложной совокупностью физических, химических и биологических факторов, которые проявляются в конкретные периоды не в одинаковой степени. Выделено по крайней мере 12 типов кинетических кривых потребления O_2, среди них линейный, параболический, экспоненциальный, автокаталитический и различные их комбинации [10]. Многочисленность функций во многом свя-

зана со стремлением как можно полнее охватить экспериментальный материал, относящийся как к незагрязненным, так и самым разнообразным типам сточных вод без учета специфики объекта. Естественно, что сточные воды, особенно промышленные, могут содержать вещества, для разрушения которых природные сообщества организмов или хотя бы их определенная часть должны выработать специфические ферменты. Это ведет к существенной задержке потребления O_2 в начальные периоды и его ускорению в последующие, более поздние сроки инкубации. К существованию лаг-фазы может приводить и необходимость адаптации бактериального ценоза к новым, изменившимся условиям среды их обитания.

Кривые с лаг-фазой могут быть отражены с помощью уравнений кинетических реакций автокаталитического типа. Наиболее сложная картина изменения концентрации растворенного O_2 со временем наблюдается на пробах сточных вод при длительных сроках наблюдений или на пробах природных вод с внесенными в них различными добавками ОВ [9]. Иногда отчетливо прослеживается существование второго и последующих максимумов, которые в ряде экспериментов могут не регистрироваться из-за сравнительно больших интервалов времени между наблюдениями после первых 10 сут экспозиции или неосознанно нивелироваться при проведении сглаженных кривых. Достаточно широкий спектр экспериментальных данных отражается уравнениями автокаталитической реакции, причем за автокатализирующий компонент принимается концентрация бактерий [11, 39]. Этот элемент, ранее не учитываемый в кинетических схемах, существенно расширяет возможности использования модели для описания кинетики БПК в самых различных водных средах и в различных условиях. Тем не менее и эта схема не решает всех проблем, связанных с моделированием кинетики процесса БПК, в частности, не может отразить многостадийность развития процесса и тем самым имитировать все многочисленные типы кривых потребления O_2.

Глубокое проникновение в существо вопроса позволило отечественным исследователям прийти к важным выводам [10, 11]: без учета особенностей динамики популяции микроорганизмов модели БПК могут найти лишь ограниченное применение, для описания процесса необходимо использовать комбинацию нескольких одинаковых или различных формул. Стремление к возможно более подробному отражению сложной реальности и охвату всего многообразия экспериментальных данных привело к идее создания имитационных моделей, базирующихся на системах дифференциальных уравнений, которые в подавляющем большинстве случаев не имеют аналитического решения и требуют примене-

ния современной вычислительной техники. Детальный анализ возможностей полного портретного моделирования [10—12], учитывающего весь комплекс физических, химических и биологических процессов, связанных с трансформацией ОВ в водных экосистемах, выявил противоречивость существующих основных представлений о многих процессах и механизмах, управляющих процессом потребления O_2 в закрытых и открытых системах. Результаты портретного моделирования показали также, что существующие представления не могут служить достаточной основой для построения непротиворечивой в своих существенных деталях картины динамики целостной БПК-системы. В то же время имитационные модели, не отражая все известные многочисленные типы БПК-кривых, существенно проигрывают предложенным ранее уравнениям формальной кинетики в наглядности и простоте приложений. По этим и некоторым другим причинам в исследованиях процессов разложения ОВ притоков Рыбинского водохранилища будем пользоваться простыми уравнениями формальной кинетики.

Деструкция органического вещества притоков Рыбинского водохранилища. В Рыбинское водохранилище впадают 64 реки, длина каждой из которых превышает 10 км [15]. На бассейны трех основных — Волги (60 000 км^2), Мологи (29 000 км^2) и Шексны (19 000 км^2) — в сумме приходится около 72 % всей площади водосбора водохранилища. По многолетним данным, сток половодья этих рек составляет 54 %, на летне-осенний период падает 30 % стока и на зимний — 16 %. Распределение годового стока между основными притоками следующее. Волга (36 %), Молога (13 %) и Шексна (15 %) дают почти 2/3 общего притока в водохранилище, а 36 % — средние и малые реки, из которых самые крупные — Чагодоща (приток Мологи), впадающая выше зоны выклинивания подпора, Суда, Сить, Согожа и Ухра. Средний многолетний весенний сток Волги в створе Угличского гидроузла равен 44 %, летний — 15 %, осенний — 17 %, зимний — 24 % годового. Сезонное распределение стока рек Волги и Шексны во многом определяется водностью года. В маловодные годы весенний сток может быть в 2 раза меньше, чем в многоводные [15].

Бассейны рек сильно отличаются по степени заболоченности, залесенности, почвенному покрову, гидрологическим условиям и хозяйственной освоенности. Различия в литологии водосборов обусловливают и существенные вариации в содержании ОВ. В 1981—1982 гг. во время половодья и паводков в воде незарегулированных Чагодощи и Суды цветность достигала 130—225°, а в других незарегулированных реках изменялась в

пределах 40—165° платиново-кобальтовой шкалы. Высокой была и концентрация $C_{орг}$, которая коррелировала с цветностью: 16—20 мг/л — для Чагодощи и Суды и 7—15 мг/л — для остальных рек. В меженные периоды такая закономерность не прослеживалась.

Для зарегулированных рек Шексны и Волги сезонные изменения концентрации $C_{орг}$ были относительно невелики: соответственно 8—12 и 6—13 мг/л. Зависимость между объемом водного стока и содержанием ОВ отсутствует.

В 1987—1988 гг. общепринятые показатели ОВ, так же как и значение pH и содержание различных форм биогенных элементов, не выходили за пределы, характерные для соответствующих сезонов более ранних лет (табл. 1). Это обстоятельство подчеркивает возможность применения основных результатов кинетических исследований в широком интервале времени.

Кинетические закономерности разложения стойкой фракции ОВ. Известно, что при экспозиции проб в темноте при температуре, близкой к 20 °С, биохимическая деструкция лабильной части ОВ обычно заканчивается за 20—30 сут. Дальнейшее их хранение ведет к разложению относительно трудноокисляемой фракции. Такая ситуация, очевидно, позволяет установить ее кинетические характеристики. Для этого пробы воды из 6 основных притоков Рыбинского водохранилища, отобранные в сентябре и выдержанные предварительно в темноте в течение 2 мес, насыщали воздухом, разливали в опытные склянки и через 23, 62 и 100 сут с начала нового эксперимента в них определяли потребление O_2 и ХПК. По опытным данным рассчитывали константы скорости разложения в предположении, что процесс следует кинетике реакций нулевого или первого порядка.

Результаты показывают, что константы скорости 1-го порядка k_1 для всех вод с течением времени возрастают примерно в 2 раза, тогда как расчет по нулевому порядку приводит к их постоянству во время всего срока наблюдений (табл. 2). Односуточное БПК, которое, по сути, тождественно константе скорости нулевого порядка, сохраняя свое практически постоянное значение для конкретных притоков, варьирует в пределах 0,032—0,054 мг/(л·сут) для разных вод. Можно заметить, что чем выше содержание ОВ, оцениваемого по ХПК, тем выше и деструкция ОВ в расчете на 1 сут.

Синхронность хода параметров, характеризующих трудноразлагаемое ОВ, наводит на мысль, что их отношение для вод различных рек будет различаться в существенно меньшей степени, чем отдельно взятые ХПК и односуточное БПК. Действительно, из наших данных видно, что отношение $\gamma = k_0$/ХПК, по смыслу

Таблица 1

Органическое вещество и биогенные элементы в воде рек

Река	pH	Цветность, ° Pt-Co шк.	ХПК мг/л	$C_{орг}$ мг/л	$N - NH_4$ мг/л	$N - NO_2$ мг/л	$N - NO_3$ мг/л	$N_{общ}$ мг/л	$P - PO_4$ мкг/л	$P_{общ}$ мкг/л
					1987 г.					
					Март					
Волга	7,55	45	20,2	11,8	0,35	6	0,95	1,90	86	90
Шексна	7,42	55	22,6	10,1	0,06	7	0,26	0,66	20	34
Согожа	7,45	30	9,8	4,3	0,22	6	0,66	1,10	58	72
Чагодоща	7,22	65	16,5	7,6	0,09	4	0,67	1,00	41	60
Ухра	7,40	20	7,1	2,6	0,19	5	0,67	1,10	40	60
Молога	7,34	25	10,8	5,9	0,10	3,5	0,90	1,22	42	50
					Май					
Волга	7,65	50	21,6	9,5	0,17	10	0,84	1,62	45	105
Шексна	7,45	45	27,7	10,0	0,07	4	0,34	0,90	5	90
Чагодоща	7,15	170	40,5	18,1	0,07	3	0,14	0,90	15	55
Ухра	7,65	100	31,8	12,9	0,09	6	0,21	1,10	20	95
Суда	7,15	170	43,0	18,1	0,06	3	0,18	1,00	12	45
					Сентябрь					
Волга	7,88	55	23,7	11,2	0,04	12	0,38	1,00	78	120
Шексна	7,55	55	28,2	12,0	0,06	5	0,15	0,78	6	77
Согожа	7,85	90	30,2	12,4	0,04	6	0,29	0,96	44	150
Чагодоща	7,55	180	42,2	18,0	0,03	2	0,22	0,90	28	60
Ухра	7,90	65	26,7	12,0	0,04	4	0,12	1,00	40	90
Молога	7,90	75	29,4	12,7	0,02	4	0,25	0,96	42	72
Суда	7,63	160	44,2	19,8	0,03	4	0,20	0,88	25	55
Сить	8,05	55	28,1	11,2	0,05	5	0,24	0,90	41	75
					1988 г.					
					Март					
Волга	—	45	19,4	9,3	0,20	9	0,65	1,44	89	95
Молога	—	50	25,0	10,4	0,03	5	0,53	1,80	37	59
Рыбинская ГЭС	—	60	29,0	14,1	0,03	0	0,38	1,60	30	50

соответствующее удельной скорости разложения, имеет практически постоянное значение, равное $(1{,}4 \pm 0{,}1) \cdot 10^{-3}$ сут$^{-1}$ (см. табл. 1 и 2) и, на наш взгляд, может служить единственной характеристикой кинетики биохимической деструкции трудноразлагаемой фракции ОВ широкого класса, возможно, всего многообразия природных вод. Только отсутствие более представительной выборки экспериментальных данных в настоящее время не позволяет распространить это утверждение на все типы вод; здесь необходимы дополнительные исследования.

Таблица 2

Кинетические характеристики разложения стабильной фракции ОВ при различной экспозиции (сут)

Река	БПК мг/л			$k_0 \cdot 10^2$ мг/(л·сут)			$k_1 \cdot 10^3$ сут$^{-1}$		$k_{кр} \cdot 10^2$ сут$^{-1}$	ХПК мг/л	$\gamma \cdot 10^3$ сут$^{-1}$
	23	62	100	23	62	100	23	62			
Сить	0,8	2,2	3,3	3,4	3,5	3,2	5,2	7,7	3,3	25,5	1,3
Молога	0,7	2,4	3,5	3,2	3,9	3,5	4,5	8,2	3,5	27,0	1,3
Чагодоща	1,3	3,5	4,9	5,6	5,6	4,9	5,7	8,4	5,4	36,7	1,5
Суда	1,1	3,2	4,9	4,8	5,1	4,9	4,8	7,5	4,9	38,8	1,3
Шексна	0,6	2,5	3,5	2,4	4,0	3,5	3,6	8,8	3,3	24,2	1,4
Ухра	0,9	2,3	3,3	3,7	3,7	3,3	5,6	8,0	3,6	23,5	1,5

Постоянство удельной скорости деструкции трудноокисляемых гумусовых веществ, по крайней мере для вод притоков Рыбинского водохранилища, приводит к простому методу оценки их константы скорости. Для этого ХПК данной фракции достаточно умножить на приведенный выше коэффициент, равный $1{,}4 \cdot 10^{-3}$ сут$^{-1}$. Однако нет необходимости в специальном отдельном определении ХПК стойкой фракции, если имеются данные по биохимическому потреблению O_2 валовым ОВ за достаточно длительные сроки экспозиции и химическому потреблению O_2 исходной пробы. Их разность сразу приводит к искомому значению. В дальнейшем мы часто будем опираться на этот результат.

Закономерности разложения лабильной фракции ОВ. Выделение лабильной фракции. Чтобы установить закономерности разложения лабильной фракции валового ОВ, в конкретных образцах природных вод предварительно необходимо определить ее количество.

Как отмечалось ранее, общее потребление O_2 сообществом организмов в опытных склянках обусловлено не только процессами

окисления органических соединений, но и тратами O_2 на нитрификацию аммонийного азота, как содержащегося в исходной пробе, так и образующегося на первой стадии бактериального окисления ОВ. Эти траты находили путем умножения накопленных за определенный промежуток времени количеств азота нитритов и нитратов на пересчетные коэффициенты (3,43 — для нитритов и 4,57 — для нитратов), полученные на основе стехиометрии реакций окисления аммиака в соответствующие формы. Для каждого из сроков экспозиции вводили необходимые поправки. Таким образом находили количество O_2, пошедшее на полное окисление только безазотистой части ОВ. Результаты показывают, что на нитрификацию в отдельные сроки эксперимента расходуется более 50 % всего потребленного биохимическим путем кислорода (табл. 3 и 4).

Дальнейший расчет велся в предположении, что за 30 сут и более деструкция лабильной части ОВ заканчивается и количество потребленного O_2 (за вычетом нитрификации) представляет собой сумму БПК части стойкой и лабильной фракций за этот период. Из бихроматной окисляемости исходной пробы $ХПК_{общ}$ вычитали значение $БПК_{30}$ и получали некую величину $ХПК_{30}$, которая характеризует исключительно трудноразлагаемую фракцию ОВ данной пробы. В соответствии с выводами предыдущего параграфа умножение удельной константы скорости $\gamma = 1{,}4 \cdot 10^{-3}$ $сут^{-1}$, постоянной для всех образцов исследуемых речных вод, на $ХПК_{30}$ относительно стабильной фракции ОВ приводит к конкретному значению его константы скорости распада. Последняя, как мы уже знаем, позволяет рассчитать количество труднодоступной микроорганизмам фракции ОВ (по потреблению O_2) для любого момента времени по очень простой формуле: $БПК_t^{ст} = k_0 t$. Вычитая из общего $БПК_t$ потребление O_2 относительно стабильной фракцией $БПК_t^{ст}$, получаем необходимое для дальнейших выкладок БПК только лабильной фракции. Полученные таким образом значения БПК за все сроки экспозиции и послужили отправным материалом для исследования кинетики распада.

Лабильная фракция подледного периода. Хорошо известно, что легкоразлагаемые части водного гумуса и планктонных организмов состоят из одних и тех же биохимических компонентов — белков, углеводов и липидов [18, 21] и поскольку, как показано нами ранее [4], лабильная фракция ОВ отмершего фитопланктона в аэробных условиях подвергается деструкции в со-

Таблица 3

Биохимическое потребление кислорода (мг/л молекулярного кислорода) с учетом (*A*) и за вычетом (*B*) нитрификации при различной экспозиции (сут) в марте 1987 г.

Река	*A*					*B*					$(A - B)\cdot 100/A$ %				
	3	6	10	19	30	3	6	10	19	30	3	6	10	19	30
Волга	1,08	1,70	3,03	3,65	4,48	0,97	1,02	1,60	1,59	2,42	10	40	47	56	46
Согожа	0,63	0,91	1,65	2,72	3,29	0,63	0,91	—	1,67	2,24	0	0	—	39	32
Шексна	0,39	0,85	0,99	1,61	3,45	0,35	0,76	0,77	1,31	3,16	10	11	22	19	8
Чагодоща	0,51	1,08	1,25	1,99	2,70	0,46	0,76	0,84	1,21	1,92	10	30	33	39	29
Ухра	0.85	1,19	1,25	1,93	2,92	0,68	0,60	0,66	1,31	1,87	20	50	47	32	36
Молога	1,07	1,30	1,90	2,26	—	1,07	1,26	1,67	1,79	—	0	4	12	21	—

Таблица 4

Биохимическое потребление кислорода (мг/л молекулярного кислорода) с учетом (*A*) и за вычетом (*B*) нитрификации при различной экспозиции (сут) в мае 1987 г.

Река	*A*					*B*					$(A - B)\cdot 100/A$ %				
	4	6	10	19	31	4	6	10	19	31	4	6	10	19	31
Суда	1,23	1,47	2,09	3,29	4,49	1,23	1,47	2,09	3,29	4,49	—	—	—	—	—
Шексна	1,65	2,04	2,58	3,47	4,37	1,64	2,03	2,47	3,31	3,78	1	1	4	5	14
Ухра	1,08	1,50	2,22	3,50	4,61	0,88	1,10	1,59	2,49	3,60	19	27	28	29	22
Волга	2,28	2,73	3,95	5,10	6,08	2,21	2,37	2,87	3,82	4,80	3	13	27	25	21
Чагодоща	1,23	1,62	2,33	3,80	4,97	1,22	1,56	2,23	3,34	4,38	1	4	4	12	12

ответствии с кинетическим уравнением реакции 2-го порядка, а в анаэробных — 1-го, то порядок реакции разложения аналогичной доли растворенного ОВ, по всей вероятности, не должен превышать этих величин. Как показывают прямые расчеты, для рек Согожи и Чагодощи хорошее соответствие между экспериментальными и расчетными значениями для всех сроков экспозиции сохраняется, если вычисления проведены в соответствии с кинетикой 2-го порядка (табл. 5 и 6). Однако для вод Волги,

Таблица 5

Биохимическое потребление кислорода (мг/л молекулярного кислорода) при распаде лабильной фракции зимних вод в марте 1987 г.

Органическое вещество	Экспозиция, сут				
	3	6	10	19	30
	р. Согожа ($K_{0_{ст}}$ = 0,011)				
Суммарное	0,63	0,91	—	1,67	2,24
Стойкое	0,03	0,06	0,10	0,21	0,33
Лабильное:					
по разнице	0,60	0,85	—	1,46	1,91
по 1-му порядку	0,49	0,86	1,20	1,62	—
по 2-му порядку	0,62	0,93	1,17	1,44	—
	р. Чагодоща ($K_{0_{ст}}$ = 0,020)				
Суммарное	0,46	0,76	0,84	1,21	1,92
Стойкое	0,06	0,12	0,20	0,38	0,60
Лабильное:					
по разнице	0,40	0,64	0,64	0,93	1,32
по 2-му порядку	0,40	0,61	0,78	0,97	—

Таблица 6

Константы скорости распада ($K \cdot 10^2$) лабильной фракции зимних вод в марте 1987 г.

Порядок реакций	Экспозиция, сут					$K_{ср} \cdot 10^2$
	3	6	10	19	30	
	р. Согожа					
0	20	14	—	8	1	—
1	5,5	4,2	—	3,3	—	4,3
2	8,0	7,0	—	9,0	—	8,0
	р. Чагодоща					
0	13	11	6	5	4	—
1	5	4,8	2,9	2,8	—	—
2	11	12	—	10	—	11

Шексны и Ухры ни одно из проверенных уравнений не подходит для удовлетворительного описания процесса. Основную причину этого мы видим в том, что могли возникнуть существенные погрешности в определении количества лабильной фракции, связанные с тем, что в зимний период потребление O_2 на нитрификацию и на окисление ОВ находилось по разнице двух больших значений. Вторым фактором, вызывающим отклонения протекания реакции от закономерностей реакций простых типов, по-видимому, является то, что в периоды интенсификации нитрификационных процессов происходит торможение основного процесса окисления ОВ. Кривая потребления O_2 лабильной фракцией в этот период выходит на плато и только спустя некоторое время приобретает „нормальный" вид. Такой ход протекания деструкции ОВ не может быть описан какой-либо одной функцией. Для проб р. Мологи и водовода Рыбинской ГЭС, отобранных в марте 1988 г., разложение лабильной части ОВ удовлетворительно аппроксимируется кинетическим уравнением реакций 1-го порядка до 20—25 сут экспозиции, хотя для Волги вплоть до 14-х суток процесс еще лучше может быть описан уравнением 2-го порядка (табл. 7, 8).

Таблица 7

Биохимическое потребление кислорода (мг/л молекулярного кислорода) при распаде лабильной фракции зимних вод в марте 1988 г.

Органическое вещество	Экспозиция, сут						
	3	5	11	14	20	25	47
р. Молога ($K_{0_{ст}}$ = 0,025)							
Суммарное	0,13	0,35	0,90	0,96	1,04	1,50	2,27
Стойкое	0,08	0,13	0,28	0,85	0,50	0,63	1,17
Лабильное:							
по разнице	0,05	0,22	0,62	0,61	0,54	0,87	1,10
по 1-му порядку	0,17	0,28	0,52	0,60	0,75	0,84	1,03
Водовод Рыбинской ГЭС ($K_{0_{ст}}$ = 0,034)							
Суммарное	0,17	0,26	0,55	0,67	0,96	1,25	1,95
Стойкое	0,10	0,17	0,37	0,48	0,68	0,89	1,60
Лабильное:							
по разнице	0,07	0,09	0,18	0,19	0,28	0,36	0,35
по 1-му порядку	0,06	0,10	0,18	0,21	0,26	0,29	—

Константы скорости распада ($K \cdot 10^2$) лабильной фракции зимних вод в марте 1988 г.

Порядок реакций	Экспозиция, сут							$K_{ср} \cdot 10^2$
	3	5	11	14	20	25	47	
				р. Молога				
0	2	7	8	7	6	6	5	—
1	2,4	2,0	3,0	2,5	—	2,7	—	2,5
2	1,6	4,5	11	—	4,4	13	—	—
				Водовод Рыбинской ГЭС				
0	2,3	1,8	1,0	1,4	1,4	1,4	—	—
1	3,1	2,5	2,7	2,3	3,3	—	—	2,8
2	22	19	25	22	50	—	—	—

Учитывая указанные выше возможные ошибки в определении количества лабильной фракции, вряд ли будут целесообразными попытки более адекватного портретного моделирования процесса в зимний период.

Лабильная фракция периода весеннего половодья. Весной воды рек наполняются большим количеством аллохтонного вещества, что в свою очередь приводит к повышенному по сравнению с зимними водами потреблению кислорода. Соотношение между стабильной и лабильной фракциями может заметно различаться в зависимости от условий водосбора. Различия существуют и в константах скорости. Лабильная фракция в 4 из 5 исследованных рек разлагается со скоростью, которая за первые 20 сут может быть представлена уравнением 1-го порядка (табл. 9 и 10). В то же время для ряда рек в начальные 10 сут, когда процесс идет интенсивнее, кривая БПК лабильной фракции лучше описывается уравнением реакции 2-го порядка. Ошибки теоретического расчета количества распавшейся к определенному времени лабильной фракции ОВ с применением полученных констант не превышают 10—15 % истинного значения, полученного по разнице между общим БПК органического вещества и потреблением кислорода трудноразлагаемой фракцией (табл. 7).

Лабильная фракция осеннего периода. Содержание ОВ лабильной фракции, как впрочем и всего ОВ, в водах рек к осени заметно падает. Три фактора определяют это падение — уменьшение поступления аллохтонной органики как результат промывки водосбора вешними водами, утилизация к этому времени большей части синтезированного летом органического

Таблица 9

Биохимическое потребление кислорода (мг/л молекулярного кислорода) при распаде лабильной фракции в мае 1987 г.

Органическое вещество	Экспозиция, сут				
	4	6	10	19	31
р. Волга ($K_{0_{ст}}$ = 0,024)					
Суммарное	2,21	2,55	3,28	3,82	4,80
Стойкое	0,10	0,14	0,24	0,46	0,74
Лабильное:					
по разнице	2,11	2,41	3,04	3,36	4,06
по 2-му порядку	2,10	2,50	2,96	3,39	—
р. Ухра ($K_{0_{ст}}$ = 0,039)					
Суммарное	0,88	1,10	1,59	2,49	3,60
Стойкое	0,16	0,24	0,39	0,75	1,22
Лабильное по разнице	0,72	0,86	1,20	1,74	2,38
р. Суда ($K_{0_{ст}}$ = 0,054)					
Суммарное	1,23	1,47	2,09	3,29	4,49
Стойкое	0,22	0,32	0,54	1,03	1,67
Лабильное:					
по разнице	1,01	1,15	1,55	2,26	2,82
по 1-му порядку	0,85	1,17	1,67	2,31	2,65
р. Шексна ($K_{0_{ст}}$ = 0,033)					
Суммарное	1,64	2,03	2,47	3,31	3,78
Стойкое	0,13	0,20	0,33	0,63	1,02
Лабильное:					
по разнице	1,51	1,83	2,14	2,68	2,76
по 1-му порядку	1,41	1,82	2,30	2,67	2,75
р. Чагодоща ($K_{0_{ст}}$ = 0,050)					
Суммарное	1,22	1,56	2,23	3,34	4,38
Стойкое	0,20	0,30	0,50	0,95	1,55
Лабильное:					
по разнице	1,02	1,26	1,73	2,39	2,83
по 2-му порядку	0,94	1,29	1,80	2,42	2,71

материала и, наконец, понизившиеся продукционные возможности самих рек. В итоге в начальные сроки хранения при температуре 15 °С в единицу времени разлагается практически одинаковое количество лабильного и трудноокисляемого ОВ (табл. 11—13).

Константы скорости распада ($K \cdot 10^2$) лабильной фракции в мае 1987 г.

Порядок реакций	Экспозиция, сут					$K_{ср} \cdot 10^2$
	4	6	10	19	31	
			р. Волга			
0	52	40	30	20	13	—
1	8,0	6,5	6,0	4,0	—	—
2	6,7	6,0	7,3	6,2	—	6,6
			р. Ухра			
0	18	14	12	9	8	—
1	3,9	3,2	3,0	3,0	—	3,3
2	2,7	4,0	4,3	6,0	—	—
			р. Суда			
0	25	19	16	12	9	—
1	4,8	3,8	3,5	3,7	—	3,9
2	4,9	4,1	4,3	7,5	—	—
			р. Шексна			
1	8,6	7,9	6,5	8,1	—	7,8
2	10,9	11,9	12,5	6,4	—	—
			р. Чагодоща			
1	4,9	4,3	4,1	4,3	—	4,4
2	5,0	4,7	5,6	10	—	—

Распад легкоутилизируемой микроорганизмами фракции ОВ для всех 8 обследованных рек удовлетворительно описывается кинетическими уравнениями реакций 1-го порядка. В то же время существенное потребление O_2 в исходной воде высокоцветной гумусной органики, по-видимому, во многом маскирует истинные закономерности разложения лабильной фракции валового ОВ, и в ряде случаев процесс ее деструкции может быть описан уравнением 0-го порядка так же хорошо, как и 1-го. Как и для зимних и весенних вод, начальные участки кривой БПК могут быть аппроксимированы уравнением кинетической кривой 2-го порядка (см. табл. 11).

Таблица 11

Биохимическое потребление кислорода (мг/л молекулярного кислорода) при распаде лабильной фракции ОВ в сентябре 1987 г.

Органическое вещество	Экспозиция, сут				
	6	8	11	21	32
р. Волга ($K_{0_{ст}}$ = 0,020, $БПК_{лф}$ = 1,48 мг/л)					
Суммарное	0,34	0,48	0,65	1,10	1,68
Стойкое	0,12	0,16	0,22	0,42	0,64
Лабильное:					
по разнице	0,22	0,32	0,43	0,68	1,02
по 0-му порядку	0,21	0,28	0,38	0,73	1,12
по 1-му порядку	0,24	0,31	0,41	0,69	0,91
р. Чагодоща ($K_{0_{ст}}$ = 0,036, $БПК_{лф}$ = 1,69 мг/л)					
Суммарное	0,49	0,66	1,02	1,77	2,40
Стойкое	0,22	0,29	0,40	0,76	1,15
Лабильное:					
по разнице	0,27	0,37	0,62	1,01	1,25
по 0-му порядку	0,28	0,38	0,52	0,99	1,50
по 1-му порядку	0,33	0,43	0,56	0,91	1,18
р. Суда ($K_{0_{ст}}$ = 0,039, $БПК_{лф}$ = 1,58 мг/л)					
Суммарное	0,60	1,12	0,99	1,61	2,39
Стойкое	0,32	0,42	0,58	0,82	1,25
Лабильное:					
по разнице	0,28	0,70	0,41	0,79	1,14
по 0-му порядку	0,25	0,33	0,45	0,86	1,31
по 1-му порядку	0,33	0,42	0,35	0,88	1,12
р. Ухра ($K_{0_{ст}}$ = 0,023, $БПК_{лф}$ = 1,77 мг/л)					
Суммарное	0,51	0,44	0,76	1,36	2,01
Стойкое	0,14	0,18	0,25	0,48	0,74
Лабильное:					
по разнице	0,37	0,26	0,51	0,88	1,27
по 0-му порядку	0,29	0,38	0,53	1,0	1,53
по 1-му порядку	0,33	0,43	0,56	0,91	1,18

Регенерация биогенных элементов. Разрушение ОВ как автохтонного, так и аллохтонного происхождения приводит к отщеплению биогенных элементов, из которых аммонийная форма азота практически сразу подвергается дальнейшим превращениям.

Таблица 12

Биохимическое потребление кислорода (мг/л молекулярного кислорода) при распаде лабильной фракции ОВ в сентябре 1987 г.

Органическое вещество	Экспозиция, сут				
	6	8	11	21	32
р. Согожа ($K_{0_{ст}}$ = 0,025, $БПК_{лф}$ = 2,99 мг/л)					
Суммарное	1,41	1,44	1,69	2,49	3,00
Стойкое	0,15	0,20	0,27	0,52	0,80
Лабильное:					
по разнице	1,26	1,24	1,42	1,97	2,20
по 2-му порядку	1,12	1,27	1,51	1,98	2,24
р. Сить ($K_{0_{ст}}$ = 0,022, $БПК_{лф}$ = 2,12 мг/л)					
Суммарное	0,59	0,81	1,06	1,50	2,29
Стойкое	0,13	0,18	0,24	0,46	0,70
Лабильное:					
по разнице	0,46	0,63	0,82	1,04	1,59
по 1-му порядку	0,47	0,60	0,78	1,23	1,56
р. Молога ($K_{0_{ст}}$ = 0,024, $БПК_{лф}$ = 1,51 мг/л)					
Суммарное	0,25	0,57	0,82	1,14	1,92
Стойкое	0,14	0,19	0,26	0,50	0,77
Лабильное:					
по разнице	0,09	0,38	0,56	0,67	1,15
по 1-му порядку	0,32	0,41	0,52	0,85	1,08
р. Шексна ($K_{0_{ст}}$ = 0,023, $БПК_{лф}$ = 2,06 мг/л)					
Суммарное	0,71	0,67	0,98	1,75	2,39
Стойкое	0,14	0,18	0,25	0,48	0,74
Лабильное:					
по разнице	0,57	0,49	0,73	1,27	1,65
по 1-му порядку	0,47	0,61	0,79	1,23	1,55

Нитрификация в зимних водах в заметных масштабах начинается спустя 3—13 сут после начала эксперимента, несмотря на то, что бактерии, осуществляющие и первую, и вторую фазы процесса, должны были быть адаптированы к большинству факторов среды, чтобы продолжать свою активную деятельность. Существование большого лаг-периода во всех случаях нельзя объяснить только резко изменившимися температурными условиями —

Таблица 13

Константы скорости распада ($K \cdot 10^2$) лабильной фракции в сентябре 1987 г.

Порядок реакций	Экспозиция, сут					$K_{ср} \cdot 10^2$
	6	8	11	21	32	
			р. Волга			
0	3,7	4,0	3,9	3,2	3,2	3,6
1	1,2	1,3	1,4	1,3	1,6	1,3
2	2,0	2,3	2,5	2,7	4,7	—
			р. Чагодоща			
0	4,5	4,6	5,6	4,8	3,9	4,7
1	1,3	1,3	1,8	1,9	1,8	1,6
2	1,9	2,1	3,1	4,2	5,2	—
			р. Суда			
0	4,7	—	3,7	3,8	3,6	—
1	1,4	—	1,2	1,4	1,7	1,4
2	2,3	—	2,0	3,0	5,1	—
			р. Ухра			
0	6,2	—	4,6	4,2	4,0	—
1	1,7	—	1,3	1,4	1,7	1,5
2	2,5	—	2,1	2,7	4,5	—
			р. Согожа			
0	21	16	13	9	7	—
1	4,0	2,9	2,5	2,2	1,8	—
2	4,1	3,0	2,7	3,1	2,9	3,1
			р. Сить			
0	7,7	7,9	7,5	5,0	5,0	—
1	1,8	1,9	1,9	1,4	1,9	1,8
2	2,2	2,5	2,8	2,2	4,4	—
			р. Молога			
0	1,5	4,8	5,1	3,2	3,6	—
1	0,4	1,6	1,8	1,2	1,9	1,6
2	0,7	2,8	3,5	2,5	6,6	—
			р. Шексна			
0	9,5	6,1	6,6	6,0	5,1	—
1	2,3	1,5	1,7	2,0	2,2	1,9
2	3,1	1,9	2,4	3,7	6,1	—

быстрым ее повышением от значений, близких к нулю, до 20 °С. В весенних и осенних водах такого резкого скачка не было, тем не менее и в этих пробах нитрификация начиналась спустя 0—15 сут с начала опыта. Наиболее интенсивно процесс развивается в водах, содержащих значительное количество аммонийного азота (реки Волга, Согожа), где концентрация нитритного азота в отдельные периоды проведения опыта достигает 150—160 мкг/л (табл. 14).

Таблица 14

Изменение форм азота и фосфора при инкубации проб воды при температуре 20°С

Река	Экспозиция, сут	$(N - NH_4)$ мг/л	$(N - NO_2)$ мкг/л	$(N - NO_3)$ мг/л	$N_{общ}$ мг/л	$(P - PO_4)$ мкг/л	$P_{общ}$ мкг/л
			1987 г. Март				
Суда	0	0,08	5	0,66	0,95	33	—
	3	0,08	5	—	—	—	—
	6	0,09	4	0,66	—	—	—
	10	0,07	3	0,66	—	33	45
	13	—	9	—	—	—	—
	17	—	10	—	—	—	—
	20	0,03	2	0,90	—	43	45
	30	0,03	2,5	0,85	1,0	43	45
Шексна	0	0,06	7	0,26	0,66	20	—
	3	0,06	7	0,27	—	—	—
	6	0,04	7	0,28	—	—	—
	10	0,03	11	0,32	—	20	34
	11	—	13	—	—	—	—
	12	—	16	—	—	—	—
	13	—	15	—	—	—	—
	20	0,02	1	0,33	—	25	34
	30	0,02	—	0,33	0,66	25	34
Молога	0	0,10	4	0,9	1,22	42	50
	3	0,10	5	0,9	—	—	—
	6	—	15	0,94	—	—	—
	10	0,04	85	0,92	—	42	50
	11	—	75	—	—	—	—
	12	—	75	—	—	—	—
	20	0,02	1	1,00	—	45	50
	30	0,02	2	1,10	1,22	45	50
Чагодоща	0	0,09	5	0,67	1,00	41	60
	3	0,07	19	—	—	—	—
	6	0,05	67	—	—	—	—
	10	0,03	45	0,76	—	41	60
	20	0,02	4	0,84	—	41	60
	30	0,02	3	0,84	1,00	41	60

Река	Экспозиция, сут	$(N - NH_4)$ мг/л	$(N - NO_2)$ мкг/л	$(N - NO_3)$ мг/л	$N_{общ}$ мг/л	$(P - PO_4)$ мкг/л	$P_{общ}$ мкг/л
Ухра	0	0,19	5	0,67	1,10	40	60
	3	0,18	4	0,72	—	—	—
	6	—	5	0,80	—	—	—
	10	0,17	3	0,80	—	40	60
	20	0,09	14	0,80	—	40	60
	30	0,02	0	0,90	1,10	40	60
Согожа	0	0,22	6	0,66	1,10	58	72
	3	0,22	6	0,67	—	—	—
	6	0,19	6	0,67	—	—	—
	10	0,20	18,5	—	—	58	72
	11	—	40	—	—	—	—
	12	—	85	—	—	—	—
	13	—	157	—	—	—	—
	20	0,06	2	0,9	—	58	72
	30	0,02	3	0,9	1,10	58	72
Волга	0	0,35	6	0,95	1,90	86	90
	3	0,31	27	0,97	—	—	—
	6	0,19	150	1,09	—	—	—
	10	0,05	95	1,25	—	86	90
	11	—	18	—	—	—	—
	20	0,04	1	1,45	—	86	90
	30	0,02	0	—	1,95	86	90
			Май				
Суда	0	0,06	3	0,18	—	12	45
	4	0,06	3	0,21	—	12	—
	6	0,05	4	—	—	12	—
	10	0,05	2	0,22	—	12	—
	20	0,04	3	0,21	—	12	—
	30	0,03	1	0,22	1,00	15	48
Чагодоща	0	0,07	3	0,14	0,90	15	55
	4	0,07	6	0,14	—	15	—
	6	0,06	7	0,15	—	15	—
	10	0,05	7	0,16	—	15	—
	12	—	3	—	—	—	—
	20	0,04	2	0,24	—	26	—
	30	0,04	2	0,27	0,92	26	55
Шексна	0	0,07	4	0,34	0,90	5	90
	4	0,08	6	0,34	—	5	—
	6	0,05	8	—	—	5	—
	10	0,05	35	—	—	11	—
	12	—	50	—	—	—	—
	20	0,03	1	0,47	—	11	—
	30	0,03	1	0,47	1,05	11	90
Ухра	0	0,09	6	0,21	1,10	20	95
	4	0,08	12	0,25	—	20	—
	6	0,09	15	0,29	—	20	—
	10	0,04	17	0,33	—	20	—

Река	Экспозиция, сут	$(N - NH_4)$ мг/л	$(N - NO_2)$ мкг/л	$(N - NO_3)$ мг/л	$N_{общ}$ мг/л	$(P - PO_4)$ мкг/л	$P_{общ}$ мкг/л
	12	—	5	—	—		—
	20	0,03	3	0,44	—	31	—
	30	—	2	0,44	1,16	3	95
Волга	0	0,17	10	0,84	1,62	45	105
	4	0,17	17	0,83	—	45	—
	6	0,15	35	0,86	—	45	—
	10	0,06	86	0,93	—	45	—
	12	—	64	—	—	—	—
	20	0,04	3	1,12	—	48	1
	30	0,04	3	1,12	1,60	48	105
			Сентябрь				
Сить	0	0,05	5	0,24	0,90	41	75
	4	0,03	15	0,24	—	41	—
	6	0,02	36	0,22	—	—	—
	8	—	38	0,26	—	42	—
	11	—	3	0,31	—	—	—
	13	—	3	0,31	—	—	—
	15	—	2	0,31	—	43	—
	20	—	1	0,31	—	45	—
	30	—	1	0,33	0,90	45	75
Молога	0	0,02	4	0,25	0,96	42	72
	4	0,02	7	0,30	—	42	—
	6	—	12	0,30	—	—	—
	8	—	17	0,28	—	43	—
	11	—	9	0,31	—	43	—
	13	—	5	0,35	—	—	—
	15	—	1	0,35	—	44	—
	20	—	1	0,35	—	45	—
	30	—	0	0,37	0,90	45	72
Чагодоща	0	0,03	2	0,22	0,90	28	60
	4	0,02	2	0,25	—	28	—
	6	—	6	0,25	—	—	—
	8	—	8	0,25	—	28	—
	11	—	10	0,24	—	28	—
	13	—	5	0,25	—	—	—
	15	—	2	0,25	—	28	—
	20	—	1	0,25	—	28	—
	30	—	0	0,25	0,85	28	—
Волга	0	0,04	12	0,38	1,0	78	120
	4	0,02	19	0,38	—	78	—
	6	—	17	0,40	—	—	—
	8	—	5	0,42	—	78	—
	11	—	0	0,43	—	78	—
	13	—	—	0,45	—	—	—
	15	—	0	0,45	—	—	—
	20	—	0	0,45	—	78	—
	30	—	0	0,47	0,92	78	—

Река	Экспозиция, сут	$(N - NH_4)$ мг/л	$(N - NO_2)$ мкг/л	$(N - NO_3)$ мг/л	$N_{общ}$ мг/л	$(P - PO_4)$ мкг/л	$P_{общ}$ мкг/л
Шексна	0	0,06	5	0,15	0,78	5,5	77
	4	0,03	5	0,16	—	5,5	—
	6	—	6	0,15	—	—	—
	8	—	3	0,19	—	5,7	—
	11	—	3	0,20	—	6	—
	13	—	3	0,25	—	6	—
	15	—	3	0,25	—	6	—
	20	—	0	0,26	—	6	—
	30	—	0	0,27	—	10	77
Суда	0	0,03	4	0,20	0,88	25	55
	4	0,02	5	0,20	—	25	—
	6	—	8	0,20	—	—	—
	8	—	9	0,21	—	25	—
	11	—	4	0,25	—	25	—
	13	—	3	0,25	—	—	—
	15	—	3	0,25	—	25	—
	20	—	2	0,25	—	25	—
	30	—	0	0,25	0,92	25	55
Согожа	0	0,04	6	0,29	0,96	44	150
	4	0,02	9	0,29	—	63	—
	6	—	13	0,29	—	—	—
	8	—	22	0,28	—	68	—
	11	—	19	0,33	—	70	—
	13	—	11	0,36	—	—	—
	15	—	3	0,37	—	71	—
	20	—	2	0,40	—	73	—
	30	—	0	0,42	0,92	73	150
Ухра	0	0,04	4	0,12	1,00	40	90
	4	0,02	10	0,14	—	41	—
	6	—	17	0,15	—	—	—
	8	—	19	0,18	1,0	43	—
	11	—	42	0,20	—	43	—
	13	—	12	0,20	—	—	—
	15	—	1	0,20	—	—	—
	20	—	0	0,20	—	49	—
	30	—	0	0,21	—	—	92
			1988 г.				
			Март				
Молога	0	0,03	5	0,53	1,80	3,75	59
	2	—	5	0,58	—	—	—
	4	0,05	22	0,66	—	—	—
	6	0,05	33	0,76	—	—	—
	9	0,03	45	—	—	—	—
	12	0,03	20	0,81	—	—	—
	15	0,01	3	0,84	—	—	—
	21	0,01	0	0,88	—	—	—
	30	0,01	0	0,87	1,80	—	—

Река	Экспозиция, сут	$(N - NH_4)$ мг/л	$(N - NO_2)$ мкг/л	$(N - NO_3)$ мг/л	$N_{общ}$ мг/л	$(P - PO_4)$ мкг/л	$P_{общ}$ мкг/л
Волга	0	0,20	9	0,65	2,3	85	95
	2	0,18	30	0,64	—	—	—
	4	0,12	60	0,78	—	—	—
	6	0,07	66	1,01	—	—	—
	8	0,03	54	0,99	—	—	—
	12	0,03	16	1,09	—	—	—
	15	0,02	0	1,15	—	—	—
	21	0,02	0	1,15	—	—	—
	30	—	—	1,2	—	—	—
Водовод Рыбинской ГЭС	0	0,03	Следы	0,38	1,6	30	50
	2	—	1	0,39	—	—	—
	4	0,03	2	0,46	—	—	—
	6	—	4	0,50	—	35	—
	9	0,03	4	—	—	—	—
	15	0,03	86	0,51	—	—	—
	21	0,03	—	0,53	—	36	—
	30	—	0	0,54	1,65	36	—

В поздневесенних пробах (р. Волга) в связи с более низкими концентрациями иона аммония в исходной воде интенсивность процесса заметно ниже и наблюдаемые концентрации нитритного азота не превышают 86 мкг/л (см. табл. 14).

Минимальные интенсивности нитрификации характерны для осенних вод с пониженным содержанием исходного субстрата (табл. 12). Во все сезоны параллельно проходит и вторая фаза нитрификации, которая сопровождается увеличением концентрации нитратного азота, однако из-за относительно высокого его начального содержания эта прибавка не всегда аналитически улавливается.

Концентрация аммонийного азота к концу экспериментов всегда падает до 0,02 мг/л, что близко к пределу чувствительности использованного метода диффузионной отгонки с последующей несслеризацией.

Количество регенерированного азота в 1987 г. за 1 мес составляло 3—19 % от исходной суммы его минеральных форм в зимних пробах; для весенних проб оно возрастало до 11—45 %, для осени — варьировало в основном в пределах 12—37 %. Максимальное количество регенерированного азота было характерно для вод с высоким содержанием ОВ (табл. 15).

Более значительные количества неорганических форм азота выделялись при разложении ОВ проб воды, собранных к концу подледного периода в 1988 г.

Таблица 15

Количество регенерированного азота, мг/л

Река	Исходная сумма минеральных форм (*A*)	Убыль $N_{орг}$ (*B*)	(*B*/*A*)·100 %
	1987 г. Март (30 сут)		
Согожа	0,89	0,03	3
Ухра	0,86	0,06	7
Чагодоща	0,76	0,1	13
Суда	0,74	0,14	19
Шексна	0,32	0,03	9
Молога	1,00	0,12	12
Волга	1,30	0,18	14
Сить	—	—	—
	Май (31 сут)		
Согожа	—	—	—
Ухра	0,31	0,13	42
Чагодоща	0,21	0,10	45
Суда	0,23	0,03	11
Шексна	0,41	0,08	20
Молога	—	—	—
Волга	1,02	0,14	14
Сить	—	—	—
	Сентябрь (32 сут)		
Согожа	0,33	0,09	27
Ухра	0,16	0,05	31
Чагодоща	0,25	0	0
Суда	0,23	0,03	13
Шексна	0,21	0,06	29
Молога	0,27	0,10	37
Волга	0,42	0,05	12
Сить	0,29	0,05	18
	1988 г. Март (47 сут)		
Волга	0,86	0,27	31
Молога	0,56	0,31	55
Рыбинская ГЭС	0,39	0,15	38

За 47 сут их хранения при температуре 20 °С в темноте было регенерировано 0,15—0,31 мг/л N, что составляет примерно 1/3 от суммы его минеральных форм к концу эксперимента и по порядку величин соответствует количеству аммонийного азота, отщепляющегося при гидролизе проб аналогичного состава слабым раствором серной кислоты [24].

Мы уже неоднократно отмечали, что за месяц хранения проб воды в темноте при температуре 20 °С легкоутилизируемая часть

ОВ практически полностью разрушается, и в дальнейшем процесс распада сильно замедляется. Падает и скорость регенерации биогенов. Можно с уверенностью полагать, что после такой длительной экспозиции процесс практически стабилизируется и количество регенерированного при данных условиях азота не будет заметно возрастать. В конкретном водоеме или водотоке количество выделенного N будет зависеть, кроме всего прочего, от температуры среды и времени пребывания в них водной массы с данными характеристиками. Понижение температуры на 10 °С вызывает падение скорости химических и биохимических реакций в среднем в 2,2 раза, соответственно увеличивается и время регенерации питательных элементов. Если среднюю годовую температуру воды Рыбинского водохранилища принять равной 5 °С, что, несомненно, занижено [15], то для выделения при этой температуре того количества N, которое отщепляется от ОВ при температуре 20 °С за 30 сут, необходимо около 4 мес. Коэффициент водообмена Рыбинского водохранилища (средний многолетний) равен 1,92, что соответствует времени удержания воды в нем примерно в 5,5 мес. Таким образом, воды рек, попадая в водохранилище, находятся в нем в течение периода, вполне достаточного, чтобы произошла практически полная регенерация доступных биогенов.

В расчете на год ОВ речных вод будет поставлять в Рыбинское водохранилище около 2400 т неорганических соединений азота, что составит около 12 % всего вносимого речным стоком минерального азота (табл. 16).

Таблица 16

Потенциальная способность ОВ вод рек к регенерации азота, т

Река	Зима	Весна—лето	Осень	За год
Согожа	1	—	2	—
Ухра	3	14	1	18
Чагодоща	44	134	0	178
Суда	32	19	9	60
Молога	134	—	98	—
Шексна	34	190	58	282
Волга	729	1050	118	1897

Фосфорорганические соединения, так же как азотсодержащие, могут служить потенциальным источником пополнения водных масс водоемов и водотоков питательными веществами. Количество способного к регенерации Р широко варьирует. В ряде зимних вод его практически нет, тогда как в других реках (р. Ухра) количество выделившихся фосфатов может составлять до 25 % от исходного (табл. 17).

Таблица 17

Количество регенерированного фосфора, мкг/л

Река	Исходное $P - PO_4$ (*A*)	Убыль $P_{орг}$ (*B*)	$(B/A) \cdot 100$ %
	1987 г. Март		
Ухра	40	10	25
Чагодоща	40	1	3
Шексна	21	3	14
Волга	86	0	0
Суда	33	0	0
Согожа	60	0	0
	Май		
Ухра	20	10	50
Чагодоща	15	11	73
Шексна	5	6	120
Волга	45	3	7
Суда	12	30	250
	Сентябрь		
Ухра	40	0	0
Чагодоща	28	0	0
Шексна	5	5	100
Волга	78	0	0
Суда	25	0	0
Согожа	44	28	64
Сить	41	4	10
	1988 г. Март		
Молога	37	3	8
Рыбинская ГЭС (водовод)	30	4	13

Таблица 18

Потенциальная способность ОВ вод рек к регенерации фосфора, т

Река	Зима	Весна—лето	Осень	За год
Волга	0	23	0	23
Шексна	3	14	5	22
Суда	0	23	0	23
Чагодоща	1	15	0	16
Молога	4	—	3	7
Ухра	1	1	—	2
Согожа	0	—	1	1

В мае все без исключения воды содержат ОВ, способные при деструкции поставлять заметные количества фосфатов, в ряде случаев (реки Волга и Суда) существенно превышающие их в исходной воде. К концу сентября легкоутилизируемые ОВ в водной массе претерпевают значительную биохимическую трансформацию, и в отобранных пробах его содержание относительно летних проб мало. Мала и отдача Р в виде фосфатов. Только для некоторых рек (Согожа и Шексна) она остается довольно высокой (табл. 17). Приближенные оценки показывают, что за год при температуре 20 °С может быть регенерировано 84 т Р. Это составляет 7 % от всего потока фосфатного фосфора, вносимого реками в Рыбинское водохранилище (табл. 18).

* * *

Анализ теоретических воззрений и обширного экспериментального материала показывает, что ни одна из модификаций экспоненциального уравнения *n*-го порядка не в состоянии отразить кинетику процессов деструкции ОВ природных и сточных вод в общем виде. Не могут служить достаточной основой для построения непротиворечивой в своих существенных деталях теории этого процесса и имитационные модели, которые в то же время существенно проигрывают уравнениям формальной кинетики в наглядности и простоте приложений.

При всей необозримой сложности рассматриваемого процесса деструкции ОВ для природных вод удается выделить две подсистемы и провести их раздельное моделирование. Эксперименты и расчеты показали, что относительно стойкая часть ОВ вод 6 основных притоков Рыбинского водохранилища разлагается со скоростью, которая может быть представлена уравнением химической реакции 0-го порядка. Обнаруженное удивительное постоянство удельной скорости ее деструкции для речных вод с достаточно широким спектром содержания гумуса позволяет предложить этот параметр в качестве важнейшей меры, характеризующей кинетику биохимического разложения труднооксляемой фракции ОВ широкого класса, возможно, всего многообразия природных вод. В таком случае удельная скорость деструкции приобретает статус геохимической константы наряду с такими показателями, как среднее содержание углерода в органическом веществе природных вод, их кислородные эквиваленты, среднее соотношение элементов в планктонных организмах и т. п.

Разложение лабильной части ОВ для многих речных вод во все сезоны года удовлетворительно аппроксимируется кинетическим уравнением реакции 1-го порядка, хотя начальные участки кривой биохимического потребления O_2 с еще большим успехом могут быть описаны уравнениями 2-го порядка. Интенсификация нитрификационных процессов в ряде случаев вызывает временное торможение биохимического окисления ОВ, что приводит к отклонению кривой поглощения O_2 от закономерностей реакций простых типов. Такой ход протекания деструкции лабильной фракции не может быть описан какой-либо одной функцией и требует моделирования по отдельным временным интервалам, выделенным по характерным признакам на экспериментальной кривой БПК.

Воды притоков, попадая в Рыбинское водохранилище, удерживаются в нем в течение времени, вполне достаточном для практически полной регенерации N и P из относительно доступных микробиальному сообществу ОВ. За год из органических веществ автохтонного и аллохтонного происхождения, вносимых реками в Рыбинское водохранилище, может быть регенерировано около 2400 т N и 84 т P, что составляет соответственно 12 и 7 % от всего притока неорганических форм биогенных элементов.

Суммируя данные по регенерации биогенных элементов, можно заключить, что количество питательных веществ, поступающее в Рыбинское водохранилище в результате трансформации и деструкции органических соединений, вносимых притоками, не имеет решающего значения в пополнении запасов биогенов в водоеме, хотя в периоды бурного развития в нем жизни способствует снижению напряженности в их потребности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Айзатуллин Т. А., Леонов А. В. Моделирование биохимического потребления кислорода в пробах морской воды с помощью ЭВМ // Химико-океанографические исследования морей и океанов. — М., 1975.

2. Алекин О. А., Семенов А. Д., Скопинцев Б. А. Руководство по химическому анализу вод суши. — Л., 1973.

3. Александрова Л. Н. Органическое вещество почвы и процессы его трансформации. — Л., 1980.

4. Бикбулатов Э. С., Бикбулатова Е. М. Скорость распада органического вещества отмершего фитопланктона // Микробиологические и химические процессы деструкции органического вещества в водоемах. — Л., 1979.

5. Гидрохимия: Основные понятия. Термины и определения. — М., 1972.

6. Каплин В. Т. Превращение химических веществ в природных водах. — Автореф. дисс. . . . д-ра хим. наук. — Иркутск, 1973.

7. Кузнецов С. И. Микрофлора озер и ее геохимическая деятельность. — М., 1970.

8. Лапшин М. И. Разработка способов очистки сточных вод. — М., 1952.
9. Леонов А. В. К изучению процесса БПК в пробах морской воды: Кинетический анализ и влияние добавок // Океанологические исследования в Атлантике. — М., 1970.
10. Леонов А. В. Обобщение, систематизация и кинетический анализ кривых потребления кислорода по данным БПК-опытов // Океанология. — 1974. — Т. 14, вып. 1.
11. Леонов А. В., Айзатуллин Т. А. Динамика закрытой БПК-системы: опыт портретного математического моделирования // Тр. ГОИН. — 1975. — Вып. 127.
12. Леонов А. В., Бердавцева Л. Б. Оценка процессов разложения органического вещества по кинетическим параметрам БПК // Водные ресурсы. — 1986. — № 4.
13. Романенко В. И. Деструкция органического вещества в воде при длительном хранении // Биология внутренних вод: Информ. бюл. — 1972. — № 16.
14. Романенко В. И. Микробиологические процессы продукции и деструкции органического вещества во внутренних водоемах. — Л., 1985.
15. Рыбинское водохранилище и его жизнь. — Л., 1972.
16. Саава А. О биохимической потребности кислорода воды некоторых рек юга Эстонии // Учен. зап. Тартус. ун-та. — 1965. — Вып. 178.
17. Сакевич А. И. Экзометаболиты пресноводных водорослей. — Киев, 1985.
18. Семенов А. Д., Немцева Л. И., Кишкинова Т. С. О составе органических веществ в водах озер и водохранилищ // Гидрохим. материалы. — 1966. — Т. 42.
19. Скопинцев Б. А. О потреблении кислорода в природных водах стойкими органическими веществами // Гидрохим. материалы. — 1949. — Т. 16.
20. Скопинцев Б. А. Изменение некоторых химических и физических свойств воды при их длительном хранении // Гидрохим. материалы. — 1950. — Т. 17.
21. Скопинцев Б. А. Органическое вещество в природных водах (водный гумус) // Тр. ГОИН. — 1950. — Вып. 17(29).
22. Скопинцев Б. А., Крылова Л. П. Результаты изучения некоторых вопросов динамики органического вещества в природных водах // Тр. Всесоюз. гидробиол. о-ва. — 1955. — Т. 6.
23. Топников В. Е., Вавилин В. А. Биохимическое потребление кислорода для вод различной загрязненности // Водные ресурсы. — 1986. — № 1.
24. Трифонова Н. А. О содержании органического азота в воде Рыбинского водохранилища // Биология внутренних вод: Информ. бюл. — 1977. — № 3.
25. Унифицированные методы анализа качества вод. — М., 1977. — № 1.
26. Эмануэль Н. М., Кнорре Д. Г. Курс химической кинетики. — М., 1974.
27. Baghi D., Chaudhuri N. Simplified grafical evolution of BOD curve constants // J. Water Poll. Control Fed. — 1970. — Vol. 42, N 5, p. 2.
28. Butts T. A., Kothandaraman V. Fitting first and second order reaction equations BOD to stream data // Water Sewage Works. — 1970. — Vol. 117,
29. Fujimoto Y. Graphical use of the first-stage BOD equation // J. Water Poll. Control Fed. — 1964. — Vol. 36, N 1.
30. Hartman L., Wilderer P. Phisical and biochemical aspects of BOD kinetica // Water Res. — 1968. — Vol. 2, N 1.
31. Harvey H. W. Biological chemistry and physics of sea water. — Cambridge, 1928.

32. Hewitt J., Hunter J. V. A comparison of the methods used to calculate first order BOD equation constants // Water Res. — 1975. — Vol. 9, N 7.
33. Hewitt J., Hunter J. V., Lockwood J. A multiorder approach to BOD kinetics // Water Res. — 1979. — Vol. 13, N 3.
34. (Leithe W.) Лейте В. Определение органических загрязнений питьевых, природных и сточных вод. — М., 1975.
35. Landine R. C, Second-order and first-order kinetics for BOD data // Poll. Control Mag. — 1972. Vol. 1.
36. Marske D. M., Polkowski L. B. Evalution of methods for estimating BOD parameters // J. Water Poll. Control Fed. — 1972. — Vol. 44, N 12.
37. Ogura N. Rate and extent of decomposition of dissolved organic matter in surface seawater // Marine Biol. — 1972. — Vol. 13, N 2.
38. Pressen H. A linear relationship for determing the order and rate constants of a reaction of any order // Science. — 1961. — Vol. 133, N 3446.
39. Revelle C. S., Lynn W. R., Rivera M. A. Bioxidation kinetics and second-order equation describing the BOD-reaction // J. Water. Poll. Control Fed. — 1965. — Vol. 37, N 12.
40. (Seki H.) Секи Х. Органические вещества в водных экосистемах. — Л., 1986.
41. Strasskrabova V., Legner M. Bacterial and protozoan indicators of water pollution-statistical and experimental approach // Water Res. — 1968. — Vol. 2, N 1.
42. Strickland J. D. H., Parsons T. R. A practical handbook of sea water analysis // Bull. Fish. Board Canada. — 1968. — N 167.
43. (Waksman S. A.) Ваксман С. А. Гумус. — М., 1987.
44. Woodward R. L. Deoxigenation of sewage — a disskussion // Sewage Ind. Wastes. — 1953. — Vol. 25.
45. Young J. C., Clark J. W. Second order equation for BOD // J. Sanit. Eng. Div. Amer. Soc. Civ. Eng. — 1965. — Vol. 91.

УДК 556.551.14

А. А. Былинкина, Т. Б. Лапирова,
Л. А. Петухова, Л. А. Калинина

СЕЗОННАЯ ДИНАМИКА ФОРМ ФОСФОРА И ОБОРОТА ФОСФАТОВ В РЫБИНСКОМ ВОДОХРАНИЛИЩЕ

Показаны изменения под воздействием абиотических и биотических факторов состава взвешенных и растворенных фракций фосфора, а также скорости оборачиваемости фосфатов в воде Рыбинского водохранилища.

Повышенный интерес к изучению состава и распределения питательных веществ, регулирующих рост фитопланктона, обусловлен в настоящее время широкими масштабами антропогенного эвтрофирования поверхностных вод и ухудшением их качества.

Цель настоящей работы — изучить сезонные изменения фракционного состава соединений фосфора и интенсивности обмена фосфатов между сестоном и водой в пелагиали Рыбинского водохранилища, а также выяснить, является ли состав фосфорных фракций, особенно в период активизации биопроцессов, показателем обеспеченности планктонного фитоценоза фосфором.

Исследования проводили в районе бывшего русла р. Мологи (глубина 14—17 м) против с. Бор-Дорки. Пробы воды отбирали 2 раза в месяц с декабря 1978 г. по сентябрь 1979 г. (за исключением мая) с 2 горизонтов — 1 м от поверхности и 1 м от дна.

Формы фосфора выделяли на основе разной степени дисперсности и устойчивости к физико-химическому воздействию. К растворенным формам условно отнесены фракции, содержащиеся в воде, профильтрованной через мембранный фильтр с диаметром пор 0,7 мкм. Физико-химическая обработка натуральной и фильтрованной воды включала следующие операции.

1. Облучение ультрафиолетом (УФ) проб воды в течение 1,5 ч без предварительного подкисления. Количество фосфатов, выделившееся после облучения, характеризует содержание органического фосфора.

2. Нагрев при температуре 70 °С в течение 1,5 ч производился для внесения температурной поправки при облучении проб УФ. Кроме того, эта обработка представляла интерес при анализе фосфора взвешенных веществ. Показано, что количество фосфатов, экстрагируемое из фитопланктона при кипячении, служит показателем обеспеченности организмов этим элементом [11].

© А. А. Былинкина, Т. Б. Лапирова, Л. А. Петухова, Л. А. Калинина

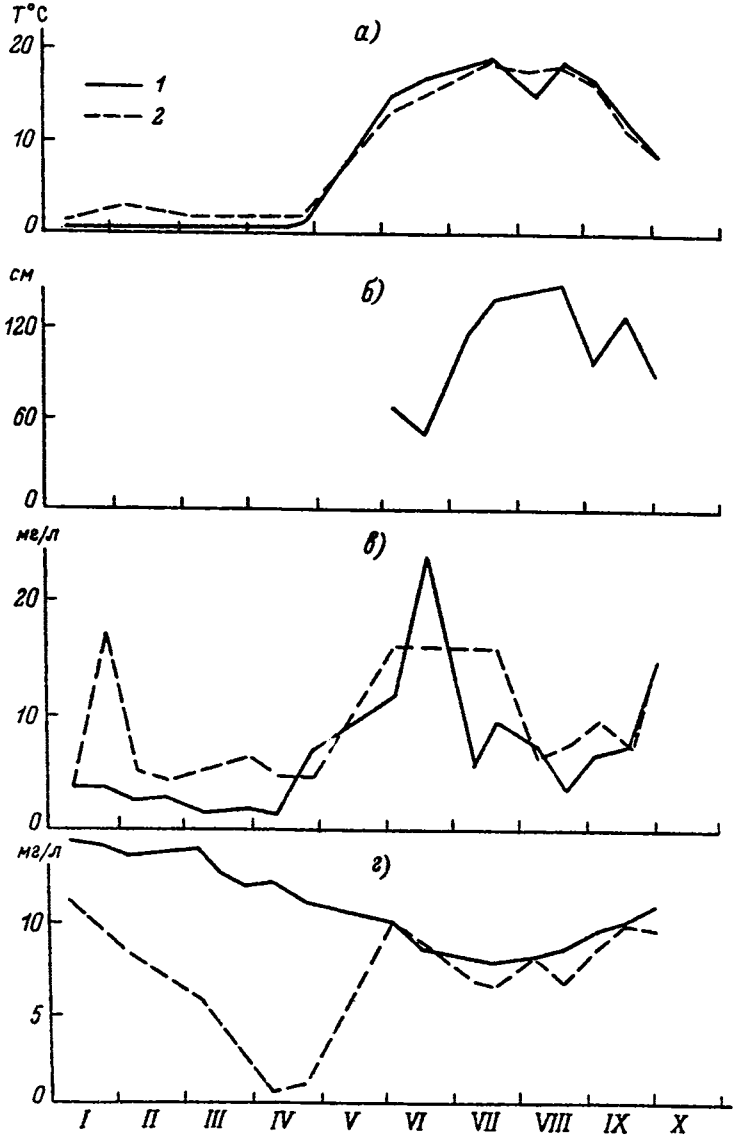
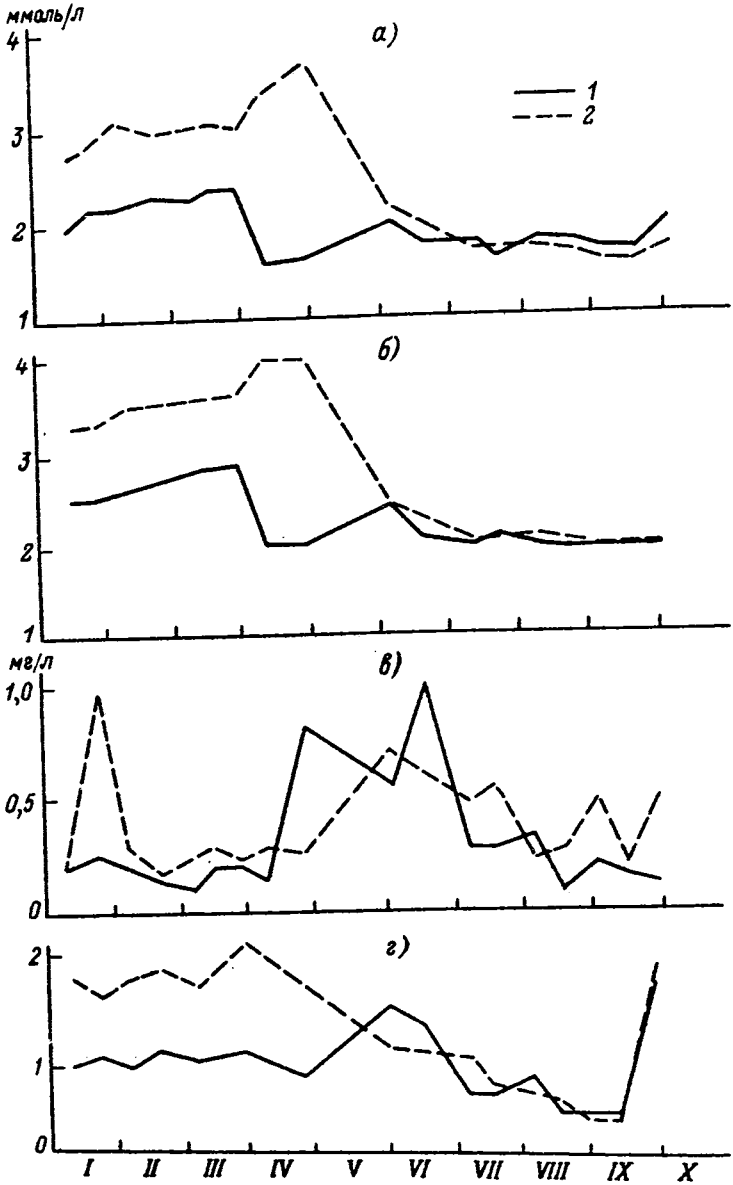


Рис. 1. Сезонная динамика температуры (*а*), прозрачности (*б*), содержания взвешенных веществ (*в*) и растворенного кислорода (*г*). *1* — поверхностный слой; *2* — придонный слой.


ммоль/л
а)
1
2
4
3
2
1
б)
4
3
2
1
мг/л
в)
1,0
0,5
0
г)
2
1
0
I
II
III
IV
V
VI
VII
VIII
IX
X

3. Кислотный гидролиз (H_2SO_4 с концентрацией 0,14 моль/л) при температуре 100 °С в течение 30 мин. Выделение фосфатов в основном обусловлено гидролизом полифосфатов.

4. Сожжение с персульфатом. Разность между $P_{общ}$, определенным в результате этой обработки, и суммой вышеперечисленных фракций, включающей и реактивный фосфатный, характеризуется содержание стойких соединений фосфора. Определение фосфатного фосфора до и после перечисленных приемов обработки проводили общепринятыми методами [5]. Более подробное описание использованных приемов фракционирования изложено нами ранее [1].

Во всех исходных пробах фильтрованной воды содержание фосфатов определяли как стандартным, так и 6-секундным методом Чемберлена и Шапиро [10], поскольку первый может существенно завышать их истинное содержание вследствие гидролиза органических соединений под воздействием используемых реагентов [13].

Скорость оборота фосфатов определяли с применением $^{32}PO_4$ без носителя. Через определенные промежутки времени регистрировали активность фильтрата и строили график в полулогарифмических координатах, как это предложено в работе [12]. Обычно график имел вид прямой, т. е. снижение активности подчинялось экспоненциальному закону. По углу наклона определяли константу скорости поглощения фосфатов ($K = \mathrm{tg}\alpha \times 2{,}303$), которая соответствует доле фосфатов, участвующих в обмене. Обратная величина константы равна времени, за которое поглотятся содержащиеся в исследуемой воде фосфаты. Поскольку добавка $^{32}PO_4$ без носителя не нарушает динамического фосфатного равновесия природных вод, можно полагать, что определяемые параметры процесса поглощения фосфатов будут характеризовать интенсивность их оборота. Измерения производили при температурах, близких к природным (зимой при 2—3 °С). При расчетах скорости оборота использовали данные по концентрации растворенных реактивных фосфатов.

Зимой с декабря до половины марта в районе наблюдений присутствуют трансформированные меженные воды р. Мологи [6]. На химический состав нижних слоев существенное влияние оказывают донные отложения. Наблюдается обычная для зимнего периода стратификация температуры, вертикальное распределение содержания взвешенных веществ, растворенного кислорода и компонентов солевого состава (рис. 1 и 2). Содержание $N_{общ}$ в поверхностном слое колеблется от 1,00 до 1,03 мг/л, в придонном слое

Рис. 2. Сезонная динамика щелочности (*а*), жесткости (*б*), содержания общего железа (*в*) и реактивного кремния (*г*).
1 — поверхностный слой; *2* — придонный слой.

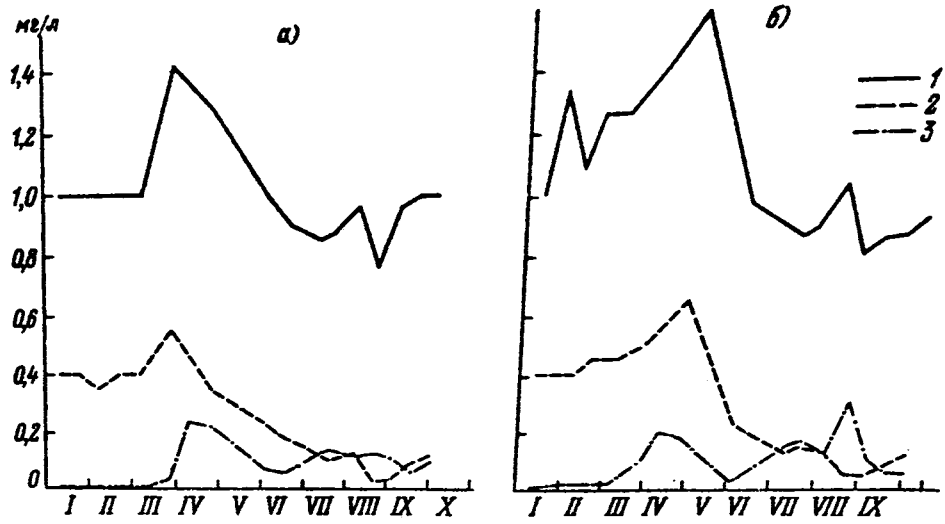


Рис. 3. Содержание общего (*1*), нитратного (*2*) и аммонийного азота (*3*). *а* — поверхностный слой; *б* — придонный слой.

не превышает 1,34 мг/л (рис. 3). Концентрация $P_{общ}$ в среднем составляет 56 и 87 мкг/л соответственно в поверхностном и придонном слоях. В этом время преобладают растворенные формы фосфора (рис. 4), на долю которых приходится в поверхностном слое 82 % от $P_{общ}$, в придонном — 70 %. Растворенный фосфор в основном представлен реактивным фосфатным и органическим. Соотношение форм фосфора в поверхностном и придонном слоях зимой практически одинаковое (среднее из 6 проб, отобранных в декабре, январе, феврале и марте):

Фосфор	Поверхность	Дно
Суммарный растворенный	46 ± 1,0 / 100	60 ± 4,0 / 100
Фосфорный реактивный	27 ± 2,0 / 59	38 ± 4,0 / 63
Органический	14 ± 1,0 / 30	14 ± 2,0 / 23
Полифосфатный	4 ± 0,8 / 9	6 ± 2,0 / 10
Стойких соединений	1 ± 1,0 / 2	3 ± 1,2 / 5

Примечание. Здесь и далее в *числителе* — концентрация фосфора, мкг/л, в *знаменателе* — % от суммарного.

В поверхностном и придонном слоях фосфаты, определенные 6-секундным методом, составили в среднем 74 и 60 % от реактивного, установленного стандартным методом (рис. 5).

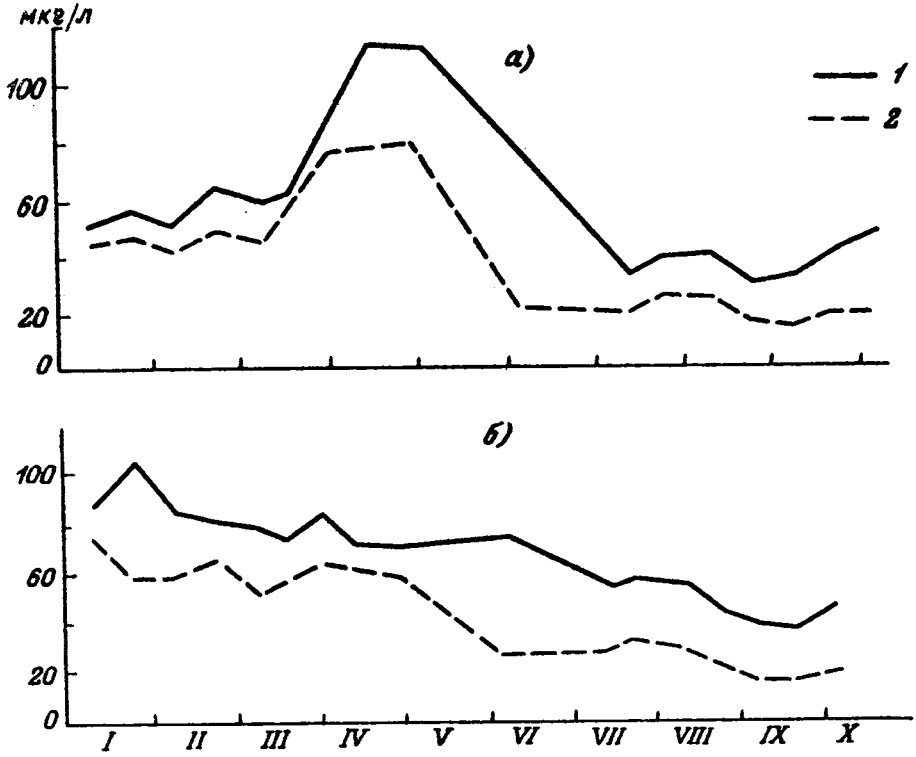


Рис. 4. Содержание общего (*1*) и суммарного растворенного (*2*) фосфора. *а* — поверхностный слой; *б* — придонный слой.

Содержание взвешенных форм фосфора в придонном слое примерно в 3 раза выше, чем в поверхностном (среднее из проб):

Фосфор	Поверхность	Дно
Суммарный взвешенный	10 ± 1,0 / 100	27 ± 5,0 / 100
Реактивный	6 ± 1,2 / 60	13 ± 4,0 / 48
Органический	2,5 ± 1,1 / 25	8,5 ± 2,4 / 31
Полифосфатный	1,5 ± 1,0 / 15	4,5 ± 1,5 / 17
Стойких соединений	0	1 ± 0,9 / 4

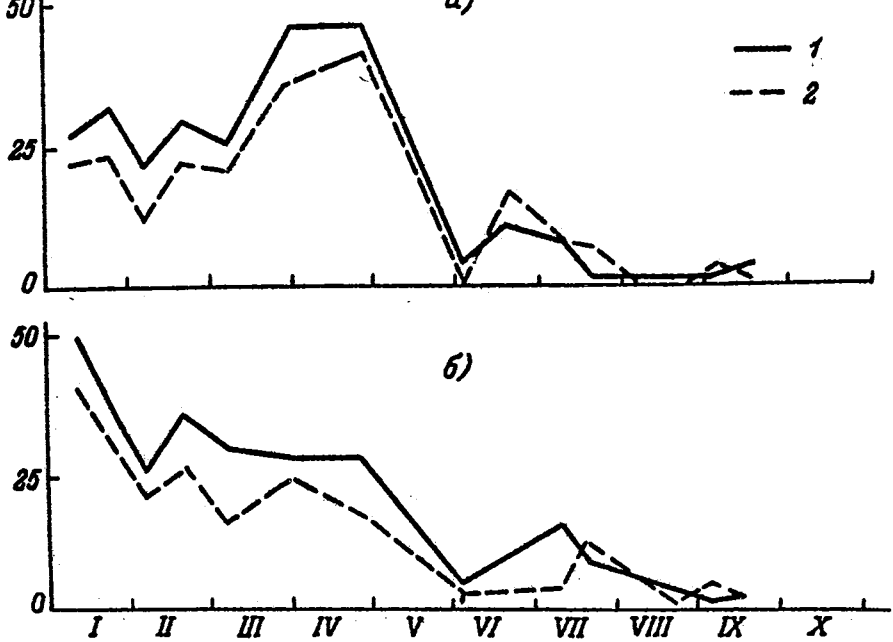


Рис. 5. Содержание реактивного фосфатного фосфора (*1*) и фосфатов, определенных 6-секундным методом (*2*).
а — поверхностный слой; *б* — придонный слой.

Ведущей формой является реактивный фосфор, легко десорбируемый со взвешенных веществ, который определяется по разности между содержанием фосфатов в натуральной и фильтрованной воде. Установлена тесная корреляционная связь ($r = 0{,}76$) для придонного слоя между этой формой и содержанием $Fe_{общ}$, что позволяет отнести ее к фосфатам, сорбированным на гидроокиси железа. Концентрация взвешенного $P_{орг}$ и полифосфатов в придонном слое (1 м от дна) немного выше, чем у поверхности. Фракция фосфора, десорбируемого с поверхности частиц при нагреве, в зимних пробах отсутствовала.

Зимой скорость оборота фосфатов чрезвычайно мала, ее среднее значение в поверхностном слое составляет 0,05 мкг/(л·ч), у дна — 0,07 мкг/(л·ч). Соответственно низки константы скорости — от 0,001 до 0,004 $ч^{-1}$ (рис. 6).

Таким образом, в течение длительного периода (с января до середины марта) существенных различий в содержании $P_{орг}$ взве-

шенных веществ и интенсивности фосфатного обмена между поверхностным и придонным слоями не установлено, несмотря на отчетливое превышение концентрации $P_{общ}$ у дна при достаточно высоком содержании растворенного кислорода в придонном слое. Даже в первой декаде марта оно еще составляло 6,15 мг/л (см. рис. 1).

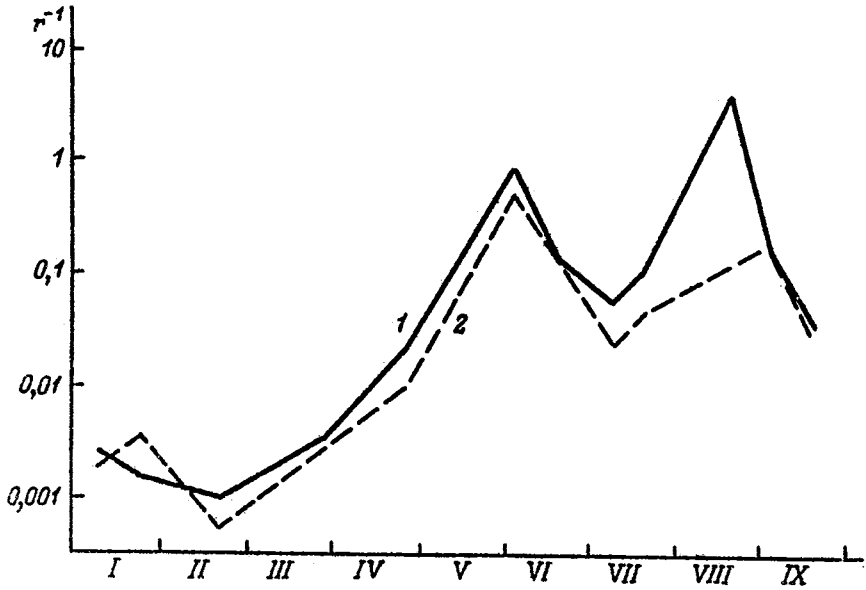


Рис. 6. Сезонные изменения константы скорости оборота фосфатов в поверхностном (*1*) и придонном (*2*) слоях.

В конце марта и в апреле содержание $P_{общ}$ в поверхностном слое увеличивается до 90—114 мкг/л, что заметно превосходит концентрации в придонном слое (70—84 мкг/л). Повышение содержания $P_{общ}$ и $N_{общ}$ (см. рис. 3 и 4) связано с подтоком волжских вод, обусловленным более ранним снеготаянием на водосборе южнее расположенных Иваньковского и Угличского водохранилищ, которым свойственно сравнительно высокое содержание P и N, особенно нитратного. В придонном слое концентрация O_2 в это время снижается до 2,9 мг/л, незначительно увеличивается содержание аммонийного азота, среди растворенных форм

фосфора преобладает органический. В поверхностном слое содержание $P_{общ}$ увеличивается только за счет растворенных форм, в основном реактивного и в меньшей степени — органического, соотношение фракций к 29 марта сохраняется прежним, характерным для зимнего периода:

Фосфор	Поверхность	Дно
Суммарный растворенный	77/100	64/100
Фосфатный реактивный	45/58	28/44
Органический	23/30	34/53
Полифосфатный	9/12	2/3
Стойких соединений	0	0

Судя по данным 6-секундного метода, в поверхностном и придонном слоях истинное содержание фосфатов составило в это время соответственно 80 и 86 % от реактивного фосфатного. Скорость оборота фосфатов остается на низком уровне, имеется незначительная тенденция к ее увеличению в поверхностном слое [0,16 мкг/(л·ч)] и у дна [0,07 мкг/(л·ч)].

Количество взвешенного фосфора в марте такое же, как зимой: в поверхностном слое он почти весь (11 из 13 мкг/л) представлен реактивным фосфором, легко десорбируемым с поверхности частиц, в придонном слое содержание этой фракции составляет всего лишь 30 % (6 из 20 мкг/л суммарного взвешенного), 45 % приходится на полифосфатный и 25 % — на органический фосфор.

В апреле химический состав поверхностного слоя в основном определяется местным поверхностным стоком талых вод; происходит дальнейшее увеличение $P_{общ}$ (114 мкг/л) главным образом за счет взвешенных форм, повышается содержание аммонийного азота и $Fe_{общ}$ при резком снижении щелочности и жесткости воды (рис. 2). В придонном слое содержание растворенного кислорода падает до 1,0—1,5 мг/л, продолжает увеличиваться щелочность (до 3,7 ммоль/л), но наличие O_2 препятствует выделению фосфатов, аммонийного азота и железа. В результате содержание $P_{общ}$ здесь остается на уровне зимних значений (71 мкг/л).

Соотношение растворенных фракций фосфора 26 апреля в поверхностном слое отличается удивительным постоянством:

Фосфор	Поверхность	Дно
Суммарный растворенный	80/100	58/100
Фосфатный реактивный	47/59	28/48
Органический	27/34	19/33
Полифосфатный	6/7	11/19
Стойких соединений	0	—

По данным 6-секундного метода, содержание растворенного фосфатного фосфора в поверхностном слое составило 89 % от реактивного, у дна — только 64 %.

Взвешенный фосфор поверхностного слоя, находящегося под влиянием местного стока талых вод, в основном представлен подвижной реактивной фракцией. На ее долю приходится 32 мкг/л, или 94 % от суммарного фосфора взвешенных веществ. Связь этой фракции с коллоидом гидроокиси железа подтверждается высоким содержанием в это время Fe (0,8 мг/л) (см. рис. 2). В придонном слое в 1 л воды из 13 мкг взвешенного фосфора 8 мкг составил подвижный реактивный фосфор и 5 мкг — органический фосфор.

Скорость оборота в конце подледного периода (t = 1,0 °С) в поверхностном слое резко увеличилась, достигнув 1,18 мкг/(л·ч). Константа скорости возросла до 0,026 $ч^{-1}$, что на порядок выше значений, полученных в течение зимнего периода. В придонном слое скорость оборота фосфатов увеличилась в меньшей степени, составляя 0,30 мкг/(л·ч). Активизация фосфатного обмена в поверхностном слое происходит при более высоком, чем в зимние месяцы, уровне растворенных фракций и существенном увеличении содержания взвешенного фосфора, особенно его подвижной формы.

В течение зимнего периода (декабрь—март) отношение С : Р в органическом веществе в поверхностном слое варьировало в пределах 83—290 (в среднем 132), а в апреле снизилось до 43 (содержание $C_{орг}$ рассчитывали по бихроматной окисляемости [8]). Высокое отношение характерно для обедненного фосфором органического вещества гумусовой природы [9].

Высокая скорость оборота фосфора в конце апреля при наличии ледяного покрова и при температуре воды 1 °С обусловлена рядом причин: активностью микрофлоры, поступающей с талыми водами, большим количеством зимнего зоопланктона, биомасса которого достигает максимума в апреле [4], а также развитием весеннего доминанта фитопланктона — мелкоклеточной диатомеи *Stephanodiscus hantzschii* [2] и, наконец, процессами биохимиче-

ского окисления газообразных продуктов распада органического вещества донных отложений. Выделение метана над затопленным руслом р. Мологи в районе наших наблюдений и усиление этого процесса в конце зимы установлено А. И. Сараловым [7].

В период весенней циркуляции (май—начало июня) концентрации многих компонентов химического состава в поверхностном и придонном слоях выравниваются (см. рис. 1 и 2). Это относится и к $P_{общ}$, содержание которого сохраняется на относительно высоком уровне — 75 мкг/л. В противоположность зимнему периоду в это время преобладают взвешенные формы — в среднем 68 % от $P_{общ}$, среди растворенных фракций основная — фосфор органических соединений (24 мкг/л), реактивный фосфатный снижается до 4—6 мкг/л. Шестисекундным методом фосфаты определить не удалось. Заметно снижаются концентрации и минеральных форм азота (см. рис. 2), тогда как значения бихроматной и перманганатной окисляемости возрастают (рис. 7). По всей акватории водохранилища наблюдается массовое развитие водорослей [3], в результате чего, по-видимому, достигается первый за вегетационный период максимум скорости оборота фосфатов: 4,4 мкг/(л·ч) в придонном слое, 3,25 мкг/(л·ч) у дна. Константы скорости составили соответственно 1,11 и 0,57 $ч^{-1}$. В связи с высокой активностью биопроцессов представляет интерес более подробно остановиться на составе фракций взвешенного фосфора, найденных 4 июня:

Фосфор	Поверхность	Дно
Суммарный взвешенный	51/100	48/100
Реактивный	2/4	3/6
Реактивный после нагрева	7/14	6/12
Органический	24/41	19/40
Полифосфатный	14/27	13/27
Стойких соединений	7/14	7/15

Ведущая в зимний период форма реактивного легко десорбируемого фосфора снижается до минимума, преобладает $P_{орг}$. В заметных количествах присутствуют фосфор полифосфатов и в аналитически достоверных количествах фракция реактивного фосфора, выделенная после нагрева. Наличие двух последних форм

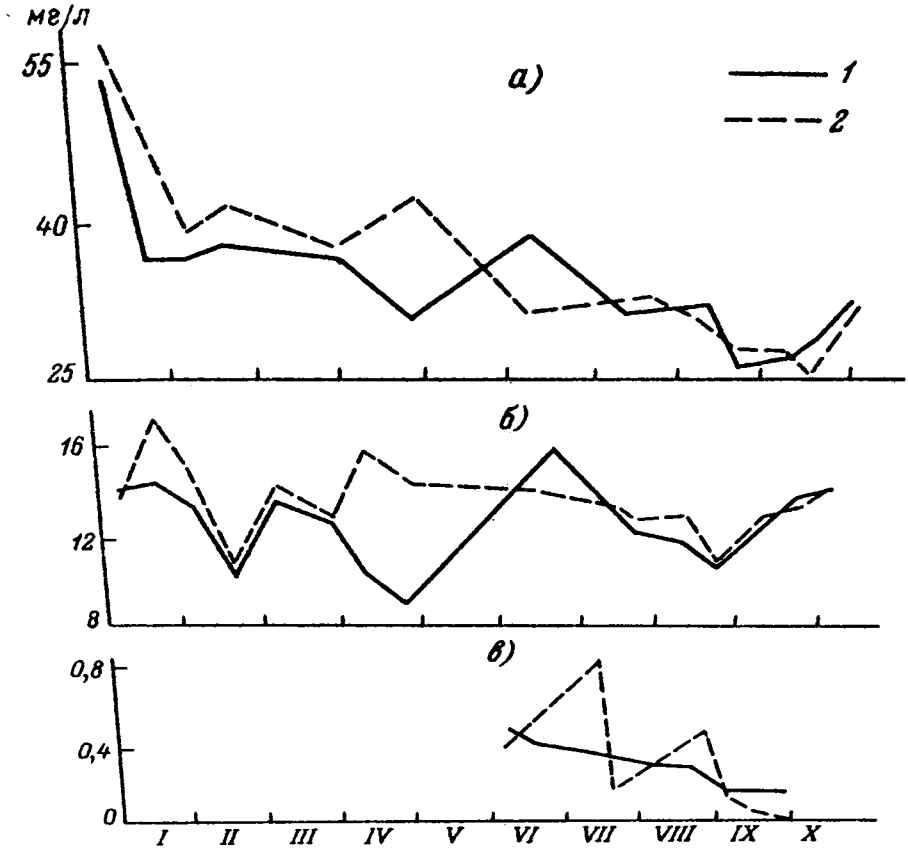


Рис. 7. Сезонная динамика содержания органического вещества в поверхностном (*1*) и придонном (*2*) слоях.
а — бихроматная окисляемость; *б* — перманганатная окисляемость; *в* — БПК$_1$.

позволяет высказать предположение, что несмотря на обеднение воды фосфатами в этот период организмы планктонного биоценоза не дефицитны по этому элементу. Низкий уровень фосфатов непрерывно пополняется за счет энзимного гидролиза растворенных органических соединений, о чем свидетельствует высокая скорость оборота фосфатов.

Летом в районе наблюдений присутствует водная масса Главного плеса водохранилища, фосфорный резерв которой низок. Со-

держание $P_{общ}$ в среднем составляло 38 мкг/л у поверхности и 48 мкг/л у дна. Малые значения затрудняют и снижают достоверность определения форм фосфора. Однако средние данные за июль, август, сентябрь (6 проб) все же дают представление о соотношении определяемых фракций в этот период:

Фосфор	Поверхность	Дно
Суммарный растворенный	21 ± 2,0 / 100	23 ± 3,0 / 100
Фосфатный реактивный	3 ± 1,0 / 14	7 ± 2,5 / 30
Органический	14 ± 1,9 / 67	13 ± 1,7 / 56
Полифосфатный	4 ± 1,7 / 19	3 ± 0,7 / 13
Стойких соединений	0	0

Среди растворенных форм фосфора преобладает органический, который, будучи субстратом для энзимов фосфатазной группы, является дополнительным источником фосфатов, содержащихся в этот период в водоеме, особенно в поверхностном слое, в минимальном количестве. Определение фосфатов 6-секундным методом показало пеструю картину (см. рис. 5). В августе в поверхностном слое они не были обнаружены, в придонном слое составили 25 % от реактивного, в июле и в сентябре в двух случаях были в 1,5—2,5 раза больше содержания реактивных фосфатов. Растворенные и взвешенные формы присутствуют практически в равных количествах как в поверхностном, так и придонном слое.

В составе взвешенного фосфора обнаружены все определяемые формы:

Фосфор	Поверхность	Дно
Суммарный взвешенный	17 ± 2,0 / 100	24 ± 1,0 / 100
Реактивный	3 ± 1,1 / 18	4 ± 1,4 / 17
Реактивный после нагрева	1 ± 0,2 / 6	1 ± 0,4 / 4
Органический	5 ± 1,8 / 29	12 ± 2,4 / 50
Полифосфатный	6 ± 1,9 / 35	6 ± 1,4 / 25
Стойких соединений	2 ± 1,4 / 12	1 ± 0,7 / 4

Как отмечалось выше, зимой среди взвешенных фракций ведущей был реактивный фосфор, легко десорбируемый с взвешенных веществ, для которого установлена тесная корреляционная связь с содержанием $Fe_{общ}$. Летом роль этой фракции снижается, хотя содержание железа остается на уровне зимних значений (в среднем 0,23 мг/л). Это позволяет предположить, что фракция взвешенного реактивного фосфора является доступной формой для водных организмов.

В летний период взвешенный фосфор в основном представлен органическим и полифосфатным. Во всех пробах в малых количествах присутствовала и фракция, выделяемая после нагрева.

Скорость оборота фосфатов и константа скорости в течение июля—сентября изменялись в широких пределах (см. рис. 6). В придонном слое интенсивность фосфатного обмена была заметно ниже, чем у поверхности:

	Константа скорости оборота PO_4, $ч^{-1}$	Скорость оборота PO_4, мкг/(л·ч)
Поверхность	0,051—5,405 (1,122±0,866)	0,20—8,11 (1,872±1,270)
Дно	0,025—0,235 (0,098±0,040)	0,11—0,58 (0,405±0,099)

Примечание. В скобках даны средние значения.

Значения нижнего предела наблюдались в конце периода вегетации в сентябре. Максимум имел место в августе в поверхностном слое, когда концентрация растворенного фосфатного фосфора находилась на пределе чувствительности метода, а 6-секундным методом фосфаты не были обнаружены. Растворенный фосфор в основном представлен органическим. Среди взвешенных форм также преобладает органический, полифосфаты отсутствуют.

Следует отметить, что в период весенней циркуляции при низком содержании растворенных фосфатов, когда достигается первый максимум скорости оборота фосфатов, среди взвешенных форм значительную долю составляли полифосфаты и реактивный фосфор, выделившийся после нагрева.

Сопоставление форм взвешенного фосфора в периоды максимальной интенсивности фосфатного обмена позволяет заключить, что две указанные формы взвешенного фосфора, особенно полифосфаты, характеризуют обеспеченность фито- и бактериопланктона фосфором. Отсутствие их в августе свидетельствует о фосфатном дефиците планктонного биоценоза.

Таким образом, сезонные наблюдения над фракционным составом $P_{общ}$ и интенсивностью фосфатного обмена в пелагиали

Рыбинского водохранилища в районе бывшего русла р. Мологи показали, что зимой, когда здесь присутствуют главным образом меженные воды р. Мологи, поверхностный слой заметно беднее фосфором, чем придонный (в среднем 60 и 87 мкг/л соответственно). В это время $P_{общ}$ в основном представлен растворенными формами, среди которых преобладает реактивный фосфатный (60 %), на долю органического приходится около 30 %. Небольшое количество фосфора взвешенных веществ обусловлено присутствием реактивного фосфора, легко десорбируемого с поверхности частиц, связанного, по-видимому, с гидроокисью железа. Скорость оборота фосфатов крайне низка — константы скорости составляли порядка 0,001 $ч^{-1}$.

В конце подледного периода (апрель) вследствие подтока волжских вод с повышенными концентрациями фосфора в поверхностном слое содержание $P_{общ}$ увеличивается до 100 мкг/л и более преимущественно за счет растворенных форм, тогда как в придонном слое оно сохраняется на уровне зимних значений. Константа скорости оборота фосфатов в конце апреля в поверхностном слое на порядок выше зимних значений, хотя температура воды в это время не превышала 1 °С, а содержание растворенных фосфатов достигало 46 мкг/л. Наиболее вероятная причина повышения скорости оборота фосфатов — развитие диатомеи *Stephanodiscus hantzschii*, требующей для своего роста высокой обеспеченности биогенами.

Летом, когда в районе наблюдений присутствует водная масса Главного плеса водохранилища, содержание $P_{общ}$ как в поверхностном, так и придонном слое в среднем составляет 40 мкг/л. Растворенные и взвешенные формы содержатся примерно в равных количествах. Среди первых форм преобладает $P_{орг}$ (14 мкг/л). Ведущими взвешенными формами в поверхностном слое был фосфор органический и полифосфатный, в придонном — только органический. Константа скорости оборота в поверхностном слое колеблется в пределах 0,05—5,40 $ч^{-1}$, в придонном — от 0,03 до 0,24 $ч^{-1}$ при содержании растворенных фосфатов менее 10 мкг/л. Летом отмечено два пика скорости оборота — 4 июня и 21 августа. В отличие от первого максимума, в августе при высокой скорости оборота фосфатов ($K = 5,4$ $ч^{-1}$) среди взвешенных форм отсутствовали полифосфаты и реактивный фосфор, выделяющийся после нагрева. Поскольку эти фракции характеризуют энергетические ресурсы клеток, их отсутствие свидетельствует о фосфатном дефиците планктонного фитоценоза.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Былинкина А. А., Петухова Л. А., Лапирова Т. Б. Формы фосфора и кинетика поглощения фосфатов в водохранилищах Верхней Волги // Гидрохимические исследования волжских водохранилищ. — Рыбинск, 1982.

2. Корнеева Л. Г. Сравнительный анализ структуры и динамики фитопланктона Главного и Шекснинского плесов Рыбинского водохранилища // Структура и функционирование пресноводных экосистем. — Л., 1988.

3. Микробиологические процессы и гидрологическая характеристика Рыбинского водохранилища в 1979 г. / С. И. Кузнецов, В. И. Романенко, В. А. Романенко, Н. С. Карпова // Биологическая продуктивность и качество воды Волги и ее водохранилищ. — М., 1984.

4. Ривьер И. К. Зимний зоопланктон Рыбинского водохранилища // Экологические исследования водоемов Волго-Балтийской и Северо-Двинской водных систем. — Л., 1982.

5. Руководство по химическому анализу вод суши. — Л., 1973.

6. Рыбинское водохранилище и его жизнь. — Л., 1972.

7. Саралов А. И. Газохроматографический метод определения интенсивности микробиологического окисления метана в водоемах // Микробиология. — 1979. — Т. 48, вып. 1.

8. Скопинцев Б. А. О соотношении между кислородом окисляемости, органическим углеродом и общим содержанием органического вещества в природных водах // Гидрохим. материалы. — 1950. — Т. 18.

9. Фотиев А. В. К изучению гумуса болотных вод // Почвоведение. — 1964. — № 12.

10. Chamberlain W., Shapiro V. On the biological significance of phosphate analysis; comparison of standard and new methods with Bioassay // Limnol. Oceanogr. — 1969. — Vol. 14, N 6.

11. Fitzgerald G. P. Field and laboratory evalutions of bioassays for nitrogen and phosphorus with algae and aquatic weeds // Limnol. Oceanogr. — 1969. — Vol. 14, N 2.

12. Lean D. R. S., Nalewajko C. Phosphorus turnover time and phosphorus demand in large and smoll lakes // Arch. Hydrobiol. Beih. Ergeb. Limnol. — 1979. — Vol. 13.

13. Rigler F. H. Further observations inconsistent with the hypothesis that the molybdenum blue method measures ortophosphate in lake water // Limnol. Oceanogr. — 1968. — Vol. 13, N 1.

УДК 556.551.14 : 546.18

Н. А. Трифонова

СЕЗОННАЯ ДИНАМИКА ФОСФАТАЗНОЙ АКТИВНОСТИ В ВОДЕ РЫБИНСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА

Показано, что в водохранилище ферменты фосфатазной группы активны в течение всего года. Примерно 60 % общей активности обусловлено фосфатазами взвешенного вещества. Содержание фосфатов не всегда контролирует активность фосфатаз.

В условиях фосфатного дефицита жизнедеятельность фито- и бактериопланктона регулируется преимущественно интенсивностью процесса регенерации фосфатов из фосфорорганических соединений. Поскольку в природных водоемах, т. е. при невысокой температуре, близким к нейтральному значений pH, нормальном давлении и низких концентрациях растворенных веществ, деструкция фосфорорганических соединений с освобождением фосфатов может протекать лишь с участием ферментов фосфатазной группы, происхождение этих ферментов, их активность и факторы, ее обусловливающие, представляют несомненный интерес.

В работе рассматриваются результаты исследования фосфогидролаз Рыбинского водохранилища, проводившегося путем систематических сезонных наблюдений на глубоководной станции в районе затопленного русла р. Мологи (у с. Бор-Дорки). Пробы отбирали с декабря 1978 г. по октябрь 1979 г. 2 раза в месяц. Кроме того, в 1977—1988 гг. эпизодически исследовали и другие части водоема. Активность ферментов фосфатазной группы оценивали по скорости гидролиза добавленного к природной воде паранитрофенилфосфата (*п*-НФФ) посредством анализа через определенные промежутки времени продуктов энзимной деструкции этого соединения — фосфатов и паранитрофенола (*п*-НФ). Более подробно методика описана ранее [4]. Фракционирование растворенных и взвешенных фосфатаз осуществляли с помощью мембранных фильтров № 2 и № 5 с диаметром пор соответственно 0,5 и 1,2 мкм. Фильтрованием через фильтр № 2 выделяли растворенные фосфатазы. Разность между нефильтрованными пробами и пропущенными через фильтр № 5 отнесена к фракции планктона, между фильтрами № 5 и № 2 — к бактериопланктону. Деление, конечно, условное, но позволяющее получить ориентировочное представление о связи природных фосфатаз со взвешенным веществом разной степени дисперсности. Оценку кине-

© Н. А. Трифонова

тических параметров процесса ферментативного гидролиза фосфорорганических соединений — максимальной потенциальной скорости $V_м$ и константы половинного насыщения $K_м$ — проводили путем исследования кинетики энзимных процессов с использованием в качестве математической модели уравнения Михаэлиса—Ментен и графической обработки полученных данных. Прежде чем перейти к результатам сезонных наблюдений за активностью фосфогидролаз Рыбинского водохранилища, следует кратко остановиться на гидрохимических условиях и их изменениях в период проведения исследования. Химические анализы выполняли преимущественно общепринятыми методами [1], общий азот анализировали пресульфатным методом [5], аммонийный азот — микродиффузионным [3].

В период наблюдений изменение содержания суммы солей контролировали по содержанию кальция и магния, составляющих более 90 % суммы катионов [2]. В начале зимы поверхностный и придонный горизонты довольно существенно различались по этому показателю, который в поверхностном горизонте составлял 2,5 ммоль/л, а в придонном — примерно на 1/3 больше (табл. 1). Далее, до конца марта, шло постепенное увеличение концентрации солей во всей водной толще с очень незначительным ускорением роста минерализации у дна. В апреле сумма солей в поверхностном горизонте снизилась до 2 ммоль/л, тогда как у дна продолжала увеличиваться и достигла 4 ммоль/л. Такие изменения явились результатом проникновения снеговых талых вод и отсутствия перемешивания водной толщи подо льдом и сопровождались снижением цветности и мутности в поверхностном горизонте. В мае по содержанию солей вся водная толща была однородной, концентрации же их продолжали уменьшаться почти до конца июля, и затем до ледостава оставались на одном уровне во всех слоях водного столба.

Насыщение воды кислородом на поверхностных горизонтах в течение всего зимнего периода не опускалось ниже 78 %, в то время как интенсивное поглощение O_2 илами и потребление его на окисление восстановленных соединений, поступающих из илов в воду, уже в марте привело к его снижению в придонном слое до 6—3 мг/л, т. е. до 35—20 % насыщения, а к концу подледного периода — до 1 мг/л. Низкий уровень содержания O_2 в нижних слоях сохранялся в течение всего апреля — до вскрытия водоема и полного перемешивания водной толщи. В период открытой воды поверхностные и придонные горизонты незначительно различались по содержанию O_2, составлявшему у поверхности 85—99 %, у дна — 71—95 % насыщения.

Таблица 1

Некоторые химические и физические показатели свойств воды водохранилища в районе с. Бор-Дорки в 1978—1979 гг.

Дата	Жесткость, ммоль/л	pH	O_2 мг/л	Цветность, ° Pt-Co шк.	Содержание взвешенного вещества, мг/л	$N_{общ}$	NH_4^+	NO_2^-	NO_3^-
						мг/л			
26 XII	2,47 / 3,09	7,70 / 7,80	14,14 / 12,61	60 / 55	5,0 / 5,0	1,00 / 1,06	0,00 / 0,01	0,0001 / 0,0020	0,40 / 0,40
11 I	2,51 / 3,28	8,00 / 7,70	14,45 / 11,45	58 / 56	4,0 / 4,7	1,00 / 1,01	0,00 / 0,01	0,0001 / 0,0040	0,40 / 0,40
24 I	2,52 / 3,32	7,62 / 7,55	14,39 / —	57 / 63	4,0 / 17,3	1,02 / 1,34	0,00 / 0,01	0,0010 / 0,0050	0,40 / 0,40
7 II	2,60 / 3,50	7,70 / 7,62	13,77 / 8,33	65 / 65	3,0 / 5,5	1,02 / 1,09	0,00 / 0,02	0,0010 / 0,0010	0,35 / 0,40
21 II	2,68 / 3,52	7,50 / 7,30	—	55 / 55	3,2 / 4,4	1,03 / 1,26	0,01 / 0,02	0,0015 / 0,0018	0,40 / 0,45
7 III	2,83 / 3,58	8,05 / 7,60	13,90 / 6,15	55 / 63	2,0 / 5,5	1,36 / 1,41	0,00 / 0,02	0,0017 / 0,0044	0,50 / 0,50
16 III	2,84 / 3,60	—	12,92 / 4,90	55 / 60	—	—	—	—	—
29 III	2,86 / 3,63	7,70 / 7,25	12,18 / 2,85	57 / 70	2,2 / 6,4	1,42 / 1,38	0,04 / 0,10	0,0006 / 0,0045	0,55 / 0,50
10 IV	2,02 / 4,00	—	12,21 / 0,98	40 / 60	1,5 / 5,0	—	0,24 / 0,20	—	—

26 IV	2,00/3,97	7,05/7,32	11,26/1,53	58/67	7,2/5,0	1,28/1,58	0,22/0,18	0,0100/0,0100	0,35/0,65
4 VI	2,44/2,44	8,08/8,12	10,22/10,22	80/80	12,0/16,3	1,00/0,93	0,07/0,03	0,0100/0,0100	0,23/0,23
19 VI	2,08	8,00	8,90	67	24,0	0,91	0,06	0,0050	0,18
10 VII	2,00/2,04	8,05/7,80	8,35/7,13	68/75	6,0/16,0	0,86/0,86	0,12/0,15	0,0140/0,0150	0,13/0,13
20 VII	2,00/2,02	7,92/7,75	8,12/6,85	65/77	10,0/16,0	0,88/0,89	0,14/0,16	0,0120/0,0130	0,10/0,15
7 VIII	2,02/2,09	8,25/7,95	8,43/8,43	67/—	7,6/6,6	0,97/1,03	0,12/0,13	0,0073/0,0077	0,13/0,13
21 VIII	2,01/2,04	8,15/7,65	8,99/6,94	60/60	4,2/7,9	0,77/0,80	0,13/0,15	0,0032/0,0080	0,03/0,06
5 IX	1,96/1,97	7,62/7,60	9,92/8,80	58/58	7,1/10,2	0,96/0,85	0,11/0,11	0,0000/0,0000	0,04/0,05
18 IX	1,98/1,99	7,92/7,90	10,35/10,11	55/55	7,6/7,7	1,01/0,86	0,06/0,06	0,0034/0,0030	0,09/0,08
2 X	1,98/1,99	7,90/7,90	11,28/11,16	68/68	15,4/15,4	1,00/0,90	0,10/0,06	0,0045/0,0044	0,12/0,12

Примечание. Здесь и далее в числителе — значение в поверхностном горизонте (1 м), в знаменателе — значение в придонном горизонте (1 м ото дна).

Значение pH на ст. Бор-Дорки в подледный период изменялось у поверхности от 7,05 до 8,05, у дна — от 7,25 до 7,80. На других станциях зимой 1977 г. амплитуда колебаний была почти такой же — от 6,90 до 7,60. Различия между поверхностным и придонным горизонтами не превышали 0,15. В открытый период на стационарной станции значения pH у поверхности отмечались в пределах 7,32—8,25, у дна — от 7,25 до 8,12, а для других районов водохранилища составили 7,40—8,60.

Содержание общего азота в районе наблюдений колебалось от 0,8 (начало осени) до 1,6 мг/л (конец подледного периода), составляя в среднем за год 1,03±0,13 мг/л у поверхности и 1,07±0,19 мг/л у дна. Большая часть суммарного азота (60—85 %) приходилась на органические соединения. Содержание минеральных форм изменялось от 0,35 до 0,85 зимой и от 0,14 до 0,32 мг/л в остальные сезоны. Среди минеральных соединений азота основную часть составляли нитраты. Концентрации аммонийного азота в течение года колебались от нескольких сотых до 1—2 десятых милиграмма на литр. Максимальное его количество, как и содержание нитратов и соединений фосфора, приходилось на март—апрель, что обусловлено проникновением в данный район в конце подледного периода обогащенных азотом и фосфором зимних волжских вод.

Анализ фосфатазной активности показал, что зимой в Рыбинском водохранилище скорость регенерации фосфатов обычно невелика. На глубоководной станции Главного плеса самые низкие скорости расщепления органических соединений фосфора были характерны для первой половины зимнего периода. Так, с декабря по февраль фосфатазная активность колебалась от одной до нескольких десятых долей микрограмма фосфора на литр в час, тогда как в марте составляла уже около 1 мкг/(л·ч), а к концу подледного периода (конец апреля) достигала 2,5 мкг/(л·ч) (табл. 2).

Наблюдения, проведенные в зимнее время на других станциях, обнаружили существенные различия скорости регенерации фосфатов по акватории водоема. Так, в январе 1977 г. при крайне низких в большей части водохранилища потенциальных скоростях гидролиза [0,2—0,3 мкг/(л·ч)] фосфатазная активность в северной части Главного плеса (станции Средний Двор, Измайлово) оказалась более чем на порядок выше и сопровождалась очень низкими концентрациями фосфатов (1—3 мкг/л). Низкие концентрации реактивного кремния в этом районе (менее 1 мг/л) позволяют предполагать, что высокая фосфатазная активность была обусловлена интенсивным развитием подо льдом диатомовых водорослей при дефиците фосфатов. В марте активность фосфатаз в этом районе снизилась до

Таблица 2

Фосфатазная активность вод водохранилища в районе с. Бор-Дорки в 1978—1979 гг.

Дата	Температура, °С	PO_4^{3-}, мкг/л	Фосфатазная активность, мкг/(л·ч)			
			общая	раствор	взвешенные вещества	общая
			при температуре 20 °С			при температуре водоема
26 XII	0,0/0,5	22/42	0,11/0,13	0,08/0,12	0,03/0,01	0,00/0,00
11 I	0,0/0,8	27/50	0,30/0,58	—	—	—
24 I	0,0	32	0,89	0,75	0,14	0,48
7 II	0,0/3,0	22/26	0,37/0,77	—	—	0,07/0,19
21 II	0,0/—	29/36	0,27/0,50	0,27/0,49	0,00/0,01	0,00/0,24
7 III	0,0/1,8	25/30	1,00/1,22	—	—	0,38/0,52
29 III	0,1/2,0	45/28	1,24/0,85	0,65/0,52	0,59/0,33	0,68/0,53
26 IV	1,0/2,2	46/28	2,65/1,02	—	—	—
4 VI	4,9/13,2	4/5	4,48/4,70	2,28/2,07	2,20/2,63	3,23/2,54
19 VI	15,7	11	2,92	0,25	2,67	5,62
10 VII	18,4/17,8	8/16	2,40/1,54	1,42/0,83	0,98/0,71	2,02/—
20 VII	19,0/18,7	2/9	2,25/1,46	1,08/0,42	1,17/1,04	1,22/—
7 VIII	18,1	2	0,83	0,46	0,37	1,00
21 VIII	18,6/18,5	1,5/4	3,46/1,33	1,25/0,67	2,21/0,66	1,94/—
5 IX	16,6/16,3	2/2	1,07/0,71	0,48/0,45	0,59/0,26	0,88/—
18 IX	12,1/11,8	4/3	0,54/0,42	0,13/0,13	0,41/0,29	0,91/—
2 X	8,8/8,8	3/7	2,33/2,45	1,02/1,13	1,31/1,32	—

Таблица 3

Фосфатазная активность и некоторые показатели химического состава воды на стандартных станциях водохранилища в 1977 г.

Станция отбора проб	HCO_3^- ммоль/л		Перманганатная окисляемость, мг/л		NH_4^+ мг/л		$Si_{реакт.}$ мг/л		PO_4^{3-} мкг/л		Общая фосфатазная активность, мкг/(л·ч) (2 °С)	
	январь	март	январь	март	январь	март	январь	март	январь	март	январь	март
Коприно	2,80 / —	3,26 / —	13,9 / —	10,2 / —	0,10 / —	0,38 / —	2,8 / —	4,5 / —	58 / —	59 / —	0,21 / —	0,34 / —
Молога	2,72 / —	3,20 / 3,20	15,3 / —	9,6 / 9,4	0,08 / —	0,34 / 0,34	2,7 / —	4,8 / 5,0	56 / —	56 / 51	0,21 / —	0,58 / 0,41
Наволок	2,42 / —	3,04 / 3,08	16,1 / —	9,8 / 10,6	0,08 / —	0,08 / 0,12	2,9 / —	3,5 / 3,5	55 / —	49 / 41	0,08 / —	0,47 / 0,50
Измайлово	1,44 / —	3,08 / 3,10	17,4 / —	10,6 / 9,4	0,08 / —	0,08 / 0,09	0,8 / —	3,8 / 3,8	1 / —	46 / 49	2,63 / —	0,54 / 0,33
Средний Двор	1,40 / —	1,80 / 1,80	17,9 / —	15,6 / 15,8	0,13 / —	0,10 / 0,12	0,9 / —	2,3 / 2,3	1 / —	33 / 28	6,25 / —	0,56 / 0,76
Брейтово	2,10 / 3,09	2,20 / 3,10	17,9 / 12,0	16,1 / 9,8	0,17 / 0,08	0,10 / 0,10	1,7 / 4,3	2,3 / 6,5	3 / 7	15 / 19	1,04 / 2,04	0,85 / 0,59

значений, характерных для остальной части водохранилища. При этом различия в концентрации фосфатов также уменьшились (табл. 3). На остальных станциях — в Волжском плесе и центральной части водохранилища — сезонные изменения фосфатазной активности были аналогичны тем, что наблюдались на постоянной ст. Бор-Дорки; активность увеличивалась от января к марту.

Максимальные скорости фосфатазного гидролиза отмечались в период массового развития фитопланктона — в начале июня и в августе. При этом весенний пик, связанный с развитием диатомовых водорослей, был несколько выше летнего, обусловленного цветением сине-зеленых, что согласуется с литературными данными о различии физиологических особенностей этих групп водорослей. Так, доминирующие весной диатомовые имеют обычно более высокие скорости первичного продуцирования и оборота, чем сине-зеленые, появляющиеся в середине лета.

Считается, что недостаток PO_4 индуцирует синтез фосфатаз, а его избыток ингибирует фосфатазную активность: конкурируя с субстратом, фосфаты блокируют активные участки фермента [7]. Рассматривая зависимость общей фосфатазной активности от концентрации фосфатов, можно видеть, что последние далеко не всегда контролируют активность ферментов фосфатазной группы, как это предполагалось [10, 12]. Анализируя данные систематических наблюдений на ст. Бор-Дорки, мы получили для года в целом невысокий отрицательный коэффициент корреляции между общей фосфатазной активностью и концентрацией фосфатов ($r = -0{,}37$ при $n = 31$), тем не менее значимый r при доверительном уровне 95 % для $n = 31$ должен быть $\geq 0{,}36$. В то же время по расчетам, относящимся отдельно к подледному и вегетационному периодам, коэффициенты корреляции оказались незначимыми и к тому же положительными: для зимы $r = 0{,}50$ ($n = 15$), для вегетационного периода $r = 0{,}08$ ($n = 16$).

При сопоставлении средних значений фосфатазной активности и содержания фосфатов в Рыбинском водохранилище видно, что различия в содержании PO_4^{3-} в несколько раз больше различий общей фосфатазной активности (ОФА):

	ОФА мкг/(л·ч)	PO_4^{3-} мкг/л
Подледный период	1,2	32,5
Вегетационный период	2,1	5,2
За год	1,4	18,4

По всей вероятности, это связано с влиянием на интенсивность фосфатазного гидролиза целого ряда факторов, и только при изменении концентрации минерального фосфора на порядок и более он может стать определяющим. Так, зимой 1977 г. на стандартных станциях Рыбинского водохранилища концентрация PO_4^{3-} колебалась от 1 до 59 мкг/л, общая фосфатазная активность — от 0,2 до 6,3 мкг/(л·ч) и коэффициент корреляции между этими параметрами равнялся —0,68, т. е. был значим при доверительном уровне 0,01.

Отсутствие надежной зависимости между концентрацией в воде минерального фосфора и фосфатазной активностью отмечалось и ранее, в частности для Чесапикского и Токийского заливов [13, 14], Иваньковского и Угличского водохранилищ [4] и других водоемов. Тага и Кобори [14] объясняют такое явление значительной ролью фосфатазпродуцирующих бактерий, синтезирующих так называемые конституционные фосфатазы, не подавляемые при значительных концентрациях PO_4 во внешней среде. В условиях культуры способность бактерий продуцировать фосфатазу сохранялась даже при концентрации минерального фосфора во внешней среде до 50 ммоль/л. По данным Рейхардта [11], озерные фосфатазы не ингибируются фосфатами при концентрации их в воде вплоть до 300 мкг/л.

Нами были проведены опыты по выяснению влияния добавки фосфатов на фосфатазную активность вод Рыбинского водохранилища (табл. 4). Исходные концентрации PO_4^{3-} колебались от 1 до 8 мкг/л, добавки составляли 200 и 800 мкг/л. Методы анализа фосфатазной активности предусматривают внесение субстратного фосфора, обычно пара-нитрофенилфосфата, количество которого у разных исследователей варьирует от 0,6 до 30 мкг/л. В наших экспериментах внесенный в пробу пара-нитрофенилфосфат обеспечивал концентрацию субстратного фосфора, соответствующую 1 мг/л. Таким образом, в последнем варианте эксперимента субстратный и фосфатный фосфор содержался примерно в равных количествах. Результаты опытов продемонстрировали незначительное подавление ОФА добавленными фосфатами — при максимальной добавке оно составило в среднем 34 %. Полученные данные позволяют считать, что для „равноправного" конкурирования с субстратом концентрация фосфатного фосфора должна быть примерно в 3 раза выше, чем фосфора фосфоэфиров. Это согласуется с сообщением Гарена и Левенталя [8], которые, характеризуя сродство к энзиму фосфатов и фосфоэфиров (ФЭФ), приводят следующее соотношение констант: $K_{PO_4} / K_{ФЭФ} = 0,3$.

Таблица 4

Влияние добавки фосфатов на общую фосфатазную активность (ОФА) проб воды из водохранилища

Станция отбора проб	Проба	Длительность опыта, сут	PO_4^{3-} мкг/л		ОФА мкг/(л·ч)		Подавление ОФА, %
			исходное содержание	добавка	в натуральном виде	с добавкой PO_4^{3-}	
Наволок	Н. ф.	2	1	200	4,4	3,9	11
	Н. ф.	3	1	200	4,4	4,1	7
	Н. ф.	4	1	200	5,0	5,0	0
	Ф.	2	1	200	2,0	1,8	10
	Ф.	3	1	200	2,0	1,8	10
Шекснинская ГЭС	Н. ф.	2	8	200	2,8	2,3	18
	Н. ф.	3	8	200	3,8	3,1	18
	Н. ф.	2	8	800	2,8	1,8	36
	Н. ф.	3	8	800	3,8	2,6	32

Примечание. Н. ф. — натуральная, нефильтрованная вода; ф. — вода, профильтрованная через мембранный фильтр № 2 с диаметром пор 0,5 мкм.

Фракционированием с помощью мембранных фильтров установили, что зимой большая часть фосфатазной активности обусловлена растворенными энзимами (50—100 %, в среднем 79 %). С конца марта возросла роль взвешенного вещества. В отдельные моменты летнего периода на его долю приходилось до 90 % ОФА (табл. 5). В среднем за вегетационный период активность ферментов, связанных с взвешенным веществом, составляла 57 %. Для других лет получили примерно такое же соотношение этих фракций: в среднем для водохранилища 60 % активности приходилось на долю взвешенного вещества, 40 % было обусловлено фосфатазами, находящимися в жидкой фазе (табл. 6).

Среди водного взвешенного вещества большей активностью обладали частицы размером более 1,2 мкм, т. е. относящиеся к фракции фитопланктона (в среднем 70—75 % фосфатазной активности взвешенного вещества). Соответственно на долю более мелких частиц (1,2—0,5 мкм), условно названных фракцией бактериопланктона, можно отнести примерно 25—30 % суммарной активности взвешенного вещества.

Для оценки кинетических параметров фосфатазного гидролиза использовали принцип исследования кинетики энзимных процессов, в основе которого лежит зависимость скорости реакции от концентрации субстрата, описываемая уравнением Михаэлиса—Ментен. В ходе эксперимента серию проб только что отобранной

Таблица 5

Фосфатазная активность отдельных фракций (ст. Бор-Дорки, 1978—1979 гг.)

Дата	Общая активность, мкг/(л·ч)	Растворенные фосфатазы, % от общей	Фосфатазы взвешенного вещества, % от общей		
			сумма	размер частиц > 1,2 мкм	размер частиц 0,5—1,2 мкм
26 XII	0,11	73	27	—	—
	0,13	92	8		
21 II	0,27	100	0	—	—
	0,50	98	2		
29 III	1,24	52	48	—	—
	0,85	61	39		
4 VI	4,48	51	49	32	17
	4,70	44	56	39	17
19 VI	2,92	9	91	73	18
10 VII	2,40	59	41	28	13
	1,54	54	46	14	32
20 VII	2,25	48	52	39	13
	1,46	29	71	66	5
7 VIII	0,83	55	45	19	25
21 VIII	3,46	36	64	57	7
	1,33	50	50	47	3
5 IX	1,07	45	55	44	11
	0,71	63	37	24	13
18 IX	0,54	24	76	54	22
	0,42	31	69	50	19
2 X	2,33	44	56	44	12
	2,45	46	54	45	9

воды с добавками субстрата (обычно пара-нитрофенилфосфата) экспонировали в течение суток при температуре и освещенности водоема. Объем проб равнялся 100 мл, добавки пара-нитрофенилфосфата — от 0,05 до 1 мг/л. После экспозиции в пробах определяли количество пара-нитрофенола или фосфатов, образовавшихся в результате энзимного гидролиза добавленного субстрата. Графическая обработка экспериментальных данных (расположение в координатах $S/V—S$) в соответствии с преобразованным уравнением Михаэлиса—Ментен позволяет определять максимальные потенциальные скорости $V_м$, достигаемые при насыщении энзима субстратом S, и константы Михаэлиса $K_м$, характеризующие сродство энзима к субстрату и численно равные концентрации субстрата, при которой скорость равна половине максимальной. На основе этих данных

Таблица 6

Фосфатазная активность водных масс водохранилища

Водная масса	Станция отбора проб	Дата	PO_4^{3-} мкг/л	Фосфатазная активность (20 °С)				
				общая	растворенных фосфатаз	фосфатаз взвешенного вещества	растворенных фосфатаз	фосфатаз взвешенного вещества
				мкг/(л·ч)			% от общей	
Волжская	Коприно	19 I 1977	58	0,92	—	—	—	—
	Углич	16 III 1988	68	0,41	0,15	0,26	37	63
	Коприно	11 V 1977	30	0,74	—	—	—	—
	Углич	11 V 1979	25	1,33	1,04	0,29	78	22
	„	14 V 1980	38	0,44	0,13	0,31	30	70
	„	15 V 1987	38	0,96	—	—	—	—
	Коприно	14 V 1987	62	1,05	0,31	0,74	30	70
	„	24 V 1978	9	1,47	0,54	0,93	37	63
	Молога	14 V 1987	56	1,45	0,25	1,20	17	83
	Углич	22 VII 1980	56	1,91	0,32	1,58	17	83
	Коприно	26 VII 1977	30	2,71	1,25	1,46	46	54
	„	21 VII 1980	62	1,49	—	—	—	—
	Углич	29 VIII 1976	52	0,81	0,13	0,68	16	84
	„	14 X 1980	45	0,37	—	—	—	—
Моложская	Первомайские о-ва	15 III 1988	18	0,83	0,32	0,51	39	61
	Устюжна	14 V 1987	10	1,26	0,68	0,58	54	46
	Чагодоща	15 V 1987	1	1,42	—	—	—	—

Продолжение табл. 6

Водная масса	Станция отбора проб	Дата	PO_4^{3-} мкг/л	Фосфатазная активность (20 °С)				
				общая	растворенных фосфатаз	фосфатаз взвешенного вещества	растворенных фосфатаз	фосфатаз взвешенного вещества
				мкг/(л·ч)			% от общей	
Шекснинская	Шекснинская ГЭС	24 III 1977	11	0,67	—	—	—	—
	„	14 V 1977	4	1,05	—	—	—	—
	Выше Череповца	14 V 1987	1	0,61	0,35	0,26	57	43
	Устье Суды	14 V 1987	10	2,38	—	—	—	—
	Шекснинская ГЭС	29 VII 1977	8	2,55	2,28	0,27	89	11
Центральная	Измайлово	19 I 1977	1	5,25	—	—	—	—
	Рыбинская ГЭС	16 III 1988	26	0,30	0,09	0,21	30	70
	Наволок	12 V 1977	14	0,55	—	—	—	—
	Рыбинская ГЭС	14 V 1981	7	1,13	0,18	0,95	16	84
	„	16 V 1982	20	0,44	—	—	—	—
	Наволок	14 V 1987	10	0,63	0,40	0,23	63	37
	„	18 VI 1987	1	4,02	2,58	1,44	65	36
	„	21 VI 1987	4	2,71	0,87	1,84	32	68
	Молога	21 VI 1987	7	2,08	0,56	1,52	27	73
	Измайлово	21 VI 1987	1	6,08	1,43	4,62	24	76
	Наволок	27 VII 1977	1	3,84	1,10	2,74	29	71
	Рыбинская ГЭС	13 VII 1982	10	3,89	—	—	—	—

можно рассчитать скорость фосфатазного гидролиза при фактической концентрации субстратного фосфора в водоеме V_0.

В период наблюдений константы Михаэлиса колебались от 25 до 170 мкг/л (табл. 7), т. е. находились в пределах, установленных для других водоемов [7, 9, 13], хотя в большинстве случаев были ближе к нижней границе этих пределов. Более частая встречаемость невысоких констант, вероятно, обусловлена значительным вкладом в общую фосфатазную активность вод Рыбинского водохранилища бактериальных фосфатаз, которым свойственны более низкие значения $K_м$ [7].

Таблица 7

Кинетические параметры фосфатазного гидролиза пара-нитрофенилфосфата в натуральной нефильтрованной воде (*I*) и в воде, профильтрованной через мембранный фильтр № 2 (*II*) (ст. Бор-Дорки, 1979 г.)

Дата	Горизонт	Температура, °С	$K_м$ мкг/л		$V_м$ мкг/(л·ч)		Фосфор растворенный органический, мкг/л	PO_4^{3-} мкг/л
			I	*II*	*I*	*II*		
24 I	Поверхностный	1,0	55	82	0,50	0,40	15	32
29 III	„	0,1	125	—	0,27	—	32	45
	Придонный	2,0	170	—	0,43	—	36	28
4 VI	Поверхностный	14,9	70	115	2,33	1,00	18	4
	Придонный	13,2	83	95	2,52	1,27	22	5
19 VI	Поверхностный	15,7	114	110	1,68	0,79	14	11
10 VII	„	18,4	153	680	1,84	1,00	12	8
20 VII	„	19,0	83	—	1,17	—	24	2
7 VIII	„	18,1	77	170	0,89	0,35	24	2
21 VIII	„	18,6	80	95	2,42	1,09	10	1,5
5 IX	„	15,4	120	65	0,86	1,30	11	2
18 IX	„	12,9	25	124	0,40	0,32	12	4

Предпринят ряд попыток объяснить это явление [6, 7, 14]. Одно из предположений — лимитирование бактерий не по фосфору, а по легкоусвояемому органическому углероду. Иными словами, бактерии продуцируют фосфатазы, гидролизующие фосфоэфиры, утилизируя при этом их органическую часть. Для проверки этой гипотезы мы провели сравнительную оценку интенсивности фосфатазного гидролиза по обоим конечным продуктам — пара-нитрофенолу и фосфатам (табл. 8). В воде, профильтрованной через мембранный фильтр № 2, т. е. в условиях, исключающих поглощение продуктов гидролиза, скорости ферментативного расщепления, определенные по пара-нитрофенолу и по фосфатам, дали одинаковые результаты, что подтверждает корректность использованных методов. В нату-

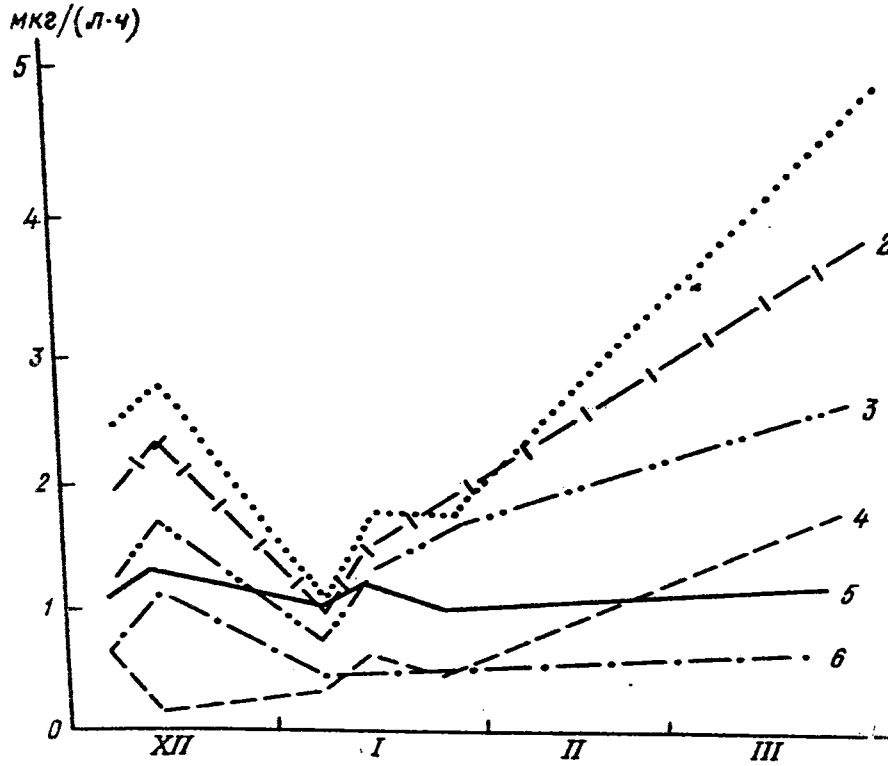
Таблица 8

Анализ фосфатазной активности по пара-нитрофенолу (*n*-НФ) и фосфатам (PO_4^{3-})

Дата	Станция отбора проб	Проба	Фосфатазная активность, мкг/(л·ч)		$\frac{PO_4^{3-}}{n\text{-НФ}}$ %
			n-НФ	PO_4^{3-}	
29 VIII 1976	Углич	Ф. № 2	0,29	0,30	103
27 VIII 1976	Иваньково	Ф. № 2	0,58	0,59	101
10 VIII 1976	Прибрежье Рыбинского водохранилища	Ф. № 2	0,76	0,76	100
18 VIII 1976	То же	Ф. № 2	1,24	1,20	97
10 VIII 1976	„	Ф. № 5	0,97	0,80	83
18 VIII 1976	„	Ф. № 5	3,90	3,20	82
20 I 1977	Средний Двор	Н. ф.	1,04	1,09	105
19 I 1977	Измайлово (20 °С)	Н. ф.	5,25	5,16	98
19 I 1977	„	Н. ф.	2,60	2,42	93
19 I 1977	Наволок	Н. ф.	0,10	0,08	80
19 I 1977	Молога	Н. ф.	0,21	0,16	76
19 I 1977	Коприно	Н. ф.	0,21	0,13	57
29 VIII 1976	Иваньково	Н. ф.	1,03	1,01	98
10 VIII 1976	Прибрежье Рыбинского водохранилища	Н. ф.	1,88	1,39	74
18 VIII 1976	То же	Н. ф.	4,95	3,65	74
24 VIII 1976	„	Н. ф.	4,77	3,10	65
27 VIII 1976	Углич	Н. ф.	1,72	0,60	35

Примечание. Ф. № 2 — вода, профильтрованная через мембранный фильтр с размером пор 0,45 мкм; ф. № 5 — то же, с размером пор 1,2 мкм; н. ф. — натуральная нефильтрованная вода.

ральной нефильтрованной воде количество выделенных фосфатов обычно было ниже, чем пара-нитрофенола (или в отдельных случаях равно), что свидетельствует об использовании гидробионтами именно ортофосфатов, а не органического остатка. Лишь в одном эксперименте — с водой р. Кашинки (бассейн Угличского водохранилища) — при высокой концентрации PO_4^{3-} (100 мкг/л) и относительно низком содержании органического вещества (12,6 мг С/л) наблюдалось поглощение пара-нитрофенола. Вместе с тем можно предположить, что субстратная специфичность природных фосфатаз, т. е. существенное различие скорости гидролиза различных фосфоэфиров, наблюдавшееся нами в р. Суножке (приток Рыбинского водохранилища) зимой и в период половодья, когда всю



Субстратная специфичность фосфатаз р. Суножки (бассейн Рыбинского водохранилища).

1 — аденозин-5-монофосфат; *2* — рибозо-5-монофосфат; *3* — цитидин-5-монофосфат; *4* — α-нафтилфосфат; *5* — пара-нитрофенилфосфат; *6* — α-глицеро-1-фосфат.

активность следует отнести на счет бактериальных фосфатаз, обусловлено именно пригодностью того или иного органического остатка фосфоэфира для данной микрофлоры (см. рисунок). Для водохранилища, особенно в вегетационный период, по-видимому, более реален другой механизм функционирования бактериальных фосфатаз: микрофлора своей фосфатазной активностью увеличивает содержание в воде фосфатов, таким образом влияя на первичную продукцию фитопланктона и, следовательно, на увеличение в воде концентрации органического вещества, синтезированного фитопланктоном. Последнее может быть использовано бактериями в качестве углеродного субстрата.

В целом взаимоотношения фито- и бактериопланктона в их конкуренции за фосфаты весьма сложны. Разные группы организмов

используют различные механизмы для обеспечения себя доступным фосфором, находящимся в дефиците. Бактериопланктон способен поглощать фосфаты при крайне низкой концентрации их в окружающей среде, о чем, в частности, свидетельствуют более низкие значения $K_м$. Фитопланктон, не обладая такой способностью, может запасать PO_4^{3-} внутри клетки в периоды высокого содержания его в окружающей среде и затем по мере надобности постепенно использовать этот запас. Истощение же внутриклеточного запаса фосфатов стимулирует синтез фосфатаз, позволяющих водорослям в условиях фосфатного дефицита использовать в качестве источника усвояемого фосфора его органические соединения. Поэтому показателем дефицита фосфатов может служить фосфатазная активность водорослевой фракции в сопоставлении ее с внутриклеточным запасом фосфатов. Общую же фосфатазную активность следует рассматривать как потенциальную активность всего планктонного сообщества.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алекин О. А., Семенов А. Д., Скопинцев Б. А. Руководство по химическому анализу вод суши. — Л., 1973.
2. Волга и ее жизнь. — Л., 1978.
3. Трифонова Н. А. Об определении аммонийного азота в придонных водах // Биология внутренних вод: Информ. бюл. — 1979. — № 43.
4. Трифонова Н. А. О фосфатазной активности вод Иваньковского и Угличского водохранилищ // Гидрохимические исследования волжских водохранилищ. — Рыбинск, 1982.
5. Трифонова Н. А., Калинина Л. А. Об использовании персульфатного окисления для определения общего азота в природных водах // Биология и экология водных организмов. — Л., 1986.
6. Ammerman D. W., Azam F. Bacterial 5'-nucleotidase in aquatic ecosystems: A novel mechanism of phosphorus regeneration // Science. — 1985. — Vol. 227, N 4629.
7. Chrost R., Overbeck J. Kinetics of alkaline phosphatase activity and phosphorus availability for phytoplankton and bacterioplankton in lake Plußsee (North German eutrophic lake) // Microb. Ecol. — 1987. — Vol. 13, N 3.
8. Garen A., Levinthal C. A fine structure genetic and chemical study of the enzyme alkaline phosphatase of E. Coli // Biochim., Biophys. Acta. — 1960. — Vol. 38.
9. Heath R. T., Cooke G. D. The significance of alkaline phosphatase in a eutrophic lake // Verch. Internat. Verein. Limnol. — Stuttgart, 1975. — P. 2.
10. Johnes J. G. Studies on freshwater micro-organisms: phospatase activity in lakes of differing degrees of eutrophication // J. Ecol. — 1972. — Vol. 60, N 3.
11. Reichardt W. Catalytic mobilization of phosphate in lake water and by Cyanophyta // Hydrobioligia. — 1971. — Vol. 38, N 3—4.
12. Reichardt W., Overbeck J., Steubing L. Free dissolved enzymes in lake waters // Nature. — 1967. — Vol. 216, N 5122.
13. Taft J. L., Loftus M. E., Taylor W. R. Phosphate uptake from phosphomonoesters by phytoplankton in the Chesapeake Bay // Limnol. Oceanogr. — 1977. — Vol. 22, N 6.
14. Taga N., Kobori H. Phosphatase activity in eutrophic Tokyo Bay // Mar. Biol. — 1978. — Vol. 49.

УДК 556.551.14

А. А. Былинкина, Л. А. Калинина,
Л. Ф. Генкал, Л. А. Петухова

ГИДРОХИМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ИВАНЬКОВСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА В 1984—1985 гг.

Показано, что по сравнению с предшествующим десятилетием в рассматриваемые годы гидрохимические характеристики воды Иваньковского водохранилища не претерпели существенных изменений.

Наблюдения за химическим режимом Иваньковского водохранилища проводятся Институтом биологии внутренних вод им. И. Д. Папанина РАН систематически с перерывами в 2—3 года. Данные, полученные в 1984—1985 гг., рассматриваются в сравнении с обобщенными материалами за 1968—1974 гг. [3]. Такое сравнение позволяет оценить как изменение качества воды Иваньковского водохранилища за десятилетний период под влиянием стоков горколлектора г. Твери, так и загрязнения поверхностного стока с водосбора в целом. Следует отметить, что средний годовой объем водного стока за оба периода наблюдений почти идентичен.

Объем половодья в 1984 г. был почти на 2 км^3 меньше, чем в 1985 г. Поскольку весенний поверхностный сток является важным источником питания водохранилища, представляет интерес сравнить также результаты наблюдений за эти годы в период весеннего наполнения.

Сбор материалов проводили в мае, июле, октябре 1984 г. и в мае, сентябре, октябре 1985 г. Пробы отбирали на незарегулированном участке р. Волги, в пункте на 20 км выше г. Твери, в р. Тверце — на 12—15 км выше города. В водохранилище отбор проб производили с горизонта 1 м от поверхности на 5 стандартных станциях, расположенных в русловой части водоема: в Волжском плесе — у с. Городня и у пос. Свердлово, в Иваньковском плесе — у д. Корчева и в 10 км выше плотины, в Шошинском плесе, представляющем боковую мелководную и малую по объему ветвь водохранилища, — у пос. Безбородово. Летом содержание растворенного кислорода и температуру воды определяли и в придонном слое. Анализы выполняли по стандартным методикам [7], за исключением аммонийного азота, который определяли микродиффузионным методом [9].

© А. А. Былинкина, Л. А. Калинина, Л. Ф. Генкал, Л. А. Петухова

Солевой состав

За истекшее десятилетие количество и соотношение макрокомпонентов солевого состава не претерпели существенных изменений (табл. 1—3). Во все сезоны на фоне преобладания гидрокарбонатов кальция отмечено небольшое увеличение содержания хлор-иона и слабая тенденция к увеличению калия. Более высокое содержание хлоридов весной по сравнению с этим же периодом предшествующих лет в основном обусловлено их поступлением с водами поверхностного стока, формируемого на водосборе. Влияние сточных вод г. Твери весной минимально вследствие большого разбавления речными водами. Уровень содержания сульфатов в весенних водах такой же, что и в семидесятые годы, но значительно превышал концентрации, наблюдаемые в начале нашего века (1—5 мг/л) [5]. Это свидетельствует о медленном подкислении поверхностных вод в бассейне Верхней Волги, связанном с глобальным загрязнением атмосферы окислами серы и выпадением последних с атмосферными осадками.

В многоводный 1985 г. в весенних (май) водах Волжского и Иваньковского плесов общая минерализация, обусловленная в основном бикарбонатами кальция, была на 20 % ниже, чем в 1984 г. Еще более существенны различия концентраций (мг/л) сульфатов и натрия:

Год	Сульфаты	Натрий
	Волжский плес	
1984	12,6	7,1
1985	11,8	3,4
	Иваньковский плес	
1984	12,3	6,1
1985	9,5	2,8
	Шошинский плес	
1984	13,4	5,5
1985	10,0	2,6

Увеличение суммы солей от весны к осени, главным образом за счет бикарбонатов кальция (см. табл. 1), связано с повышением роли грунтовых вод в питании водохранилища. Более низкий уровень содержания сульфатов и отсутствие различия концентраций этого иона в Волжском и Иваньковском плесах в меженный период, когда влияние сточных вод возрастает, по-видимому, можно объяснить сокращением сброса SO_4 в составе городских стоков.

Таблица 1

Средняя минерализация воды водохранилища, мг/л

Место взятия пробы	Весна		Лето		Осень	
	1968—1974 гг.	1984—1985 гг.	1968—1974 гг.	1984 г.	1968—1974 гг.	1984—1985 гг.
Приток:						
р. Волга	206	174±6	198	236	291	206±21
р. Тверца	220	154±1	260	204	229	240±11
Плес:						
Волжский	188	183±22	239	232±2	266	226±21
Иваньковский	156	163±26	193	206±15	211	212±13
Шошинский	185	180±13	193	242	246	265±4
Среднее для водоема	173	175	208	223	234	227

Примечание. Здесь и в табл. 2, 3, 5, 8—11 даны средние значения показателей для каждого плеса и стандартные отклонения. Средние для водохранилища значения рассчитаны с учетом объема плесов.

Таблица 2

Содержание (мг/л) основных катионов в воде водохранилища

Место взятия пробы	Весна		Лето		Осень	
	1968—1974 гг.	1984—1985 гг.	1968—1974 гг.	1984 г.	1968—1974 гг.	1984—1985 гг.
			Кальций			
Приток:						
р. Волга	34,6	28,6±0,4	33,4	34,5	47,8	38,7±4,4
р. Тверца	37,4	26,7±1,9	45,1	40,6	41,9	43,5±2,7
Плес:						
Волжский	31,2	29,8±3,0	35,2	37,5±1,4	42,4	39,8±5,1
Иваньковский	27,2	26,6±2,8	33,2	32,9±1,1	35,4	36,8±4,8
Шошинский	31,1	28,6±0,8	31,0	38,5	42,4	44,1±2,2
Среднее для водоема	29,1	28,3	33,5	35,7	38,8	39,3
			Магний			
Приток:						
р. Волга	7,5	8,2±1,8	8,6	6,8	12,1	8,5±1,7
р. Тверца	8,2	6,1±1,5	9,7	10,1	7,8	10,7±1,9
Плес:						
Волжский	7,3	7,2±1,0	8,6	7,9±0,8	9,0	10,4±2,0
Иваньковский	6,4	7,0±0,8	7,3	9,5±3,0	7,4	9,6±1,6
Шошинский	7,6	7,7±0,6	8,2	11,7	11,2	11,6±1,8
Среднее для водоема	6,9	7,2	7,9	9,2	8,6	10,3

			Калий			
Приток:						
р. Волга	1,4	1,8±0,6	1,6	2,6	2,4	1,8±0,4
р. Тверца	1,3	1,2±0,1	1,6	1,8	1,7	1,7±0,1
Плес:						
Волжский	1,5	2,0±0,2	1,8	2,8±0,3	2,4	2,2±0,2
Иваньковский	1,6	2,2±0,0	1,6	2,5±0,4	2,2	2,1±0,3
Шошинский	2,1	2,7±0,4	2,2	3,2	2,4	2,7±0,3
Среднее для водоема	1,7	2,2	1,8	2,7	2,3	2,6
			Натрий			
Приток:						
р. Волга	3,8	3,2±0,9	4,6	4,8	8,1	4,0±0,7
р. Тверца	3,6	2,8±0,5	5,1	5,3	5,8	4,7±0,8
Плес:						
Волжский	5,6	5,3±2,3	12,5	7,1±0,6	16,2	7,4±1,2
Иваньковский	4,7	4,5±1,9	6,8	6,7±0,3	10,9	6,8±1,2
Шошинский	3,9	4,5±1,7	4,8	6,0	6,0	5,7±0,8
Среднее для водоема	4,9	4,8	8,3	6,8	11,8	6,9

Таблица 3

Содержание (мг/л) основных анионов в воде водохранилища

Место взятия пробы	Весна		Лето		Осень	
	1968—1974 гг.	1984—1985 гг.	1968—1974 гг.	1984 г.	1968—1974 гг.	1984—1985 гг.
			Бикарбонаты			
Приток:						
р. Волга	138	110±2	135	134	202	139±13
р. Тверца	148	96,4±5,2	180	159	159	162±10
Плес:						
Волжский	113	110±14	138	147±3	157	140±16
Иваньковский	90	95,9±16,5	121	129±7	128	135±10
Шошинский	120	107±6	129	158±8	171	185±6
Среднее для водоема	104	104	128	141	145	146
			Сульфаты			
Приток:						
р. Волга	15,0	11,9±4,4	9,7	12,0	12,4	5,4±0,7
р. Тверца	16,5	13,0±0,3	13,1	10,2	8,8	7,6±1,4
Плес:						
Волжский	24,1	17,9±3,8	34,7	17,2±0,5	30,0	14,9±2,2
Иваньковский	21,2	16,6±4,1	18,3	15,7±2,1	21,2	13,9±1,9
Шошинский	16,4	17,1±4,6	14,8	10,1	9,7	8,0±1,5
Среднее для водоема	21,3	17,2	23,0	15,4	22,1	13,3
			Хлориды			
Приток:						
р. Волга	5,5	10,1±1,7	5,2	8,9	6,0	8,9±2,2
р. Тверца	5,4	8,3±0,6	5,7	8,9	3,9	10,1±2,0
Плес:						
Волжский	5,7	11,0±1,9	7,9	10,5±0,2	8,4	10,5±2,9
Иваньковский	4,7	10,7±1,5	4,9	9,8±0,8	5,6	9,6±2,9
Шошинский	3,9	12,3±2,1	3,4	8,9	3,8	11,6±3,7
Среднее	4,9	11,1	5,6	9,9	6,2	10,3

Результаты анализа сточных вод городского коллектора г. Твери приведены за три срока наблюдений: первый охватывает период, когда сточные воды не подвергались биологической очистке, второй — после ввода очистных сооружений, третий — в исследуемые годы. Биологическая очистка не вызвала изменений макрокомпонентов солевого состава сточных вод (табл. 4). От незарегулированного участка Волги они отличаются высоким содержанием щелочных металлов и анионов сильных кислот, особенно сульфат-иона. Эта специфика обусловлена поступлением на очистные сооружения города промышленных стоков. В последние годы среднее содержание сульфатов в них снизилось на 30 % (см. табл. 4).

Таблица 4

Химический состав (мг/л) сточных вод горколлектора г. Твери

Ингредиент	Число проб	1968—1971 гг.	Число проб	1972—1975 гг.	Число проб	1984—1985 гг.
Кальций	7	84,5	7	100,0	6	114±14
Магний	7	32,4	7	38,2	6	32,9±7,2
Натрий	7	327	7	385,0	6	349±37
Калий	7	20,2	7	22,1	6	16,4±4,2
Сульфаты	7	776	7	855,0	6	551±253
Хлориды	7	128	7	91	6	110±18
Азот:						
общий	7	48,9±17,0	9	29,5±5,2	6	46,2±26,2
органический	7	5,9±4,1	9	1,9±2,4	6	13,0±11,7
аммонийный	7	42,8±18,4	9	17,9±6,7	6	32,4±18,7
нитритный	7	0,035±0,032	9	0,178±0,09	6	0,082±0,075
нитратный	7	0,16±0,11	9	9,6±3,7	6	0,73±0,56
Фосфор:						
общий	9	2,98±0,78	13	2,48±0,32	6	3,43±0,60
органический	9	1,22±0,67	13	0,34±0,35	6	0,96±0,63
фосфатный	9	1,76±0,46	13	2,14±0,36	6	2,47±0,44
Перманганатная окисляемость	7	69,9±26,0	5	15,7±2,3	3	23,2±15,1
$БПК_5$	9	73,0±24,0	5	9,7±3,9	3	59,5±0,8

Воздействия же очищенных хозяйственно-бытовых сточных вод г. Конаково, объем которых более чем в 10 раз меньше стоков г. Твери, по химическим показателям не наблюдалось из-за большого разбавления даже в непосредственной близости от места выпуска [3].

Азот. Весной в р. Волге на основе единичных наблюдений отмечено незначительное увеличение содержания общего азота по сравнению с прошлым десятилетием (табл. 5). Слабая тенденция к увеличению концентрации $N_{общ}$ наблюдалась и в весенних водах водохранилища, но полученные значения находились в пределах колебаний концентраций, установленных в 1968—1974 гг. Как и в предыдущие годы, немногим более половины от общего составлял $N_{орг}$; среди минеральных форм преобладали нитраты, что характерно для поверхностного стока с водосбора, значительно освоенного в хозяйственном отношении.

Приведенные данные не дают четкого представления о том, произошло ли в последние годы увеличение содержания азота в весенних водах, поступающих с водосбора. Исследования, выполненные Е. А. Иларионовой с соавторами [2] в апреле 1984—1985 гг. на всех стадиях половодья, свидетельствуют о том, что такое увеличение имеет место. Они показали, что в начале половодья содержание $N_{общ}$ в реках Волге и Тверце выше г. Твери достигало 1,8—3,7 и 2,4—4,6 мг/л соответственно, в период максимальных расходов концентрации снижались до 1,0 и 1,3 мг/л соответственно и находились в этих же пределах на спаде половодья.

Поскольку объем весеннего стока в несколько раз превышает объем Иваньковского водохранилища, в мае в водоеме задерживаются воды второй половины половодья с относительно низкой концентрацией $N_{общ}$. При этом, чем больше объем весеннего стока, тем концентрации ниже. Максимальное количество азота (мг/л) весной (май) в средний по водности 1984 г. поступало в Угличское водохранилище, а в многоводный 1985 г. — в Волжский плес Рыбинского водохранилища:

	Верхний бьеф		Рыбинское водохранилище у с. Коприно
	Иваньковской ГЭС	Угличской ГЭС	
		1974 г.	
$N_{общ}$	1,20	1,70	1,69
NO_3	0,40	0,82	0,75
		1984 г.	
$N_{общ}$	2.09	2,43	1,68
NO_3	0,54	1,17	0,98
		1985 г.	
$N_{общ}$	1,55	1,68	1,72
NO_3	0,82	0,98	0,99

Таблица 5

Содержание (мг/л) общего азота и его минеральных форм в воде водохранилища

Место взятия пробы	Весна		Лето		Осень	
	1968—1974 гг.	1984—1985 гг.	1968—1974 гг.	1984 г.	1968—1974 гг.	1984—1985 гг.
Азот общий						
Приток:						
р. Волга	0,91	1,26±0,07	0,90	0,89	0,52	1,04±0,1
р. Тверца	1,05	1,02±0,06	1,18	0,88	0,95	1,22±0,15
Плес:						
Волжский	1,34	1,40±0,05	1,50	1,21±0,03	1,20	1,33±0,13
Иваньковский	1,30	1,66±0,29	1,34	1,25±0,1	1,00	1,3±0,22
Шошинский	1,37	1,51±0,08	1,72	1,30	1,07	0,96±0,12
Среднее для водоема	1,32	1,53	1,43	1,24	1,08	1,24
Азот аммонийный						
Приток:						
р. Волга	0,11	0,06±0,05	0,07	0,06	0,09	0,06±0,04
р. Тверца	0,12	0,04±0,03	0,07	0,04	0,09	0,08±0,04
Плес:						
Волжский	0,24	0,14±0,13	0,30	0,14±0,05	0,54	0,36±0,09
Иваньковский	0,17	0,09±0,07	0,16	0,12±0,05	0,15	0,21±0,08
Шошинский	0,07	0,08±0,07	0,21	0,09	0,28	0,15±0,11
Среднее для водоема	0,19	0,11	0,22	0,13	0,30	0,26

Продолжение табл. 5

Место взятия пробы	Весна		Лето		Осень	
	1968—1974 гг.	1984—1985 гг.	1968—1974 гг.	1984 г.	1968—1974 гг.	1984—1985 гг.
Азот нитритов						
Приток:						
р. Волга	0,004	0,003±0,003	0,002	0,006	0,002	0,005
р. Тверца	0,005	0,002±0,001	0,006	0,007	0,008	0,007±0,00
Плес:						
Волжский	0,005	0,006±0,002	0,009	0,008±0,001	0,008	0,008±0,002
Иваньковский	0,005	0,006±0,002	0,007	0,010±0,003	0,007	0,012±0,006
Шошинский	0,008	0,007±0,005	0,006	0,003	0,009	0,004
Среднее для водоема	0,005	0,006	0,007	0,008	0,008	0,009
Азот нитратов						
Приток:						
р. Волга	0,30	0,63±0,32	0,04	0,33	0,01	0,47±0,09
р. Тверца	0,24	0,26±0,14	0,19	0,29	0,18	0,51±0,13
Плес:						
Волжский	0,40	0,54±0,22	0,21	0,38±0,03	0,21	0,49±0,05
Иваньковский	0,49	0,70±0,15	0,10	0,30±0,14	0,17	0,53±0,06
Шошинский	0,24	0,49±0,10	0,04	0,01	0,01	0,21±0,09
Среднее для водоема	0,41	0,60	0,13	0,28	0,15	0,45

О заметном повышении уровня азота в весеннем поверхностном стоке свидетельствуют его концентрации в годы с близким объемом весеннего стока (1974 и 1984 гг.). Однако в Иваньковском водохранилище эта тенденция проявляется слабо в силу его небольшого объема.

С этих позиций становится понятным распределение $N_{общ}$ по плесам водохранилища в 1984 и 1985 гг. (табл. 6).

Таблица 6

Содержание (мг/л) соединений азота в мае 1984 и 1985 гг.

Плес	$N_{общ}$	NO_3^-	NO_2^-	NH_4^+	$N_{орг}$	БПК$_5$	$\frac{ПО}{N_{орг}}$
			1984 г.				
Волжский	1,39	0,35	0,002	0,17	0,87	1,88	13,1
Иваньковский	1,82	0,57	0,004	0,14	1,11	2,03	10,6
Шошинский	1,50	0,44	0,004	0,12	0,94	3,89	9,9
Среднее	1,58	0,46	0,003	0,15	0,97	2,28	11,7
			1985 г.				
Волжский	1,44	0,72	0,009	0,10	0,61	1,57	23,3
Иваньковский	1,50	0,83	0,008	0,07	0,59	1,72	22,2
Шошинский	1,52	0,60	0,012	0,01	0,90	3,55	16,8
Среднее	1,48	0,74	0,009	0,07	0,66	1,97	21,1

Весной 1984 г. наблюдалось не только более высокое содержание $N_{общ}$ в Иваньковском плесе, но и характерное для всей водной массы соотношение форм азота: резкое преобладание органических соединений над минеральными (см. табл. 6). Низкие значения отношения перманганатной окисляемости (ПО) к $N_{орг}$, свойственные автохтонному органическому веществу, позволяют предполагать в это время высокую интенсивность продукционных процессов. В мае 1985 г., наоборот, преобладали минеральные формы, концентрации нитратов были в 1,5—2,0 раза выше, чем в 1984 г. Судя по содержанию нитритов, активно протекали процессы нитрификации, а высокие значения отношения перманганатной окисляемости $N_{орг}$ свидетельствовали о присутствии в основном органического вещества (ОВ) аллохтонного происхождения.

Таким образом, в годы, различающиеся по объему половодья, направленность процессов круговорота веществ в водохранилище в начале вегетации оказалась весьма различной.

Летом 1984 г. концентрации $N_{общ}$ в основных плесах водохранилища почти не отличались от средних многолетних (см. табл. 5) и были аналогичны данным, полученным в близком по водности 1974 г. (табл. 7). В 1974 г. бо́льшую часть $N_{общ}$ (79—85 %) составляли органические соединения, а цветность воды достигала 75—80° Pt-Co шкалы. В 1984 г. при меньшей цветности на долю $N_{орг}$ приходилось 56—65 %.

Таблица 7

Содержание (мг/л) соединений азота в июле 1974 и 1984 гг.

Место взятия пробы	NO_3^-	NH_4^+	$N_{орг}$	$N_{общ}$	Цветность, ° Pt-Co шк.
		1974 г.			
Приток:					
р. Волга	0,10	0,03	0,71	0,84	70
р. Тверца	0,10	0,04	0,80	0,95	80
Плес:					
Волжский	0,14	0,14	1,07	1,36	80
Иваньковский	0,09	0,08	1,07	1,25	75
Шошинский	0,04	0,29	1,76	2,11	60
Среднее	0,10	0,13	1,19	1,44	75
		1984 г.			
Приток:					
р. Волга	0,33	0,06	0,49	0,84	55
р. Тверца	0,29	0,04	0,54	0,88	65
Плес:					
Волжский	0,38	0,14	0,68	1,21	60
Иваньковский	0,30	0,12	0,82	1,25	59
Шошинский	0,01	0,09	1,20	1,30	60
Среднее	0,28	0,13	0,83	1,24	60

Практическое равенство концентраций $N_{общ}$ в летнюю межень 1974 и 1984 гг. свидетельствует о довольно стабильном поступлении соединений азота со сточными водами, влияние которых в этот период максимально.

Осенью 1984—1985 гг. содержание $N_{общ}$ в основных плесах водохранилища, как и летом, было близко к средним многолетним значениям (см. табл. 5). Как и в предыдущие годы, проис-

ходило характерное для этого периода снижение концентрации органических соединений азота. Но в последние годы активизировались процессы минерализации органического вещества: $N_{орг}$ составлял только 40 % от $N_{общ}$ против 60 % в 1968—1974 гг. Соответственно увеличивалось содержание минеральных форм в основном за счет нитратов (см. табл. 5).

В мелководном Шошинском плесе концентрация биогенных элементов значительно колеблется. Обогащение водной толщи биогенами происходит главным образом в результате взмучивания донных отложений при частых ветровых волнениях, а также их выделения из илов при возникновении анаэробных условий. Содержание $N_{общ}$ здесь обычно выше, чем в основных плесах. Во все сезоны преобладал $N_{орг}$, а минеральные формы составляли не более 10—15 % от $N_{общ}$ (см. табл. 7).

Фосфор. Весной 1984—1985 гг. концентрации $P_{общ}$ в реках Волге, Тверце и во всех плесах Иваньковского водохранилища мало отличались от значений, установленных в предшествующие годы (табл. 8). Распределение концентраций общего и фосфатного фосфора (мкг/л) по продольному разрезу водохранилищ в годы с разной водностью в мае не дает оснований говорить о достоверном увеличении фосфорного уровня:

Год	$P_{общ}$	PO_4
	Верхний бьеф Иваньковской ГЭС	
1974	61	42
1984	96	39
1985	74	33
	Верхний бьеф Угличской ГЭС	
1974	64	31
1984	75	33
1985	60	38
	Рыбинское водохранилище у с. Коприно	
1974	80	49
1984	82	13
1985	76	47

Однако следует отметить, что весной 1984 г. концентрации $P_{общ}$ были выше, чем в близком по водности 1974 г. Кроме того, почти одинаковый фосфорный уровень наблюдался в многоводный 1985 г. и в средний по водности 1974 г. Отсутствие закономерности в распределении фосфора обусловлено характером его миг-

Таблица 8

Содержание общего фосфора (мкг/л) и железа (мг/л) в воде водохранилища

Место взятия пробы	Весна		Лето		Осень	
	1968—1974 гг.	1984—1985 гг.	1968—1974 гг.	1984 г.	1968—1974 гг.	1984—1985 гг.
Фосфор общий						
Приток:						
р. Волга	51	63±6	58	70	26	57±2
р. Тверца	87	61±13	67	83	50	66±9
Плес:						
Волжский	79	77±7	91	93±1	74	85±11
Иваньковский	77	78±12	87	94±11	70	89±11
Шошинский	91	77±6	206	156	99	62±4
Среднее для водохранилища	80	77	101	104	75	83
Железо общее						
Приток:						
р. Волга	0,45	0,49±0,04	0,52	0,48	0,16	0,43±0,07
р. Тверца	0,69	0,73±0,03	0,72	0,43	0,22	0,60±0,09
Плес:						
Волжский	0,58	0,56±0,04	0,57	0,45±0,03	0,40	0,43±0,07
Иваньковский	0,52	0,61±0,16	0,59	0,54±0,01	0,37	0,54±0,22
Шошинский	0,60	0,58±0,16	1,78	0,51	0,51	0,32±0,01
Среднее для водохранилища	0,56	0,58	0,78	0,50	0,41	0,46

Примечание. Данные по содержанию железа приведены только за 1974 г. (*по [8]*).

рации. В противоположность соединениям азота, содержащимся в основном в растворенной форме, преобладающая часть фосфора связана с твердой фазой (продуктами эрозии почв), вследствие чего распределение этого элемента в водоеме зависит от гидродинамической активности водных масс. Снижение концентрации $P_{общ}$, главным образом на глубоководных участках, происходит в результате седиментации взвешенных веществ; повышение же, особенно в мелководной зоне — в результате взмучивания донных отложений.

Для всего периода вегетации характерен относительно высокий уровень содержания фосфора в водохранилище (80—100 мкг/л), причем растворенная минеральная форма в основных плесах может составлять до 50 % от $P_{общ}$ [1]. Если весной указанный уровень определяется поступлением фосфора с водосбора с невысокой облесенностью и значительной сельскохозяйственной освоенностью, то в летнюю межень, несмотря на бедность фосфором грунтовых вод, высокие концентрации поддерживаются за счет сброса сточных вод, доля которых в водном балансе заметно возрастает. По ориентировочным расчетам, со сточными водами г. Твери ежесуточно поступает около 700 кг Р, преобладающая часть которого приходится на фосфаты (см. табл. 4). Медленная оборачиваемость фосфатов в водной массе плесов, установленная по меченому фосфору (^{32}P) [1], позволяет полагать, что фосфор в Иваньковском водохранилище часто не является ведущим фактором в развитии планктонного фитоценоза. Об этом свидетельствуют также небольшие значения отношения $N_{общ}/P_{общ}$ в июле 1974 и 1984 гг.:

Плес	1974 г.	1984 г.
Волжский	11,9	13,0
Иваньковский	13,9	13,3
Шошинский	7,6	8,3

Осенью, как и летом, концентрации $P_{общ}$ аналогичны наблюдавшимся в предыдущее десятилетие (см. табл. 8).

Железо. Во все сезоны 1984—1985 гг. в Волжском и Иваньковском плесах железо содержалось в таких же количествах, как и в 1974 г. (см. табл. 8); значительные его вариации в Шошинском плесе обусловлены особенностями миграционной способности этого элемента. Детальное изучение поведения железа в Иваньковском водохранилище [8] показало, что 74 % мигрирует во взвешенной форме, представленной в основном гидратами окиси, и более 20 % — в виде органоминеральных комплексов гумусовой природы как аллохтонного, так и автохтонного происхождения.

Растворенный кислород

В поверхностном слое воды в основных плесах водохранилища содержание растворенного O_2 во все сезоны 1984—1985 гг. находилось в тех же пределах, что и ранее — от 7,2 до 9,6 мг/л (76—85 % насыщения) (табл. 9). Недонасыщенность воды кислородом свидетельствует об активных процессах распада ОВ в толще воды и преобладании деструкционных процессов над синтезом. Значения pH в период наблюдений не превышали 8 (табл. 10). Летом в придонном слое отмечено существенное снижение концентраций растворенного O_2 до 4,8 мг/л в Волжском плесе и до 3,8 мг/л в Иваньковском. Высокая проточность и интенсивность деструкционных процессов в воде не способствуют накоплению ОВ на дне водоема. По-видимому, вследствие этого наблюдается относительно небольшое и стабильное содержание органики в донных отложениях [4].

В некоторых заливах и на многих участках литоральной зоны, где биомасса фитопланктона летом может достигать 800 г/м^3, содержание растворенного кислорода в 2—3 раза больше (до 19 мг/л), чем в поверхностном слое пелагиали [10].

Цветность и прозрачность воды

В мае 1984—1985 гг. цветность воды Волги и Тверцы была ниже значений, полученных для мая в предшествующее десятилетие (табл. 11), и ниже минимальных значений, установленных для этого месяца на основе анализа данных за 23 года [6]. В основных плесах водохранилища также получены низкие значения цветности, что несколько неожиданно для наблюдений в годы со средней и высокой водностью. Как известно, максимальные значения цветности характерны для многоводных лет. В рассматриваемые годы аналогичная связь цветности и перманганатной окисляемости с объемом весеннего стока (апрель—май) в Иваньковском водохранилище была выражена слабо — увеличение этих показателей не соответствовало изменению притока. Если в апреле—мае 1984 г. объем притока воды составил 2,43 км^3, средние значения цветности и ПО в Волжском плесе — соответственно 52° и 11,4 мг/л, в Иваньковском плесе — 45° и 11,8 мг/л, то весной 1985 г. при объеме весеннего притока 4,21 км^3 значения этих показателей в Волжском плесе были равны соответственно 62° и 13,5 мг/л, в Иваньковском плесе — 63° и 13,1 мг/л. К одной из возможных причин сравнительно низкого содержания окрашенных органических веществ в весенних водах можно от-

Таблица 9

Содержание растворенного кислорода

Место взятия пробы	Весна		Лето		Осень	
	1968—1974 гг.	1984—1985 гг.	1968—1974 гг.	1984 г.	1968—1974 гг.	1984—1985 гг.
Приток:						
р. Волга	9,6/89	8,93±0,14/83,7±0,7	8,4/87	7,2/78	11,0/89	10,5±0,8/82,7±4,6
р. Тверца	8,8/78	8,02±0,16/76,2±1,5	7,3/75	7,0/77	9,9/78	10,4±1,1/81,9±1,3
Плес:						
Волжский	9,5/86	8,70±0,71/80,5±8,7	7,2/72	7,1±0,2/77,5±2,5	9,2/78	9,2±1,6/76,1±12,2
Иваньковский	9,7/87	9,10±0,50/85,1±6,4	7,2/76	7,8±1,9/84,5±21,5	9,1/81	9,6±0,9/82,5±3,6
Шошинский	10,1/94	10,3±0,85/97,3±9,9	9,6/86	6,0/65,5	10,1/84	10,3±0,8/83,3±2,5
Среднее для водохранилища	9,7/88	9,1/85	7,2/76	7,2/79	9,3/80	9,5/81

Примечание. В числителе — значения в мг/л, в знаменателе — % насыщения.

Таблица 10

Температура и pH воды

Место взятия пробы	Весна		Лето		Осень	
	1968—1974 гг.	1984—1985 гг.	1968—1974 гг.	1984 г.	1968—1974 гг.	1984—1985 гг.
Температура, °С						
Приток:						
р. Волга	13,0	13,5±1,1	18,5	20,8	6,2	6,2±2,4
р. Тверца	12,5	14,1±0,1	18,0	21,6	5,6	5,0±2,8
Плес:						
Волжский	11,9	12,7±0,7	19,4	20,4±1,4	8,8	7,7±2,0
Иваньковский	12,2	11,9±1,7	20,0	19,7±1,1	10,3	9,3±2,5
Шошинский	12,2	13,7±0,9	18,7	20,1±1,3	6,9	6,8±2,8
Среднее для водохранилища	12,1	12,5	19,5	20,1	9,1	8,2
pH						
Приток:						
р. Волга	7,85	7,35±0,07	7,88	7,60	7,94	7,60±0,17
р. Тверца	7,59	7,17±0,04	7,67	7,60	7,65	7,60±0,17
Плес:						
Волжский	7,65	7,38±0,13	7,65	7,43±0,15	7,64	7,60±0,17
Иваньковский	7,60	7,28±0,23	7,67	7,43±0,28	7,60	7,60±0,17
Шошинский	8,25	8,17±0,24	8,09	7,40±0,24	7,94	7,70±0,12
Среднее для водохранилища	7,73	7,49	7,72	7,43	7,66	7,60

Таблица 11

Прозрачность и цветность воды

Место взятия пробы	Весна		Лето		Осень	
	1968—1974 гг.	1984—1985 гг.	1968—1974 гг.	1984 г.	1968—1974 гг.	1984—1985 гг.
Прозрачность, см						
Приток:						
р. Волга	130	117±18	125	110	250	133±23
р. Тверца	102	95±7	100	130	115	123±23
Плес:						
Волжский	97	112±5	92	98±4	120	143±2
Иваньковский	100	106±17	95	115±7	117	128±35
Шошинский	75	70±20	47	70	77	145±23
Среднее для водохранилища	95	102	88	100	112	137
Цветность, ° Pt-Co шк.						
Приток:						
р. Волга	65	52±5	50	55	23	54±19
р. Тверца	110	69±1	80	65	45	60±14
Плес:						
Волжский	85	57±6	68	60±2	40	60±17
Иваньковский	80	54±10	65	59±1	50	53±14
Шошинский	75	60±14	65	60	50	52±18
Среднее для водохранилища	80	56	65	60	45	56

нести поступление в этот период зимних малоцветных вод из Вазузского водохранилища (объем 663 млн м^3 [11]), влияние которых может быть существенным при закрытом бейшлоте Верхневолжского водохранилища.

Как в притоках, так и в водохранилище обычного снижения цветности воды от весны к осени по средним данным за 1984—1985 гг. не выявлено (см. табл. 11). Нарушение сезонных изменений цветности произошло в 1984 г. вследствие обильного выпадения атмосферных осадков в летне-осенний период, количество которых почти в 2 раза превысило их уровень 1985 г. (табл. 12). Это обстоятельство определяющим образом сказалось на характере среднесезонных изменений цветности за 1984—1985 гг.

Таблица 12

Изменение цветности (° Pt-Co шк.) в период вегетации

Место взятия пробы	1984 г.			1985 г.		
	май	июль	октябрь	май	сентябрь	октябрь
Приток:						
р. Волга	55	55	65	48	45	40
р. Тверца	70	65	70	68	50	50
Плес:						
Волжский	52	60	75	62	45	45
Иваньковский	45	59	67	63	37	45
Шошинский	50	60	65	70	40	40

Вследствие высокой проточности водохранилища прозрачность воды во всех плесах редко превышает 1 м (табл. 11). Весной 1984—1985 гг. в среднем для водохранилища она составляла 102 см, а содержание взвешенных веществ в этот период варьировало в пределах 9—12 мг/л. Во все сезоны различие между основными плесами по прозрачности воды практически отсутствовало. Минимальные значения обычно имели место в мелководном высокопродуктивном Шошинском плесе. Осенью, главным образом из-за снижения интенсивности продукционных процессов, прозрачность воды во всем водохранилище повышалась (табл. 11).

* * *

Присутствующие в водоеме в начале периода вегетации (май) воды весеннего поверхностного стока, главного источника питания Иваньковского водохранилища, в 1984—1985 гг. имели сравни-

тельно низкие цветность и перманганатную окисляемость, которые не соответствовали уровню, отражающему зависимость этих показателей от объема стока. Содержание макрокомпонентов солевого состава, в том числе сульфатов, сохранилось на уровне предшествующего десятилетия, указывая на медленный ход процессов закисления поверхностных вод в бассейне Верхней Волги, в первую очередь связанного с загрязнением атмосферы окислами серы.

Сравнение концентраций $N_{общ}$ в мае 1984—1985 гг. и в предшествующие годы по продольному разрезу Иваньковского, Угличского водохранилищ и Волжского плеса Рыбинского, общий объем которых примерно равен суммарному объему весеннего стока, позволяет говорить о незначительном увеличении за последние годы содержания $N_{общ}$ в поверхностном весеннем стоке. В Иваньковском водохранилище эта тенденция проявляется слабо вследствие резкого преобладания весеннего речного стока над объемом водохранилища и сравнительно быстрого выноса вод пика половодья, максимально обогащенных биогенами, в нижерасположенные водохранилища. Среднее содержание $N_{общ}$ и P в весенних водах Иваньковского водохранилища не увеличилось, что указывает на медленные темпы эвтрофирования водоема. Однако следует иметь в виду, что на приплотинном участке количество биогенных элементов, в первую очередь азота, существенно зависит от объема весеннего стока; здесь в средний по водности 1984 г. как минерализация, так и концентрация $N_{общ}$ были на 18—20 % выше, чем в многоводном 1985 г.

Не претерпели существенных изменений за последние годы и концентрации макрокомпонентов солевого состава сточных вод г. Твери, сохранилось характерное для них высокое содержание анионов сильных кислот и щелочных металлов. Отмечено некоторое снижение содержания сульфатов и увеличение концентрации $N_{общ}$, но эта тенденция статистически недостоверна. Резкое преобладание в сточных водах аммонийного азота над нитратным и увеличение органических азотсодержащих соединений свидетельствует о недостаточно эффективной работе очистных сооружений города.

В период вегетации содержание $P_{общ}$, как и N, сохранилось в основных плесах водохранилища на уровне 1968—1974 гг. Колебания средних сезонных концентраций незначительны и составляют для фосфора 80—100 мкг/л и для азота 1,23—1,53 мг/л.

По таким показателям, как прозрачность, pH, содержание O_2, аммонийного и нитратного азота, основную ветвь водохранилища (Волжский и Иваньковский плесы) можно отнести к уме-

ренно загрязненным водоемам. Заметно хуже качество воды в Шошинском плесе, водам которого свойственны высокая мутность, частое перенасыщение воды кислородом, высокие значения pH и $БПК_5$.

Для улучшения качества воды Иваньковского водохранилища необходимо неукоснительно соблюдать мероприятия по охране водоема от загрязнений согласно требованиям, предъявляемым к источникам питьевого водоснабжения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Былинкина А. А., Петухова Л. А., Лапирова Т. Б. Формы фосфора и кинетика поглощения фосфатов в водохранилищах Верхней Волги // Гидрохимические исследования волжских водохранилищ. — Рыбинск, 1982.

2. Влияние антропогенных факторов на качество воды Иваньковского водохранилища в период весеннего половодья / Е. А. Иларионова, В. К. Бойченко, Ф. А. Лахтюк и др. // Исследование природных комплексов в целях их охраны и рационального использования. — Калинин, 1986.

3. Иваньковское водохранилище и его жизнь. — Л., 1978.

4. Мосияш С. А., Саппо Л. М. О евтрофикации Иваньковского водохранилища // Биологические ресурсы водоемов Верхней Волги и его рациональное использование. — Л., 1983.

5. Озеров С. А. Волга, Ока и Москва-река как источники водоснабжения г. Москвы // Тр. Комиссии по изучению новых источников водоснабжения г. Москвы. — 1927. — Вып. 4.

6. Рощупко В. Ф., Литвинов А. С. Многолетние колебания цветности и перманганатной окисляемости в основных притоках Иваньковского водохранилища // Водные ресурсы. — 1985. — № 3.

7. Руководство по химическому анализу поверхностных вод суши. — Л., 1977.

8. Степанова И. К. Формы миграции железа в воде Иваньковского водохранилища // Гидрохимические исследования волжских водохранилищ. — Рыбинск, 1982.

9. Трифонова Н. А. Об определении аммонийного азота в природных водах // Биология внутренних вод: Информ. бюл. — 1979. — № 43.

10. Формирование первичной продукции органического вещества и динамика некоторых химических параметров на мелководьях эвтрофного водохранилища / Л. В. Тарасенко, Н. В. Турунина, М. А. Луценко, Л. П. Федорова // 5-й съезд Всесоюз. гидробиол. о-ва. Тольятти, 15—19 сент. 1986 г.: Тез. докл. Ч. 1. — Куйбышев, 1986.

11. Эдельштейн К. К. Гидролого-гидрохимический режим водохранилищ Москворецко-Вазузской водной системы // Биологическая продуктивность и качество воды Волги и ее водохранилищ. — М., 1984.

УДК 574.64(285.2) + 556.555.6/8

М. В. Гапеева, О. Л. Цельмович

ГЕОХИМИЯ ТЯЖЕЛЫХ МЕТАЛЛОВ В РЫБИНСКОМ И КУЙБЫШЕВСКОМ ВОДОХРАНИЛИЩАХ

Определены уровни содержания некоторых тяжелых металлов в воде и донных отложениях Рыбинского и Куйбышевского водохранилищ, что позволяет картировать донные отложения по степени и типу загрязнения, оценивать зоны влияния отдельных источников загрязнения.

Проблема охраны и рационального использования окружающей среды находится в центре внимания всей общественности. Значительное место в ее решении отводится геохимии. Во-первых, сама проблема в своей основе является геохимической, так как связана с изменением концентраций и особенностями миграции элементов в окружающей среде под воздействием человека. Во-вторых, опыт ландшафтных геохимических методов поисков полезных ископаемых и исследований находит прямое применение при решении новой задачи — индикации изменений в ландшафтной оболочке.

Целью настоящей работы явилось изучение распределения тяжелых металлов (ТМ) в Рыбинском и Куйбышевском водохранилищах — самых крупных водоемах Волжского каскада.

Сбор материала проводили в Рыбинском водохранилище в 1983—1988 гг., в Куйбышевском — в 1987—1988 гг. Пробы донных отложений, отобранные в 1978 г. в Рыбинском и в 1983 г. в Куйбышевском водохранилищах, любезно предоставил научный сотрудник лаборатории гидрологии ИБВВ РАН В. В. Законнов.

Грунт отбирали дночерпателем Бекмана и стратометром С-1, бентос — модифицированным дночерпателем Экмана — Берджи и драгой, воду — батометром Руттнера, изготовленным из органического стекла.

Общие растворенные формы металлов в воде определяли с помощью группового концентрирования их в виде тиооксинатов (8,8-меркаптохинолинатов) [19], валовое содержание ТМ в донных отложениях — после предварительного разложения их смесью азотной, хлорной и плавиковой кислот [10]. Содержание металлов, не входящих в кристаллическую решетку алюмосиликатов (так называемые общие формы металлов), в донных отложениях и взвешенных веществах устанавливали в вытяжке

© М. В. Гапеева, О. Л. Цельмович

смесью концентрированной азотной кислоты и концентрированной перекиси водорода [15], „подвижные" формы металлов — с помощью вытяжек раствора HCl концентрацией 0,5 моль/л.

Содержание общих форм металлов в воде определяли как сумму общих растворенных их форм и общих форм во взвешенных веществах.

Анализы проводили атомно-абсорбционным методом на приборах AAS-1 и AAS-3, для градуировки использовали стандартные образцы состава для анализа вод и стандартные образцы почв.

Рентгенофазовый анализ отмученных донных отложений выполняли по методике Горбунова с соавторами [4, 6] на приборе ДРОН-1,5, емкость поглощения определяли по Гедройцу [2].

Геохимические данные об аквагеосистемах Рыбинского и Куйбышевского водохранилищ немногочисленны. Впервые распределение ТМ в воде Рыбинского водохранилища исследовал Г. В. Кольцов [7], в воде Куйбышевского — Г. С. Коновалов с соавторами [8].

Нами изучено содержание ТМ (меди, цинка, хрома, никеля, кадмия, свинца) в воде Рыбинского (119 станций) и Куйбышевского (73 станции) водохранилищ (рис. 1 и 2).

Средние концентрации (млн$^{-1}$) указанных металлов в обоих водохранилищах близки между собой:

Металл	Рыбинское водохранилище		Куйбышевское водохранилище	
	$\bar{x}$	$\bar{x}+\sigma$	$\bar{x}$	$\bar{x}+\sigma$
Cu	1,40	2,70	2,7	4,1
Ni	1,00	2,30	2,5	3,5
Zn	12,20	24,50	10,7	21,1
Pb	1,40	2,30	1,7	2,5
Cr	0,11	0,23	0,2	0,4
Cd	0,17	0,31	0,2	0,4

Для оценки загрязнения использовали критерий нормы концентраций $\bar{x} + 2\sigma$. Концентрации, отличающиеся от средних более чем на удвоенное значение стандартного отклонения, относили к загрязняющим. Такие концентрации Cu, Zn, Ni, Cr в Рыбинском водохранилище наблюдали в Шекснинском плесе, Pb, Cu и Zn — в Волжском плесе. В Куйбышевском водохранилище концентрации Pb и Ni, превышающие значения $\bar{x} + 2\sigma$, отмечали в Приплотинном и Ундорском плесах, Zn — в Приплотинном и Тетюшском.

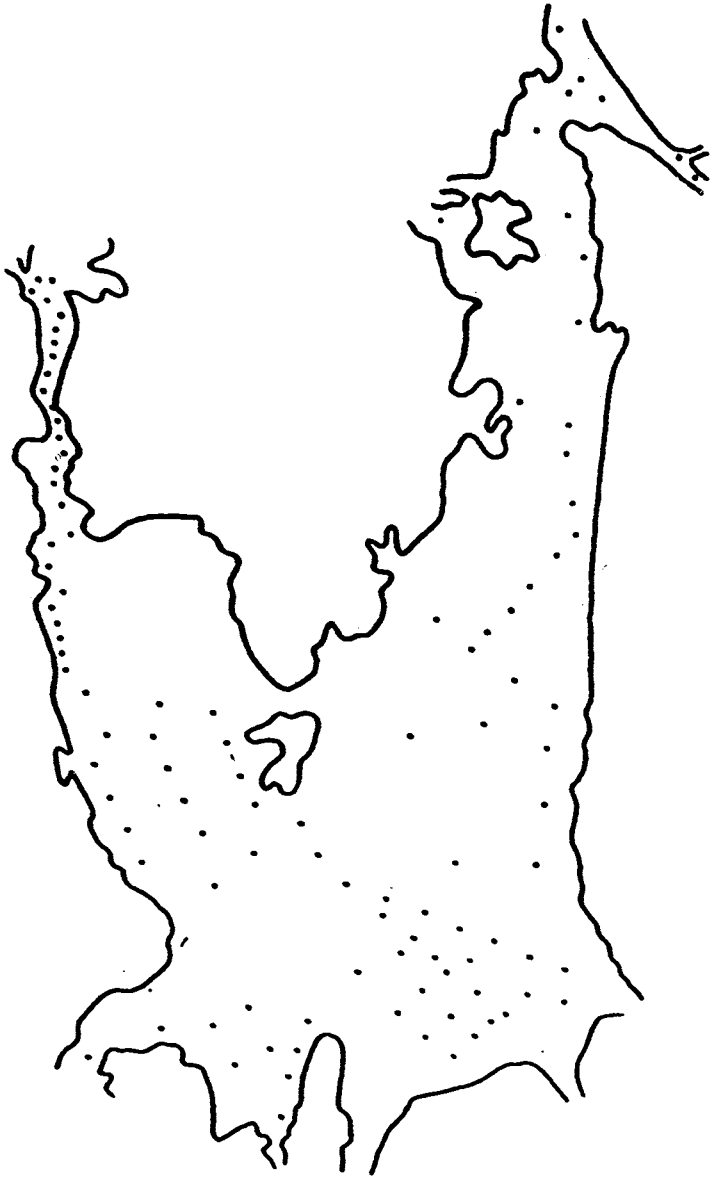


Рис. 1. Станции отбора проб воды в Рыбинском водохранилище.

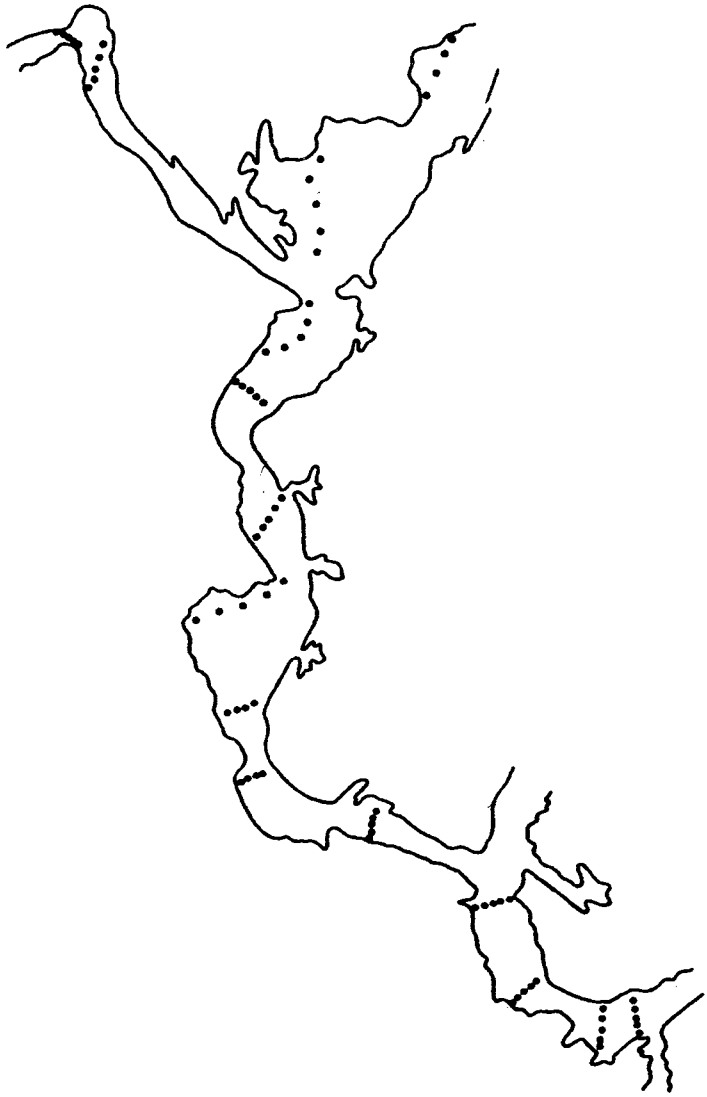


Рис. 2. Станции отбора проб воды в Куйбышевском водохранилище.

Исследования вод не всегда дают возможность полноценно охарактеризовать особенности их загрязнения из-за высокой динамичности состава и дискретности поставки загрязнителей техногенными источниками. Седименты — значительно более стабильный компонент природной среды. Являясь конечным звеном ландшафтно-геохимических сопряжений, донные отложения как бы „интегрируют" геохимические особенности водосборной площади.

Однако существует ряд проблем в использовании донных отложений в качестве индикатора загрязнения, в том числе приемы отбора проб, выбор простейшего аналитического метода и, возможно, самая главная из них — интерпретация данных. Для выявления загрязнения предлагается ряд способов [11, 13, 15, 16, 18].

В настоящей работе использовали сравнение валовых концентраций металлов в донных отложениях с их кларками, нормализацию концентраций микроэлементов по фоновому элементу-индикатору, определение подвижных форм ТМ, анализ поверхностных слоев донных отложений и подстилающих пород, распределение ТМ вдоль колонки грунта, а также статистический аппарат.

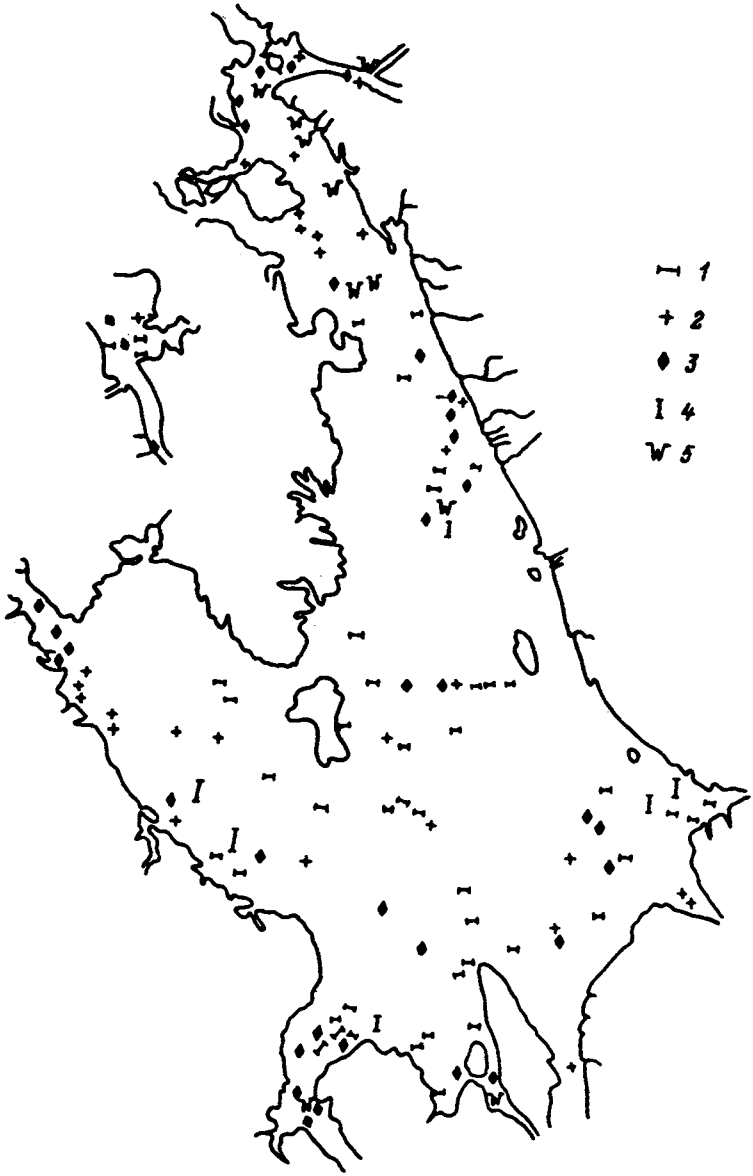
Донные отложения Рыбинского водохранилища имеют терригенное происхождение и характеризуются большим разнообразием литологического состава. По данным рентгенофазового анализа уровень содержания монтмориллонита в грунтах Шекснинского плеса водохранилища составлял около 20 %. Обменная емкость донных отложений была невысокой и зависела от содержания в них органического вещества:

Тип грунта	Емкость поглощения, 10^{-2} ммоль/г	$C_{орг}^{*}$, %
Илистый песок	6,1	1,1
Серый песчанистый ил	9,8	3,1
Серый ил	27,8	5,8
Переходный ил	48,7	14,2
Торфянистый ил	67,5	15,2

* По [1].

Средние концентрации валовых форм Cu, Ni и Cr в донных отложениях водохранилища были ниже, а концентрации Zn (267 $млн^{-1}$) и Pb (74 $млн^{-1}$) выше средних значений концентраций этих элементов в осадочных породах (80 и 20 $млн^{-1}$ соответственно) (по [9]).

Значения относительных атомных отношений (ОАО) валовых концентраций микроэлементов к концентрации макроэлемента (Fe), выраженные в 10^{-4} мкмоль/г, для Pb, Zn, Ni и Cr в донных


1
2
3
4
5

отложениях Рыбинского водохранилища выше, чем в подзолистых почвах — основном виде почвенного покрова на водосборе:

Отношение	Осадочные породы	Подземная почва	Донные отложения
Cu / Fe	15,0	6,0	7,9
Pb / Fe	1,6	1,5	3,6
Ni / Fe	27,1	5,7	10,3
Cr / Fe	3,2	17,2	27,2
Zn / Fe	20,5	17,5	54,7
Cd / Fe	0,04	—	—

Полученные нами данные по распределению общих форм Pb, Cu, Ni, Cd, Zn, Fe и Mn в поверхностном слое (0—2 см) донных отложений позволили впервые составить карты-схемы по состоянию на 1978 г. Выявилась четкая локализация повышенных концентраций Pb и Cr в донных отложениях Шекснинского плеса (рис. 3, табл. 1).

Таблица 1

Среднее содержание (млн$^{-1}$) общих форм металлов в поверхностном слое донных отложений Рыбинского водохранилища

Металл	Шекснинский плес (39 станций)	Моложский плес (18 станций)	Волжский плес (28 станций)
Cu	14,5±1,8	7,7±0,8	19,1±2,0
Ni	19,2±1,6	13,2±1,0	18,7±1,6
Pb	21,5±3,1	15,1±1,5	13,7±1,5
Cd	2,2±0,2	1,1±0,2	1,5±0,2
Cr	16,1±1,5	9,3±1,2	13,7±1,5
Zn	117±13	—	171±23
Mn	690±62	580±80	1120±130

В серых и переходных илах, занимающих 5 % площади дна [5], отмечали максимальные концентрации ТМ, что находится в соответствии с большей обменной емкостью этих илов и содержанием в них железа (табл. 2).

Железо является носителем многих микроэлементов, на что указывают коэффициенты парных корреляций, рассчитанные по валовым концентрациям 7 металлов в 87 образцах донных отложений: Fe—Cu (r = 0,78), Fe—Ni (r = 0,89) и т. д. Концентрации ТМ, в том числе и Fe, в торфянистых донных отложениях ниже,

Рис. 3. Распределение общих форм хрома (млн$^{-1}$) в поверхностном (0—2 см) слое донных отложений Рыбинского водохранилища.
1) 10—10; *2*) 11—15; *3*) 16—20; *4*) 21—25; *5*) 26—35.

чем в серых и переходных илах, хотя самая высокая обменная емкость была выявлена именно в торфянистых грунтах.

Таблица 2

Концентрации общих форм металлов в поверхностном (0—2 см) слое грунтов Рыбинского водохранилища в 1978 г.

Тип отложений	Количество проб	Cu	Ni	Pb	Cd	Cr	Zn	Fe	Mn
		млн$^{-1}$						‰ по массе	
Песок	11	9,2	10,0	7,2	1,0	7,0	80,9	9,5	0,6
Илистый песок	29	16,5	12,3	13,2	1,0	7,8	59,0	9,2	0,4
Песчанистый ил	17	13,6	13,3	14,6	1,6	11,4	100	15,8	0,6
Серый ил	85	14,3	17,4	18,1	1,8	14,4	159	20,0	0,9
Переходный ил	24	16,4	17,4	18,8	1,4	14,4	185	16,9	1,4
Торфянистый ил	10	9,8	14,8	14,3	1,8	9,5	90,7	10,2	0,6

Уровни содержания валовых и растворенных в HCl концентрацией 0,5 моль/л тяжелых металлов в различных типах грунтов во фракции меньше 0,05 мм не зависели от ее процентного содержания, а связаны скорее с количеством Fe в этой фракции (табл. 3).

Таблица 3

Концентрация ТМ (млн$^{-1}$) в донных отложениях Шекснинского плеса Рыбинского водохранилища во фракции < 0,05 мм в 1986 г.

Металл	Вытяжка	Переходный ил (69,3)	Серый ил (30,8)	Серый ил (65,0)	Серый песчанистый ил (49,4)	Илистый песок (19,6)
Cu	HCl	14	32	25	20	27
	Вал	34	61	48	20	68
Ni	HCl	8	17	17	15	20
	Вал	29	41	41	19	47
Cr	HCl	5	10	8	8	10
	Вал	49	69	67	8	82
Cd	HCl	0,6	1,4	1,0	0,8	1,0
	Вал	1,6	2,3	2,3	1,6	3,0
Pb	HCl	133	78	8	196	110
	Вал	190	110	123	200	166
Co	HCl	1,9	3,6	3,9	3,3	3,0
	Вал	10	12	13	77	13
Zn	HCl	199	416	278	100	208
	Вал	255	5560	400	112	85
Mn	HCl	1140	825	670	480	565
	Вал	1300	1080	1020	790	870
Fe	HCl	12,1	16,1	16,4	15,2	12,0
	Вал	33,1	47,0	49,5	25,2	49,0

Примечание. В скобках — доля фракции < 0,05 мм, %.

В Шекснинском плесе водохранилища исследованы временные изменения концентраций ТМ в донных отложениях. Уровни содержания Cu (рис. 4) и Pb в поверхностных слоях донных отложений этого плеса за период с 1978 по 1985 г. увеличились почти в 2 раза, Zn — в 3 раза, в то время как в донных отложениях на фоновой станции (ст. 1) выше г. Череповца концентрации всех рассматриваемых металлов остались прежними.

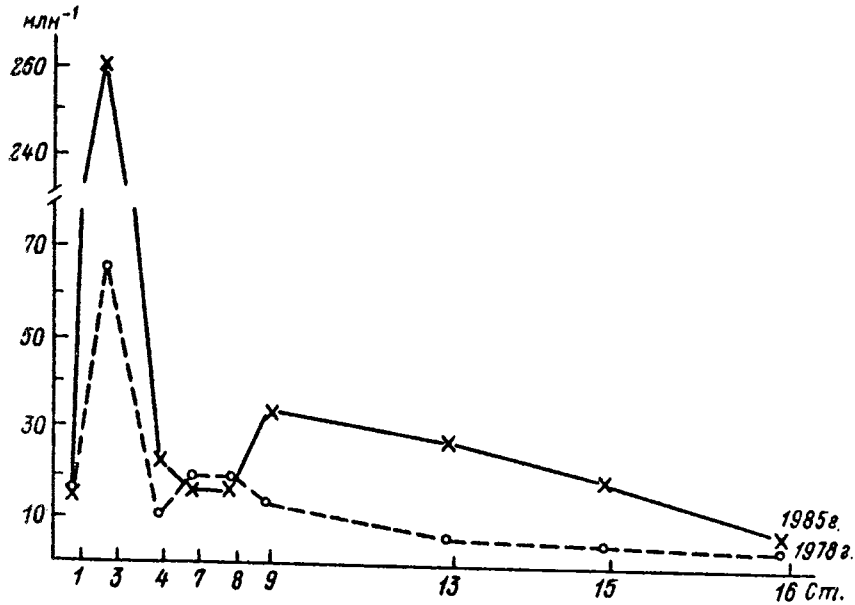


Рис. 4. Распределение общих форм меди в поверхностном (0—2 см) слое донных отложений Шекснинского плеса Рыбинского водохранилища.

Станции: *1* — Кабачино; *3* — устье р. Ягорбы; *4* — р. Шексна напротив р. Ягорбы; *7* — р. Кошта; *8* — Луковец; *9* — Каргач; *13* — Васильево; *15* — Любец; *16* — Мякса.

Рассматривая характер распределения ТМ в донных отложениях Шекснинского плеса, следует отметить большой размах концентраций (табл. 4). Концентрации, превышающие значения $\bar{x} + 3\sigma$, наблюдались возле города, а превышающие значения $\bar{x} + 2\sigma$ — ниже по течению р. Шексны.

Концентрации ТМ (млн$^{-1}$) в поверхностном (0—2 см) слое донных отложений Шекснинского плеса, полученные экстракцией HCl концентрацией 0,5 моль/л (36 станций)

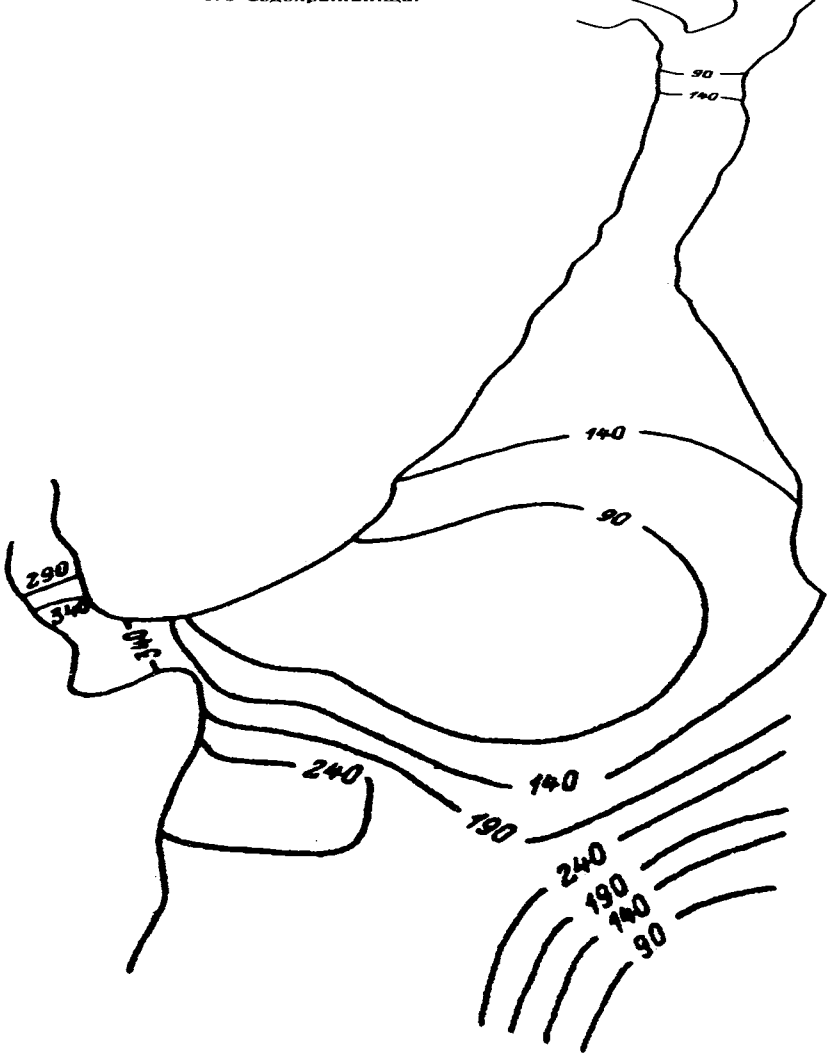
Статистическая характеристика	Cu	Ni	Cr	Cd	Pb	Co	Zn
$\bar{x}$	13	10	6	0,6	16	4	146
$x_{min} - x_{max}$	2—32	2—37	1—18	0,1—1,0	0,5—43	0,2—16	9—305
σ	6,5	6,4	3,4	0,2	12,5	3,7	85
$\bar{x} + 2\sigma$	26	22	13	1,0	41	11	316
r	0,43	0,42	0,17	0,60	0,81	− 0,07	0,48
C_v	0,50	0,65	0,45	0,40	0,78	0,99	0,58

Примечание. Здесь и в табл. 5, 7, 10: $\bar{x}$ — среднее арифметическое; σ — среднее квадратическое отклонение; r — коэффициент корреляции ТМ с железом; C_v — коэффициент вариации.

Карта изоконцентраций Zn в донных отложениях Шекснинского плеса (рис. 5) показывает, что источником поступления этого металла в водоем являются воды р. Кошты, куда поступают очищенные стоки предприятий по производству минеральных удобрений и черной металлургии.

В Куйбышевском водохранилище, как и в большинстве крупных искусственных водоемов, донные отложения отличались широким разнообразием литологических, морфологических и геохимических характеристик. По данным В. В. Законнова [1], крупный песок и галька занимали 23,5 % площади дна, размытая почва — 16,5 %, илистый песок — 17,5 %, серый песчанистый и серый ил — 39,2 %, бурый ил — 3,3 %. Содержание монтмориллонита в грунтах составляет около 25 %. Обменная емкость изменялась от 15 до $43 \cdot 10^{-2}$ ммоль на 1 г грунта и, вероятно, не была связана с концентрацией $C_{орг}$ (r = 0,06).

Средние валовые концентрации Cu, Pb, Ni в донных отложениях Куйбышевского водохранилища были равны или несколько ниже средних концентраций этих металлов в осадочных породах [9], валовое содержание Cr (137 млн$^{-1}$) — выше, чем в осадочных породах (100 млн$^{-1}$). Относительное атомное отношение Cr в донных отложениях водохранилища ($32{,}7 \cdot 10^{-4}$) больше, чем в осадочных породах ($3{,}2 \cdot 10^{-4}$), что может указывать на загрязнение донных отложений этим элементом.


90
140
140
90
290
340
240
140
190
240
190
140
90

Аномальные концентрации (концентрации, превышающие соответствующие значения $\bar{x} + 2\sigma$) Cu, Cr, Zn и Mn обнаружены на станции в районе порта Ново-Ульяновск. Коэффициенты корреляции ТМ с С незначительны (кроме Co), связь металлов с Fe очевидна. Исключение составляет Cr (табл. 5).

Таблица 5

Средние концентрации микроэлементов (мл$^{-1}$)** в донных отложениях Куйбышевского водохранилища (вытяжка HCl концентрацией 0,5 моль/л)

Металл	n	$\bar{x}$	x_{min}	x_{max}	Коэффициент корреляции		$\bar{x} + 2\sigma$
					с Fe	с $C_{орг}$*	
Cu	157	12	1	57	0,61	0,24	23
Pb	113	10	0	22	0,48	0,28	12
Ni	157	14	1	38	0,63	0,36	26
Co	157	7	0	12	0,63	0,49	11
Cr	99	9	1	149	0,38	0,02	39
Zn	157	27	5	95	0,76	0,19	55
Mn	157	0,8	0,12	2,96	0,59	0,23	1,6
Fe	157	4,6	0,78	9,00	1,00	0,32	8,6

* Данные В. В. Законнова [1].
** Значения для Fe, Mn, $C_{орг}$ — в промиллях по массе.

По данным В. В. Батояна [3], ТМ поглощаются донными отложениями Куйбышевского водохранилища неравномерно. Наиболее благоприятные условия для накопления элементов имелись в месте впадения р. Черемшана в водохранилище. Средние концентрации ТМ в донных отложениях Черемшанского залива, Новодевиченского и Приплотинного плесов (табл. 6) мало отличались, хотя в нижних плесах были выявлены более высокие концентрации (рис. 6), а в Черемшанском заливе металлы связаны как с органическим веществом, так и с железом. Прослеживалась значимая отрицательная корреляция с карбонатным углеродом. В Новодевиченском и Приплотинном плесах коэффициенты корреляции ТМ с железом положительные, имели достаточно высокие значения, т. е. в этих плесах железо служило основным носителем микроэлементов.

Рис. 6. Распространение фитопланктона (сплошные линии) и копепод (пунктирные линии) в Центральной Атлантике по Гринвичскому разрезу Кулибалиева (1—10 см; 2) 16—30; 3) 31—45; 4) 46—60.

Средние концентрации ТМ (млн$^{-1}$)* в донных отложениях Куйбышевского водохранилища, извлекаемых раствором HCl концентрацией 0,5 моль/л

Металл	Количество проб	$\bar{x}$	x_{min}	x_{max}	Коэффициенты корреляции			$\bar{x} + 2\sigma$
					с Fe	с $C_{орг}$	с $C_{кар}$	
				Черемшанский залив				
Cu	18	10	4	19	0,9	0,8	− 0,7	18
Pb	18	8	1	14	0,7	0,6	− 0,4	17
Ni	18	12	2	24	0,7	0,8	− 0,6	22
Co	18	5	2	7	0,7	0,8	− 0,3	8
Cr	18	3	1	8	0,8	0,4	− 0,4	7
Zn	18	17	5	33	0,9	0,7	− 0,7	32
Fe	18	3,9	1,2	6,3	1,0	0,8	− 0,7	7
Mn	18	0,8	0,2	1,4	0,8	− 0,8	− 0,7	1,6
				Новодевиченский и Приплотинный плесы				
Cu	35	12	2	19	0,7	−0,1	− 0,4	22
Pb	6	10	3	13	0,9	−0,2	0,6	19
Ni	35	14	3	31	0,7	0,1	− 0,3	27
Co	35	8	2	12	0,8	0,5	0,3	13
Cr	35	8	2	14	0,6	0,0	− 0,3	14
Zn	35	29	5	61	0,8	0,0	− 0,4	61
Fe	35	4,8	0,8	8,9	1,0	0,3	− 0,3	9,7
Mn	35	1,0	0,1	3,0	0,7	0,0	− 0,2	2,3

* Значения для Fe и Mn — в промиллях по массе.

В распределении ТМ, экстрагируемых смесью концентрированной азотной кислоты и перекиси водорода из грунтов вышеуказанных плесов, коэффициенты корреляции микроэлементов с железом положительны и имели высокие значения, за исключением Cd, который, вероятно, больше связан с углеродом (табл. 7).

Для характеристики особенностей геохимической структуры аквального ландшафта Куйбышевского водохранилища около 20 значимо различающихся между собой геохимических горизонтов объединены в три основных геохимических класса: окислительный (O), переходный (OG) и восстановительный (G). При этом гумусовые горизонты затопленных почв отнесены к горизонтам G, а русловые аллювиальные отложения в зависимости от окислительного потенциала в них — к OG или к G [3].

Таблица 7

Средние значения содержания ТМ (млн$^{-1}$) в донных отложениях Новодевиченского и Приплотинного плесов

Металл	Количество проб	$\bar{x}$	x_{min}	x_{max}	Коэффициенты корреляции			$\bar{x} + 2\sigma$
					с Fe	с $C_{орг}$	с $C_{кар}$	
Cu	30	23	6	34	0,9	0,2	0,2	38
Pb	30	16	1	28	0,6	0,4	0,2	32
Ni	30	48	14	72	0,8	0,1	− 0,2	77
Co	30	13	5	20	0,6	0,4	− 0,1	20
Cr	30	24	1	50	0,6	0,0	− 0,4	49
Zn	30	65	19	175	0,7	0,2	− 0,3	129
Cd	30	1,6	0,1	3,5	0,3	0,6	0,4	4,0
Fe	30	24,2	2,4	45,6	1,0	0,1	− 0,1	46,5
Mn	30	1,3	0,2	3,9	0,7	0,2	− 0,2	2,8

Таблица 8

Средние концентрации ТМ (млн$^{-1}$) в геохимических горизонтах донных отложений Куйбышевского водохранилища

Металл	O (34)	O+OG (13)	OG (42)	G (29)	Почва (23)
Cu	20±7	23±5	22±8	25±6	21±5
Pb	37±25	33±6	32±12	37±11	28±12
Ni	53±15	50±12	53±12	52±10	47±10
Zn	72±22	64±14	68±25	75±31	59±17
Cr	37±14	37±8	39±12	40±11	36±9
Co	23±12	17±7	19±6	17±6	17±5
Fe	10,4±2,8	11,4±2,9	10,5±3,2	11,8±3,6	9,7±2,6
Ca	3,2±4,1	3,8±4,4	3,4±3,8	4,4±4,2	1,3±1,6
Mn	0,6±0,3	0,4±0,1	0,4±0,1	0,4±0,2	0,3±0,1

Примечания: 1. Значения для Mn, Fe и Ca — в промиллях по массе.
2. Здесь и в табл. 9 в скобках — число проб.

Средние концентрации ТМ в различных горизонтах донных отложений (вытяжка смесью азотной кислоты и перекиси водорода) не обнаружили достоверных различий (табл. 8). Лишь при использовании более строгой двухвыборочной T_2-статистики Хотеллинга, которая основывается на сравнении средних

значений и дисперсий по совокупности признаков, показано, что горизонты достоверно отличались друг от друг. В Приплотинном и Новодевиченском плесах применение этого критерия также выявило различия между горизонтами O—OG и O—G (табл. 9).

Таблица 9

Средние концентрации ТМ (млн$^{-1}$)* в геохимических горизонтах донных отложений Новодевиченского и Приплотинного плесов

Металл	O (33)	O+OG (8)	OG (27)	G (27)
Cu	31±4	31±5	32±3	33±3
Pb	31±6	29±5	30±3	29±4
Ni	71±6	70±6	68±7	68±7
Cd	3±1	3±1	3±1	3±1
Zn	91±12	94±9	91±12	93±11
Fe	15,7±2,9	16,4±2,1	15,5±2,5	15,8±2,7
Mn	3,7±1,4	2,5±1,2	1,9±0,7	1,7±0,8
Ca	2,6±2,0	2,7±2,1	3,6±2,7	3,4±2,4

* Значения для Mn, Fe и Ca — в промиллях по массе.

Уровни корреляционных связей между содержанием металлов в отдельно взятых горизонтах существенно различались в выборках — все водохранилище в целом и отдельно Новодевиченский и Приплотинный плесы (рис. 7).

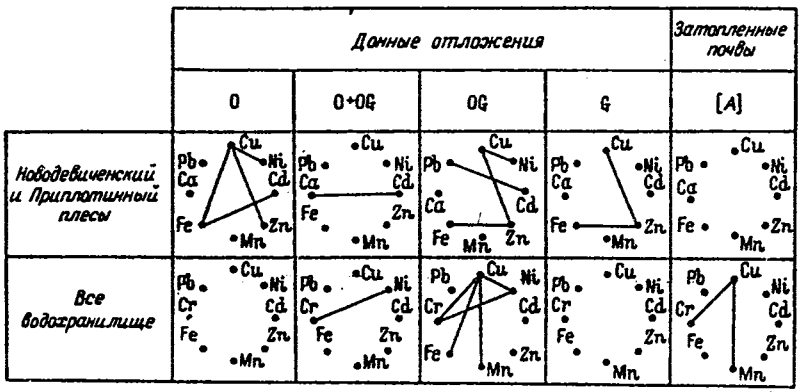


Рис. 7. Корреляция содержаний микроэлементов в геохимических горизонтах донных отложений Куйбышевского водохранилища (указаны связи, у которых $r \geq 0{,}7$).

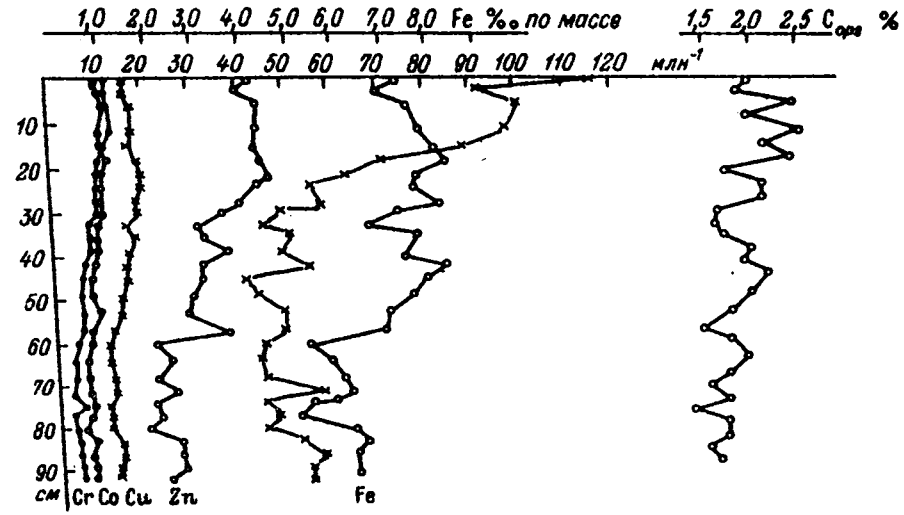


Рис. 8. Распределение по вертикали микроэлементов (солянокислая вытяжка) и органического углерода в донных отложениях Приплотинного плеса.

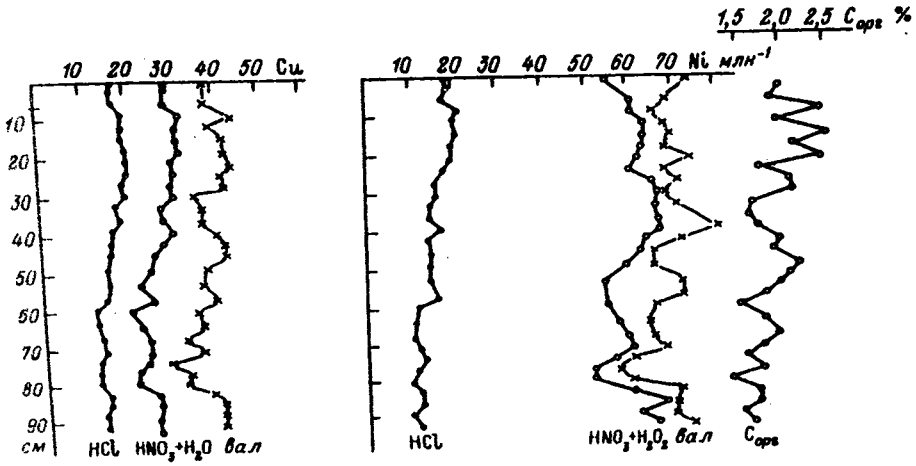


Рис. 9. Распределение меди и никеля по вертикали в донных отложениях Приплотинного плеса.

Таблица 10

Уровни содержания ТМ (млн$^{-1}$) * в колонке серого ила

Металл	Вал		$HNO_3 + H_2O_2$			HCl (0,5 моль/л)		
	$\bar{x}$	C_v	$\bar{x}$	C_v	% от вала	$\bar{x}$	C_v	% от вала
Cu	38	0,10	27	0,14	71	1,6	0,18	42
Cd	2	0,35	15	0,78	75	—	—	—
Pb	14	0,21	13	0,30	93	—	—	—
Ni	69	0,06	62	0,08	90	15	0,23	22
Zn	92	0,14	70	0,13	76	32	0,26	35
Co	33	0,18	15	0,12	45	8	0,17	24
Fe	34	0,26	30	0,10	88	7	0,14	21
Mn	1,2	0,26	0,87	0,25	72	0,61	0,37	51
Cr	108	0,09	32	0,18	30	8	0,36	7

* Значения для Fe и Mn — в промиллях по массе.

Концентрации ТМ по вертикальному профилю донных отложений из различных участков водохранилища изменялись незначительно. Например, в 92-сантиметровой колонке серого ила, отобранной в приплотинном плесе и разделенной на 29 частей через 2—3 см, концентрации валовых и растворенных форм ТМ варьировали слабо (кроме Cd) (рис. 8 и 9, табл. 10); основное количество Cr находилось в кристаллической решетке алюмосиликатов (валовая форма). Лишь на станции в районе порта Ново-Ульяновск наглядно проявлялось загрязнение: в нижних слоях колонки концентрация растворимых HCl (0,5 моль/л) форм Cr в 15 раз меньше по сравнению с верхним горизонтом, соотношение валовых форм — 1 : 2,9 (рис. 10).

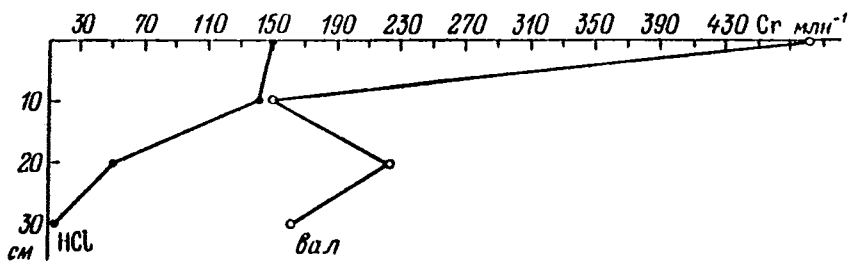


Рис. 10. Распределение хрома по вертикали в донных отложениях у порта Ново-Ульяновск.

Таким образом, средние концентрации ТМ в воде Рыбинского и Куйбышевского водохранилищ близки. Применение различных подходов к определению наличия загрязнения ТМ позволило установить, что Рыбинское водохранилище (преимущественно Шекснинский плес) загрязняется Pb, Cr, Zn, а Куйбышевское (Приплотинный плес) — Cr и в меньшей степени Zn и Ni. В донных отложениях Приплотинного плеса нет резкого „отпечатка" антропогенного влияния, вероятно за счет преимущественно растворенных форм миграции ТМ и более низкой поглотительной способности грунтов по сравнению с грунтами Рыбинского водохранилища. Полученные нами результаты геохимических съемок позволили картировать донные отложения по степени и типу загрязнения и оценить зоны влияния отдельных источников загрязнения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абиотические факторы круговорота в водоемах замедленного водообмена: Отчет НИР (заключение)/ ИБВВ АН СССР. Шифр темы 2.33.61; № ГР 81015333; Инв. № 02860041763. — Борок, 1985.
2. Агрохимические методы исследования почв. — М., 1975.
3. Батоян В. В. Особенности геохимического профиля подводных почв в водоемах с нейтральной реакцией // Вестн. МГУ. Сер. геогр. — 1983. — № 3.
4. Горбунов Н. И. Высокодисперсные минералы и методы их изучения. — М., 1963.
5. Законнов В. В. Аккумуляция биогенных элементов в донных отложениях Верхневолжских водохранилищ: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. — Пермь, 1983.
6. Количественное определение глинистых минералов в почвах / С. И. Горбунов, С. А. Тихонов, З. Н. Горбунова и др. // Почвоведение. — 1972. — № 5.
7. Кольцов Г. В. Распределение редких и рассеянных элементов в воде Рыбинского водохранилища осенью 1961 г. // Динамика водных масс водохранилищ. — М.; Л., 1965.
8. Коновалов Г. С., Иванова А. А. Содержание и режим микроэлементов в воде и взвешенных веществ в бассейне р. Волги // Гидрохим. материалы. — 1972. — Т. 53.
9. Краткий справочник по геохимии / Г. В. Войткевич, А. Е. Мирошников, А. С. Поваренных, В. Г. Прохоров. — М., 1970.
10. Прокофьев А. К., Орадовский С. Г., Георгиевский В. В. Непламенный атомно-абсорбционный метод определения Cu, Pb, Cd в морских донных осадках // Методы определения токсичных загрязняющих веществ в морской воде и донных осадках. — М., 1981.
11. Allan R. Y., Brukskill G. Y. Relative atomic variations (RAV) of elements in lake sediments: lake Winnipeg and other Canadian Lakes // Interection between sediments and fresh water. — Amsterdam, 1976.
12. Carpenter K. E. The lethal action of soluble metallic salts on fishes // Brit. J. Exp. Biol. — 1927. — Vol. 4.
13. Forstner U. Metal concentrations in fresh water sediments-natural background and cultural effects // Interaction between sediments and fresh water. — Amsterdam, 1976.

14. Kotra V., Krisnamurty E. S., Reddy M. M. Trace metal extraction of soils and sediments by nitric acid-hydrogen peroxide // Atomic Absorption Newsletter. — 1976. — Vol. 15, N 3.

15. Nishida H., Suzuki S. A statistical view of heavy metal pollution index of river sediment // Bull. Environ. Contam, Toxicol. — 1984. — Vol. 32.

16. Nishida H., Miyai M. Distribution function of heavy metals in river sediments // Bull. Environ. Contan., Toxicol. — 1984. — Vol. 32.

17. Chester R., Kudoja A., Thomas J., Towner J. Pollution reconnaissance in stream sediments using non-residual trace metals // Environment. Pol. (ser. B). — 1985. — Vol. 10, N 3.

18. Rapn F., Tessler A., Campbell P., Carignan R. Potential artifacts in the sediments by a sequential extraction procedure // Environ. Sci., Technol. — 1986. — Vol. 20, N 8.

19. Bankowsky J. U., Virtsavs M. V., Veveris O. F. et al. Preconcentration of microquantitivs mounts of elements mercaptohinoline an Bis (curinoly) disulphide for the atomic absorption // Talanta. — 1987. — Vol. 34, N 1.

СОДЕРЖАНИЕ

Литвинов А. С., Рощупко В. Ф. Термическая характеристика водохранилищ Волжского каскада 3

Законнов В. В. Осадконакопление и аккумуляция биогенных элементов в донных отложениях Куйбышевского водохранилища 25

Законнов В. В., Зиминова Н. А. Распределение и накопление донных отложений в водохранилищах Нижней Волги 40

Поддубный С. А. Комплексный метод верификации гидродинамических моделей 47

Кучай Л. А., Скляренко В. Л. Модель термической структуры оз. Плещеево 66

Кучай Л. А. Модель экосистемы пелагиали оз. Плещеево . . 73

Скляренко В. Н., Скляренко В. Л. Концептуальная модель формирования стока в бассейне оз. Плещеево 93

Бикбулатов Э. С., Бикбулатова Е. М. Кинетические закономерности разложения органических веществ в притоках Рыбинского водохранилища . 111

Былинкина А. А., Лапирова Т. Б., Петухова Л. А., Калинина Л. А. Сезонная динамика форм фосфора и оборота фосфатов в Рыбинском водохранилище 150

Трифонова Н. А. Сезонная динамика фосфатазной активности в воде Рыбинского водохранилища 166

Былинкина А. А., Калинина Л. А., Генкал Л. Ф., Петухова Л. А. Гидрохимический режим Иваньковского водохранилища в 1984—1985 гг. 183

Гапеева М. В., Цельмович О. Л. Геохимия тяжелых металлов в Рыбинском и Куйбышевском водохранилищах 205

CONTENTS

Litvinov A. S., Roshchupko V. F. Thermal characteristics of the Volga cascade reservoirs 3

Zakonnov V. V. Sediment storage and accumulation of biogenic elements in bottom sediments of the Kuibyshev reservoir 25

Zakonnov V. V., Ziminova N. A. Distribution and storage of bottom sediments in reservoirs of the Lower Volga 40

Poddubny S. A. A complex method for verification of hydrodynamic models 47

Kuchai L. A., Sklyarenko V. L. A thermal structure model of the Pleshceevo lake 66

Kuchai L. A. The ecosystem model of the Pleshcheevo lake pelagial . 73

Sklyarenko V. N., Sklyarenko V. L. A conceptual model of the run-off formation in the basin of the Pleshcheevo lake 93

Bikbulatov E. S., Bikbulatova E. M. Kinetic mechanisms of organic matter destruction in the tributes of the Rybinsk reservoir 111

Bylinkina A. A., Lapirova T. B., Petukhova L. A., Kalinina L. A. Seasonal dynamics of phosphorus forms and phosphate circulation in the Rybinsk reservoir 150

Trifonova N. A. Seasonal dynamics of phosphatase activity in the water of the Rybinsk reservoir 166

Bylinkina A. A., Kalinina L. A., Genkal L. F., Petukhova L. A. Hydrochemical regime of the Ivankovo reservoir in 1984—1985 183

Gapeeva M. V., Tselmovich O. L. Geochemistry of heavy metals in the Rybinsk and Kuibyshev reservoirs 205

СБОРНИК НАУЧНЫХ *ТРУДОВ*

Труды ИБВВ им. И. Д. *Папанина*

Вып. 63(66)

Формирование и динамика полей *гидрологических* и гидрохимических характеристик *во внутренних* водоемах и их моделирование

Редактор О. М. Федотова

Н/К

Подписано в печать 09.11.93. Формат 60 × 84/16. Бумага офсетная. Печать офсетная. Усл. печ. л. 13,25. Усл. кр.-отт. 13,48. Уч.-изд. л. 16,23. Тираж 500 экз. Индекс ГД-92. Заказ 977 . Заказное.

Гидрометеоиздат, 199397, Санкт-Петербург, В. О., ул. Беринга, д. 38.

ОПТИ, 249020, Обнинск, ул. Королева, д. 6.