

551.481
С-45

ISSN 0130-4887

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ СССР
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ И КОНТРОЛЮ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ

ТРУДЫ
СРЕДНЕАЗИАТСКОГО РЕГИОНАЛЬНОГО
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА
им. В. А. БУГАЕВА

Выпуск 66 (147)

ОЗЕРА И ВОДОХРАНИЛИЩА
СРЕДНЕЙ АЗИИ

МОСКВА
ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ
1979

551.481

С-75

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ СССР
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ И КОНТРОЛЮ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ

ТРУДЫ
СРЕДНЕАЗИАТСКОГО РЕГИОНАЛЬНОГО
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА
им. В. А. БУГАЕВА

Выпуск

66(147)

ОЗЕРА И ВОДОХРАНИЛИЩА
СРЕДНЕЙ АЗИИ

Под редакцией кандидатов геогр. наук
Ю. Н. ИВАНОВА и А. М. НИКИТИНА



В сборнике помещены работы, освещающие вопросы гидрометеорологического обоснования рационального комплексного использования водных ресурсов озер и водохранилищ Средней Азии, водно-солевого и теплового баланса, а также расчетов испарения с водной поверхности.

Приводятся сведения по гидрохимии, гидрофизике и гидродинамике озер и водохранилищ.

Сборник рассчитан на гидрологов, гидрохимиков, гидротехников.

К ВОПРОСУ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО ОБОСНОВАНИЯ ЭКСПЛУАТАЦИИ И ОХРАНЫ ВОДНЫХ РЕСУРСОВ ОЗЕР И ВОДОХРАНИЛИЩ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Рост производительных сил среднеазиатского региона осуществляется за счет дальнейшего развития орошаемого земледелия, освоения новых и улучшения мелиоративного состояния эксплуатируемых земель, что обуславливает всевозрастающее использование водных ресурсов.

Для улучшения эксплуатации и охраны вод приняты «Основы водного законодательства Союза ССР и союзных республик», где особо подчеркивается, что вода — важнейшее общенародное достояние и что эффективное, научно обоснованное использование вод, их охрана от загрязнения и истощения является делом чрезвычайной важности [7]. В связи с этим весьма актуальной является задача гидрометеорологического обоснования охраны и рационального использования водных ресурсов.

В условиях напряженного водохозяйственного баланса дальнейшее развитие орошения не мыслимо без проведения ряда водохозяйственных мероприятий: полного зарегулирования стока основных водных артерий, переброски стока в районы орошения, разработки более экономичных систем и норм орошения и переброски части стока сибирских рек в Среднюю Азию. В связи с этим в вопросах перерегулирования стока, эксплуатации и охраны водных ресурсов первостепенную роль приобретают среднеазиатские водохранилища.

В настоящее время эксплуатируется около 40 водохранилищ, полный объем которых оценивается в 19 млрд. м³, а введение в эксплуатацию Токтогульского, Нурекского, Рагунского, Тюямуянского и Андижанского позволит увеличить полный объем водохранилищ до 70 млрд. м³, а полезный — до 50 млрд. м³. При этом сток р. Сырдарьи будет зарегулирован более чем на 90% с наполнением Токтогульского и Андижанского водохранилищ, а в бассейне р. Амударьи многолетнее регулирование может быть осуществлено с введением в строй Рагунского и Пянджских водохранилищ.

Определенный интерес представляют также естественные озера. Горные озера Средней Азии являются источниками чистых

ультрапресных и пресных вод, велика роль равнинных озер как аккумуляторов ирригационно-сбросных и промышленных загрязненных вод, а также объектов рыборазведения и зон отдыха.

На территории Средней Азии насчитывается около 5600 озер с площадью зеркала $12\,300\text{ км}^2$. Водные ресурсы озер оцениваются в 1831 км^3 , при этом около 95% приходится на одно из крупнейших горных озер мира — Иссык-Куль [3]. Водные ресурсы горных озер ($51,4\text{ км}^3$) сосредоточены в оз. Каракуль — $26,5\text{ км}^3$, оз. Сарезское — $16,6\text{ км}^3$, оз. Сонкуль — $2,8\text{ км}^3$, оз. Чатыркуль — $0,5\text{ км}^3$, оз. Яшилькуль — $0,5\text{ км}^3$ и оз. Сарычелек — $0,5\text{ км}^3$. Основные объемы равнинных озер приходятся на оз. Арнасай — $12,5\text{ км}^3$, оз. Сарыкамыш — $15,3\text{ км}^3$, оз. Камышлыбаш — 1 км^3 при суммарном объеме 34 км^3 и площади зеркала 4820 км^2 [3].

Здесь следует отметить, что в связи с возрастающим водозабором, зарегулированностью стока и проведением ряда мелиоративных мероприятий в последнее двадцатилетие наблюдалось резкое сокращение площадей зеркала озер, дельт и пойм рек Амударьи и Сырдарьи. В то же время вследствие отвода сбросных и коллекторно-дренажных вод наблюдалось образование новых ирригационно-сбросовых озер по территории зон интенсивного орошения [4—6].

Анализ водных балансов наиболее крупных естественных водоемов, охватывающих более 88% площади и около 99% объема позволяет констатировать, что круговорот озерных вод оценивается в 15 км^3 , при этом 12 км^3 приходятся на приток и 3 км^3 на осадки. В расходных компонентах, вследствие того, что наиболее крупные озера приурочены к бессточным котловинам, 73% приходится на испарение с водной поверхности и 4 км^3 на отток [2].

Среднеазиатские водохранилища осуществляют в основном сезонное регулирование стока и подразделяются по виду эксплуатации водных ресурсов на ирригационного и комплексного назначения. Ведущее место в использовании водных ресурсов занимает ирригация, второй по значимости является гидроэнергетика. Основными гидроузлами комплексного назначения являются Кайраккумский, Чардаринский, Чарвакский, Фархадский и из строящихся — Нурекский, Токтогульский, Андижанский, Рагунский. Именно эти объекты в первую очередь заслуживают проведения комплексных исследований их режима и уточнения правил эксплуатации их водных ресурсов.

На отдельных водоемах развивается рыболовное хозяйство, однако отсутствие единых «Основных положений правил использования водных ресурсов гидроузлов» не способствует развитию рыбного хозяйства на водохранилищах Средней Азии.

В круговороте водных ресурсов водохранилищ величина годового водообмена оценивается в 55 км^3 , при этом более 99% приходится на приток поверхностных вод. Значительный, по сравнению с естественными водоемами, водообмен водохранилищ объясняется высокой приточностью и целенаправленностью в использовании их водных ресурсов.

При столь высокой зарегулированности стока и изменении его режима под влиянием хозяйственной деятельности среди прочих антропогенных факторов исключительно велика роль гидрометеорологического режима водохранилищ, так как под их влиянием осуществляется ряд не только количественных, но и качественных изменений показателей водных ресурсов. В гидрологическом аспекте влияние водохранилищ на естественный гидрологический режим водных систем проявляется в изменении уровня и ледо-во-термического режима, внутригодового распределения жидкого и твердого стока, аккумуляции и транспорта наносов, минерализации и ионного состава воды, гидробиологических показателей водоемов как сред обитания, процессах загрязнения и самоочищения вод.

Основными задачами, предъявляемыми к изучению режима водохранилищ, при эксплуатации и охране водных ресурсов, являются: надежный учет стока и его изменений под влиянием гидроузлов, определение качества и возможности прогнозирования изменения химического состава воды, надежный учет водных запасов водохранилищ и его корректировка на основе анализа изменения морфометрических показателей чаш под действием заиления, трансформации наносов и перестроения берегов.

Наиболее научно обоснованным методом учета и оценки перераспределения водных ресурсов является балансовый метод, позволяющий оценить изменения водных ресурсов под влиянием естественных и антропогенных факторов, не учитываемые компоненты баланса по величине остаточного члена уравнения и возможную систематическую ошибку в учете водных ресурсов, качество, полноту и контроль государственного учета вод и их эксплуатации. В настоящее время разработаны методики составления водных балансов более 20 водохранилищ Средней Азии, позволяющие с достаточной степенью точности при современной гидрометеорологической изученности рассчитывать годовые, месячные и декадные балансы. В настоящее время подготовка оперативных водных балансов осуществляется в САНИГМИ, УГМС Киргизской, Таджикской и Туркменской ССР. Издаваемый бюллетень «Водный баланс и гидрометеорологический режим водохранилищ» позволяет оперативно корректировать сведения о водных запасах водоемов, производить оценку соотношения приходно-расходных статей баланса, оценивать безвозвратные потери на испарение с водной поверхности и транспирацию, правильно ориентировать органы водного хозяйства в составлении и корректировке планов эксплуатации водных ресурсов водохранилищ и речных бассейнов в целом. Кроме того, на основе водного баланса определяется приход и расход минеральных и органических веществ, термический режим водоемов, динамика водных масс, заиление и транспорт наносов, перестроение берегов, а также гидробиологический режим.

Для рационального использования водных ресурсов необходимо иметь достоверные материалы не только о количественных по-

казателях учета вод, но и данные об изменении их химического состава и качества под влиянием гидрометеорологических и антропогенных факторов. Изменение химических ингредиентов может иметь различный характер и диапазон в зависимости от водности группировок лет и фаз гидрологического режима, характера происхождения и качества приточных вод, наличия в них промышленных остатков и ядохимикатов, а также динамических процессов, протекающих в водоеме. В связи с этим необходимо проведение комплексных гидролого-гидрохимических исследований на притоках, оттоках и в водохранилище при различных фазах режима. В результате проведения подобных исследований появляется возможность расчетов водно-солевых балансов, на основе которых возможно осуществлять прогнозирование гидрохимического режима водоемов. В качестве примера следует остановиться на исследованиях водно-солевого баланса озер Арнасайской системы, проведенных САРНИГМИ в 1973—1975 гг. [5]. Полученные материалы позволили составить прогноз водно-солевого баланса Арнасайских озер до 1980 г. при проведении различных вариантов водохозяйственных мероприятий и дать обоснование рациональному использованию водных ресурсов озер с показом динамики количества и качества вод.

Для составления водно-солевых балансов озер и водохранилищ и подсчета ионного стока рек в настоящее время используются материалы гидрохимических наблюдений, имеющие ограниченные ряды и охватывающие лишь основные фазы гидрологического режима. Однако, как показывают исследования, проведенные в 1974—1976 гг. в лаборатории озер и водохранилищ САРНИГМИ, химический состав воды изменяется весьма интенсивно не только в годовом разрезе, но и в период отдельных фаз режима (половодье, межень). Особенно это относится к районам со стоком, измененным под влиянием хозяйственной деятельности, где ионный сток не всегда имеет однозначную зависимость от гидрометеорологических характеристик в связи с различными источниками питания [1]. В качестве примера можно привести сведения по химическому составу вод Чардаринского водохранилища, так как в зависимости от водности лет и фаз гидрологического режима притоке могут иметь превалирующее значение сброс из Кайраккумского водохранилища, приток по Чирчик-Ангренскому бассейну или сброс коллекторно-дренажных вод из зон орошаемого земледелия. При одном и том же расходе воды могут значительно изменяться солевой состав и общая минерализация водоема. В этих условиях для подсчета стока химических веществ возможно использование ежедневных наблюдений за электропроводностью с получением зависимостей между общей минерализацией и величиной электропроводности.

Наряду с указанными вопросами весьма актуальным является изучение скоростей течения, волнения, теплового баланса, прозрачности и цвета вод, транспорта наносов, динамики водных масс и их замещения в результате внешнего водообмена и биологиче-

ского режима. Именно эти элементы режима наряду с водным балансом и гидрохимией определяют способность водоемов к самоочищению и разбавлению и позволяют прогнозировать изменение качества вод.

Нередко в маловодные годы наблюдается опорожнение водохранилищ ниже отметок УМО. Необходимо установить минимальные объемы наполнения водохранилищ при полном использовании водных ресурсов, так как подобные ситуации приводят к резкому ухудшению качества вод и нежелательным последствиям во всех сферах использования водных ресурсов.

Особое внимание в последнее десятилетие приобрели исследования прорывоопасных горных озер как потенциальных источников селевых паводков. Даже малые водоемы объемом до 1 млн. м³ могут являться источниками катастрофических последствий. Закончены исследования по определению прорывоопасных озер Узбекистана и Киргизии и широко ведутся подобные исследования в Таджикистане. В результате проведенных исследований даны рекомендации о принятии мер по ликвидации прорывоопасности 22 озер Средней Азии. Ведутся исследования на одном из крупнейших завальных озер мира — Сарезском озере, по осуществлению проекта его опорожнения на 150 м. С созданием деривационной ГЭС будет решена энергетическая проблема в этом районе Средней Азии и появится возможность использования резервной емкости для целей орошения.

Заслуживают внимания вопросы прогнозирования количественных и качественных характеристик вод ирригационно-сбросовых озер, для целей вторичного использования сбросных и возвратных вод.

Не следует забывать о том, что озера являются местом отдыха туристов; существует масса водоемов, которые могли бы явиться местом создания туристических баз и домов отдыха.

При дальнейшем развитии исследований режима озер и водохранилищ Средней Азии и постановке региональных исследований особую ценность приобретают аэрометоды и использование информации с искусственных спутников Земли (ИСЗ) и пилотируемых космических кораблей (КК). В настоящее время аэрометоды широко внедрены в практику исследования прорывоопасных горных озер Средней Азии, достигнуты определенные успехи в производстве термических съемок озер и водохранилищ с применением методов радиометрии и изучения динамики озер равнинных территорий.

В последнее десятилетие в СССР и за рубежом ведутся исследования в области применения информации, получаемой с ИСЗ и КК для изучения природных ресурсов и, в частности, водных ресурсов, режима и качества вод. Использование информации с летающих аппаратов «Нимбус», «Космос», «Джемени», ЭРТС и «Салют» позволяет получать многократные съемки различных зон, охватывающих значительные по размерам территории с фиксацией множества элементов ландшафта и особенно больших озер и

водохранилищ. При этом возможно получение изображений в масштабе до 1 : 100 000, что позволяет производить картирование для гидрологических целей. В настоящее время в этом направлении достигнуты определенные успехи и полученные результаты позволяют говорить о применении информации ИСЗ и КК при решении вопросов гидрометеорологии озер и водохранилищ Средней Азии. Перспективной представляется оценка динамики озер равнинных территорий, проведение каталогизации озер и изучение сезонных разливов пойменных и дельтовых озер в крайне многоводные годы, каким явился 1969 г., определение глубин мелководных равнинных озер, а следовательно и их ресурсов, оценка фаз зимнего режима озер (замерзание, ледостав, вскрытие). Оперативное получение плановой основы водной поверхности при различных фазах режима уровня позволило бы корректировать объемные и батиметрические зависимости, используемые при оценке водных ресурсов водохранилищ и их эксплуатации, а также получать сведения о переформировании ложа, зарастания зон мелководья и более правильно оценивать безвозвратные потери.

При расширении исследований в ближайшем будущем возможно решение вопросов динамики взвешенных наносов водохранилищ, циркуляции вод больших озер, оценки качества вод, получение информации о состоянии бессточных водоемов для целей оценки изменения увлажненности территории.

В последнее десятилетие строительство водохранилищ, а также различных промышленных комплексов шагнуло в горные зоны, в связи с чем должны быть решены вопросы по гидрометеорологическому обеспечению эксплуатации водных ресурсов таких гидроузлов, как Токтогульский, Нурекский, Рагунский, Андижанский. Исследования по изучению гидрометеорологического режима озер и водохранилищ для эксплуатации и охраны водных ресурсов ведутся в направлении развития исследований в вопросах водно-солевого и теплового баланса, изучения вопросов заиления морфологии и морфометрии с применением современного оборудования и приборов новой техники. Однако следует поставить вопрос о комплексном, системном подходе к решению проблем эксплуатации и охраны водных ресурсов озер и водохранилищ Средней Азии, объединив при этом усилия различных ведомств с привлечением специалистов гидрологов, метеорологов, гидрохимиков, гидробиологов, микробиологов, гидроэнергетиков, гидротехников и водохозяйственников с тем, чтобы подойти к решению основных вопросов гидрометеорологического обоснования правил эксплуатации водных ресурсов озер и водохранилищ Средней Азии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Горелкин Н. Е., Никитин А. М., Нурбаев Д. Д. Использование наблюдений за электропроводностью воды для подсчета ионного стока р. Сырдарья. — «Труды САРНИГМИ», 1978, вып. 59(140), с. 32—48.
2. Никитин А. М. Водный баланс озер Средней Азии. — «Труды САРНИГМИ», 1978, вып. 59(140), с. 49—58.

3. Никитин А. М. Морфометрия и морфология озер Средней Азии.— «Труды САРНИГМИ», 1977, вып. 50(131), с. 4—21.
4. Никитин А. М. О динамике озер среднего и нижнего течения р. Сырдарьи.— «Труды САРНИГМИ», 1977, вып. 50(131), с. 22—30.
5. Никитин А. М., Горелкин Н. Е. Водный баланс Арнасайской озерной системы.— «Труды САРНИГМИ», 1976, вып. 39(120); с. 76—93.
6. Никитин А. М., Бондарь В. А. О динамике озер дельты р. Амударьи.— «Труды САРНИГМИ», 1975, вып. 25(106), с. 79—90.
7. Основы водного законодательства Союза ССР и союзных республик.— «Правда», 10 декабря 1970.

АНТРОПОГЕННОЕ ВЛИЯНИЕ НА ИЗМЕНЕНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ВОД БАСЕЙНА КАШКАДАРЬИ

На юго-востоке Узбекистана между отрогами Зеравшанского и Гиссарского хребтов расположена обширная территория бассейна р. Кашкадарья. Водосборный бассейн площадью 8780 км^2 характеризуется незначительной средневзвешенной высотой ($H_{ср} = 1,3 \text{ км}$) и общей сухостью климата при средней годовой температуре воздуха от $7,8$ до $16,2^\circ\text{C}$ и годовых суммах осадков от 168 до 700 мм [5]. Кашкадарья относится к рекам снегового питания со значительной долей дождевой составляющей, при этом максимальные расходы приходятся на апрель, а минимальные — на август—сентябрь.

Характерной особенностью бассейна реки является наличие большого количества притоков, многие из которых превышают Кашкадарью по водности. Значительную роль в формировании гидрологического режима реки играют притоки Акдарья, Танхизыдарья и Яккабагдарья — реки снегово-ледникового питания.

Общий сток с горных территорий бассейна оценивается в $50 \text{ м}^3/\text{с}$ при модуле стока $5,7 \text{ л}/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$ [6]. В связи с маловодностью этого района, в бассейне р. Кашкадарья, как нигде в Узбекистане, особенно остро ощущается дефицит водных ресурсов и их несоответствие со значительным земельным фондом. Именно это положение предопределяло водохозяйственное строительство по перерегулированию и переброске стока. В настоящее время в бассейне реки эксплуатируются Чимкурганское и Пачкамарское водохранилища, осуществляется переброска части стока из р. Зеравшан по каналу Иски-Ангар и из р. Амударьи по Каршинскому магистральному каналу (КМК), начато наполнение Талимаржанского водохранилища объемом $1,5 \text{ км}^3$. В планах развития орошаемого земледелия и комплексного использования водных ресурсов предусматривается довести площади орошения в бассейне Кашкадарьи к 1980 г. до 369 тыс. га и к 1985 г. до 600 тыс. га.

Сток рек бассейна полностью разбирается на орошение и хозяйственные нужды, и Кашкадарья теряется в песках. В крайне многоводные годы, каким явился 1969 г., воды реки проникают далеко на запад в пустынные районы, образуя разливы в зоне Аму-Бухарского канала и низовьев р. Зеравшан.

В результате проведения комплекса водохозяйственных мероприятий по изъятию стока на орошение, перерегулированию и переброске стока водохранилищами и каналами, аккумуляции и отведению сбросных и коллекторно-дренажных вод наблюдается существенное изменение гидрологического и гидрохимического режима реки в области рассеивания стока и резкое изменение качества вод. При проведении исследований по изучению изменения химического состава и качества воды р. Кашкадарьи под влиянием антропогенных факторов были использованы материалы специализированных наблюдений САНИИРИ в 1976 г. и стандартных наблюдений УГМС УзССР за период 1938—1976 гг. Как показали эти исследования, наибольшее влияние на изменение состава вод Кашкадарьи оказывают сбросные и коллекторно-дренажные воды, годовой объем которых в 1976 г. составил более 180 млн. м³.

Интенсификация сельского хозяйства и использование водных ресурсов Кашкадарьи и притоков, сток которых в вегетационный период интенсивно разбирается на орошение, обуславливают огромные потери влаги на испарение и инфильтрацию, при этом резко возрастает объем коллекторно-дренажных и подземных вод. Последние разгружаются на конусах выносов притоков и сбрасываются в коллекторно-дренажную сеть или непосредственно в русло Кашкадарьи, отличающихся значительным грунтовым питанием в осенне-зимний период. В большинстве случаев коллекторно-дренажные воды имеют высокую минерализацию, которая изменяется в предгорных зонах в Китабско-Шахризьбской котловине от 0,51 до 0,55 г/л, в среднем течении Кашкадарьи ниже впадения основных притоков (Чиракчинский район) — до 3,28 г/л, а в Камашинском районе — до 8,59 г/л. Наиболее водоносными являются коллекторы Кашкадарьинского оазиса, где объем сбросных вод составляет около 60 млн. м³ со среднегодовой минерализацией от 10 до 20 г/л. Коллекторы Кассанского и Ульяновского районов имеют общий годовой объем стока около 50 млн. м³ со средней минерализацией от 7,5 до 10,7 г/л. Следует отметить, что большинство коллекторно-дренажных вод поступает непосредственно в Кашкадарью.

Общий объем промышленных стоков, содержащих различные компоненты загрязнения, оценивается в 7 млн. м³, при этом сточные воды промышленных предприятий содержат большое количество органических веществ.

Отрицательное влияние на качество вод реки оказывают также хозяйственно-бытовые сточные воды, объем которых оценивается в 8 млн. м³. Они содержат в среднем ионов аммония и хлоридов — 40 мг/л, а взвешенных веществ — 250 мг/л.

Если учесть, что годовой объем стока р. Кашкадарьи в 1976 г. составил в створе Чиракчи 730 млн. м³, в створе Каратикон — 450 млн. м³, а водозабор из реки 772 млн. м³ и из основных притоков 350 млн. м³, то становится ясным, как велико влияние сбросных и коллекторно-дренажных вод на сток и изменение гидрохимического режима реки.

Изменение минерализации и ионного состава по длине реки изучалось на семи характерных створах: 1) при выходе реки из гор (выше г. Китаб), 2) пос. Чиракчи, 3) верхняя зона Чимкурганского водохранилища, 4) нижний бьеф Чимкурганского водохранилища, 5) пос. Каратикон, 6) в 2 км ниже г. Карши, 7) в 2 км ниже г. Кассана. Как показали исследования, увеличение минерализации и ионного состава воды осуществляется от 1 до 6 створа, при этом в весенние месяцы 1976 г. минерализация возросла в 9,8 раз (рис. 1). Соответственно увеличилось содержание главных ионов: кальция в 5,2 раза, магния в 22 раза, натрия и калия в 22 раза, гидрокарбонатов в 1,6 раза, сульфатов в 28,3 раза и хлора в 64,8 раза. В период осенне-межени наблюдается общее увеличение минерализации и главных ионов по всему стволу реки, а также их рост от верхнего створа к нижнему, но менее значительный, чем весной. Это положение объясняется общим сокращением стока и резким увеличением доли грунтового питания и коллекторно-дренажных вод в нем, значительная часть стока при этом аккумулируется в Чимкурганском водохранилище.

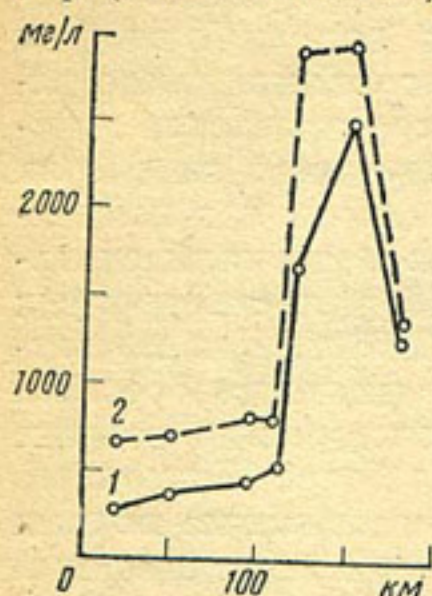


Рис. 1. Изменение минерализации воды по длине р. Кашкадарья: 1 — май, 2 — октябрь

В октябре 1976 г. минерализация воды в створе г. Китаб составила 652 мг/л, а в створе г. Карши возросла в 4,5 раза (рис. 1), при этом содержание главных ионов возросло: кальция в 2,8 раза, магния в 5,5 раза, натрия и калия в 6,1 раза, гидрокарбонатов в 1,6 раза, сульфатов в 5,6 раза, хлора в 18,5 раза.

В нижнем течении реки в районе г. Кассана минерализация и содержание главных ионов понижается примерно в 2 раза в результате разбавления высокоминерализованных кашкадарьинских вод маломинерализованной амударьинской (водой), поступающей в реку по Каршинскому магистральному каналу ниже г. Карши.

В весенний период вода р. Кашкадарья от верховьев до Чимкурганского водохранилища относится к гидрокарбонатному классу, группе кальция, второго типа [1]. Весьма велика роль водохранилища в формировании химического состава воды в нижнем течении реки, так как в связи с перерегулированием стока наблюдается метаморфизация воды и изменение ионного состава. Воды верхней зоны водохранилища относятся к гидрокарбонатному классу, группе кальция, а в приплотинной — к гидрокарбонатно-сульфатному.

Следует отметить, что вследствие неравномерного смешения водных масс вода Чимкурганского водохранилища в отдельных зонах имеет разную группу — натрия, магния или кальция. В 1976 г. минерализация воды водохранилища изменялась от 414 до 787 мг/л.

В связи с аккумуляцией воды в водохранилище и забором воды по каналам на нижерасположенном участке наблюдается увеличение

притока сбросных и возвратных вод, при этом ионный состав воды претерпевает дальнейшую метаморфизацию, приобретая сульфатный класс, группу натрия, второго типа.

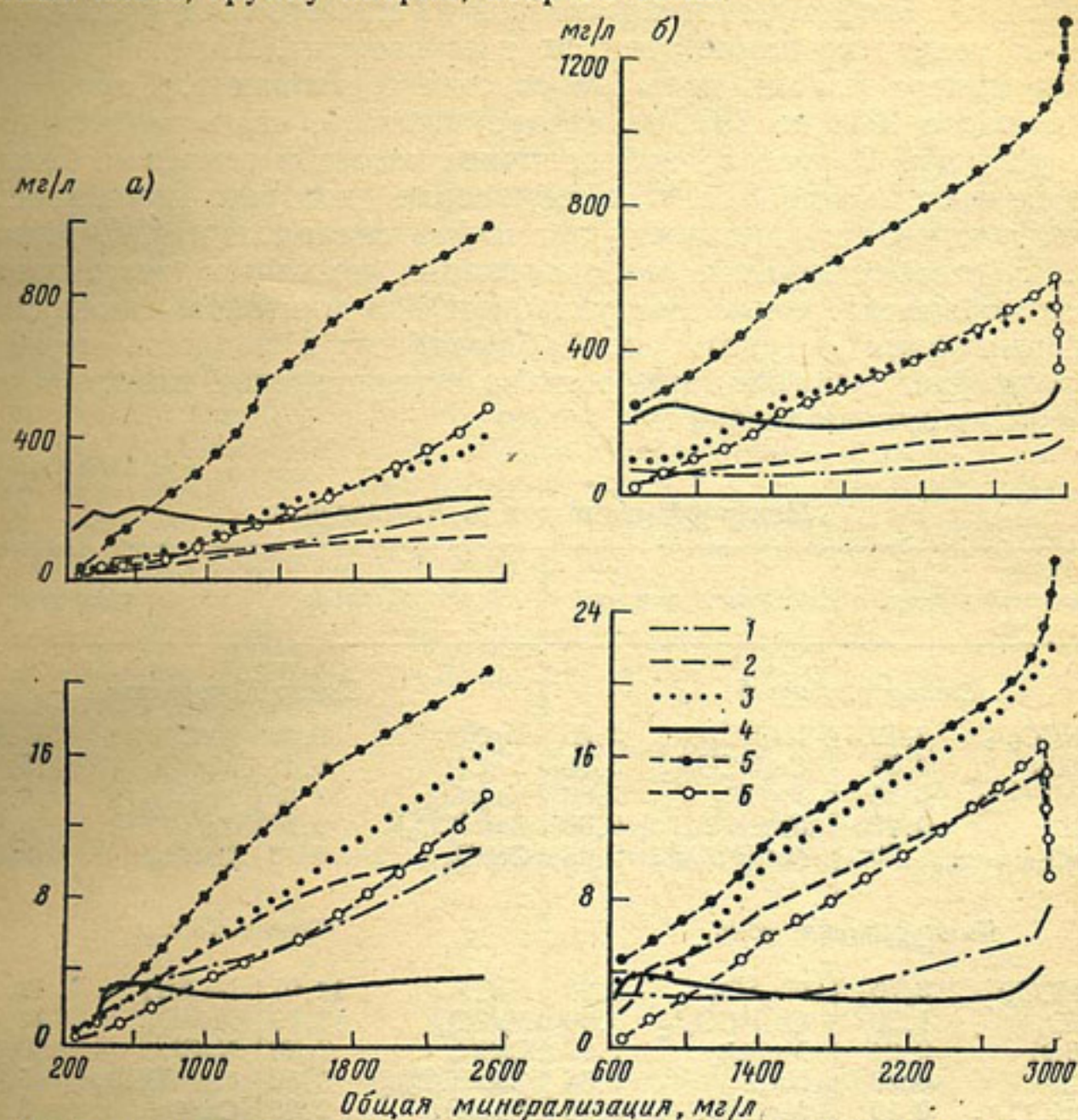


Рис. 2. Зависимость изменения соотношения ионов от минерализации воды в мае (а) и октябре (б):

1 — Ca^{2+} ; 2 — Mg^{2+} ; 3 — $\text{Na}^+ + \text{K}^+$; 4 — HCO_3^- ; 5 — SO_4^{2-} ; 6 — Cl^-

Относительный состав воды в весенний период изменяется следующим образом: значительно увеличивается содержание ионов хлора от 6,6 экв. % (г. Китаб) до 36,3 экв. % (г. Карши), возрастает содержание SO_4^{2-} — от 22,0 до 53,9 экв. %, $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ — от 22,6 до 43,2 экв. %, Mg^{2+} — от 14,9 до 28,4 экв. %. Значительно снижается содержание HCO_3^- — от 71,4 до 9,8 экв. % и Ca^{2+} — от 62,5 до 28,4 экв. %.

В осенний период воды реки от верхнего створа до нижнего относятся к сульфатному классу, группе натрия, второго типа. При этом относительный состав воды претерпевает не столь значительные изменения Cl^- — от 6,2 до 23,8 экв. %, SO_4^{2-} — от 55,5

до 63,8 экв. %, $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ — от 41,7 до 52,9 экв. %, Mg^{2+} — от 25,6 до 27,9 экв. %, HCO_3^- — от 38,3 до 12,4 экв. %, Ca^{2+} — от 33,1 до 19,2 экв. % (рис. 2).

Влияние антропогенных факторов на качество вод прослеживается не только по длине реки, но и во времени. Анализируя изменения минерализации воды на основных створах р. Кашкадарья за период с 1938 по 1976 г., следует сказать, что в верхнем течении реки (п. Варганза) эта величина имеет в основном близкие значения от 240 до 340 мг/л, изменение которых происходит в зависимости от водоносности лет и фаз гидрологического режима [4]. В створе Чиракчи минерализация несколько возрастает в связи со значительным поступлением вод притоков, однако рост минерализации с годами не наблюдается, и водность периода также играет существенную роль во внутригодовом и многолетнем колебании минерализации.

Таблица 1

Метаморфизация вод р. Кашкадарья

Весенний период		Осенний период		Весенний период		Осенний период	
Створ г. Китаб				Створ Каратикон			
Ca(HCO ₃) ₂	2,10	Na ₂ SO ₄	3,20	MgSO ₄	9,00	NaCl	17,20
Na ₂ SO ₄	0,54	Ca(HCO ₃) ₂	3,00	NaCl	6,77	MgSO ₄	15,90
Mg(HCO ₃) ₂	0,30	MgSO ₄	1,80	Na ₂ SO ₄	3,31	Na ₂ SO ₄	4,90
NaCl	0,22	NaCl	0,56	Ca(HCO ₃) ₂	3,20	Ca(HCO ₃) ₂	4,20
MgSO ₄	0,20	Mg(HCO ₃) ₂	0,45	CaSO ₄	3,10	CaSO ₄	2,90
Чимкуртанское водхр.				Створ Карши			
Ca(HCO ₃) ₂	2,70	Na ₂ SO ₄	3,20	NaCl	14,07	Na ₂ SO ₄	12,70
MgSO ₄	1,70	Ca(HCO ₃) ₂	3,00	MgSO ₄	11,00	MgSO ₄	12,20
Na ₂ SO ₄	0,94	MgSO ₄	1,80	CaSO ₄	7,20	NaCl	10,40
NaCl	0,48	NaCl	0,56	Ca(HCO ₃) ₂	3,80	Ca(HCO ₃) ₂	5,40
Mg(HCO ₃) ₂	0,10	Mg(HCO ₃) ₂	0,45	Na ₂ SO ₄	2,66	CaSO ₄	3,00

До пуска в эксплуатацию Чимкуртанского водохранилища минерализация воды в створе Каратикон мало чем отличалась от минерализации в створе Чиракчи. Однако с 1963 г., в связи с перерегулированием стока водохранилищем и изъятием его в каналы, минерализация в створе Каратикон возросла более чем в 2—3 раза, при этом в период осенне-зимней межени наблюдались повышенные значения минерализации [4]. С середины шестидесятых годов отмечается неуклонный рост минерализации воды ниже водохранилища, исключение составил крайне многоводный 1969 г., когда в результате разбавления минерализация понизилась до 440—600 мг/л, однако уже весной 1970 г. достигла прежнего уровня — 1480 мг/л.

В январе 1976 г. наблюдалась наивысшая минерализация воды вследствие малых расходов сброса из Чимкуртанского водохранилища.

ранилища ($1 \text{ м}^3/\text{с}$) и увеличения стока более чем в 2 раза на участке водохранилище — Каратикон за счет притока коллекторно-дренажных вод.

Для выявления генезиса вод Кашкадарьи была использована классификация природных вод В. М. Левченко [2, 3], в основу которой положено соотношение концентраций главных ионов (мг/экв) по степени растворимости образуемых солевых соединений.

Воды реки до нижнего бьефа Чимкурганского водохранилища относятся к III классу — гидрокарбонатно-сульфатных вод, в которых содержание гидрокарбонатов превышает содержание кальция, и их избыток связывается с магнием. Остаток магния и часть натрия связывается с сульфатами. Остальная часть натрия приходится на долю хлоридов (табл. 1).

Ниже водохранилища вода реки метаморфизуется и от створа Каратикон до впадения Каршинского магистрального канала она относится к II сульфатному классу. Содержание ионов кальция превышает содержание бикарбонатов и избыток кальция, магний и часть натрия связываются с сульфатами. Остаток натрия соответствует содержанию хлора (табл. 1).

Как видно из табл. 1, в результате метаморфизации вод р. Кашкадарьи важную роль приобретают сульфаты натрия, магния и хлориды натрия, появляются сульфаты кальция, а гидрокарбонаты магния исчезают.

Таким образом, происходящая метаморфизация в составе воды реки обуславливается влиянием антропогенных факторов и, в первую очередь, притоком сбросных и коллекторно-дренажных вод, в солевом составе которых преобладают сульфатные и хлоридные соли.

ВЫВОДЫ

1. Под влиянием хозяйственной деятельности человека химический состав воды р. Кашкадарьи претерпевает значительные изменения как по длине реки, так и во времени. За последнее пятнадцатилетие минерализация воды в среднем и нижнем течении возросла более чем в 2—3 раза.

2. В результате метаморфизации воды по длине реки значительно возрастает относительное содержание сульфатов, хлоридов, натрия и магния и уменьшается содержание гидрокарбонатов и кальция. Вода из гидрокарбонатно-сульфатного класса переходит в сульфатный.

3. Велика роль Чимкурганского водохранилища в изменении качества воды в среднем и нижнем течении реки в результате перерегулирования стока и забора его в каналы.

4. Основной причиной изменения гидрохимических показателей качества воды р. Кашкадарьи является значительное изъятие стока на орошение (более 1 км^3) и поступление в русло сбросных и коллекторно-дренажных вод с орошением территории.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алекин О. А. Основы гидрохимии. Л., Гидрометеониздат, 1970, 444 с.
2. Левченко В. М. Гидрохимическая классификация минеральных вод. «Труды лаборатории гидрогеол. проблем им. Ф. П. Саваренского», 1948, т. с. 99—103.
3. Левченко В. М., Ешимбаев Д. Классификация воды низовьев и дельты Амударьи по химическому составу. — «Гидрохимические материалы», 1951, т. 51, с. 13—16.
4. Ресурсы поверхностных вод СССР. Бассейн р. Амударьи, т. 14, вып. 3, Гидрометеониздат, 1971. с. 266—288.
5. Справочник по климату СССР, вып. 19. Л., Гидрометеониздат, 1967. 203 с.
6. Шульц В. Л. Реки Средней Азии. Л., Гидрометеониздат, 1965. 692 с.

ГИДРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВОСТОЧНО-АРНАСАЙСКИХ ОЗЕР

Арнасайский озерный комплекс — один из наиболее крупных озерных массивов бассейна р. Сырдарьи сформировался как единая озерная система в 1969 г. Он состоит из озер Айдар, Тузкан и Восточного Арнаса, имеющих существенно различный гидрометеорологический и гидрохимический режим. Если режим водных масс оз. Тузкан и Айдар формируется под воздействием автохтонных процессов, то в режиме оз. Восточного Арнаса первостепенное значение играют аллохтонные, а именно, режимы притока коллекторно-дренажных вод.

В настоящее время началось интенсивное народнохозяйственное использование водных ресурсов озер, предусматривающее и реконструкцию озерной системы. На оз. Тузкан, которое после окончания строительства системы дамб и плотин отсоединится от озера Айдар, организуется озерное товарно-рыбопромысловое хозяйство. Для повышения уровня и качества вод в этом водоеме планируется перебросить воды Восточного Арнаса, поступающие сейчас в оз. Айдар, в оз. Тузкан.

В Восточно-Арнасайских озерах, первыми принимающими коллекторно-дренажные воды, происходит метаморфизация водных масс, приводящая к изменению физико-химических показателей вод, поступающих далее в Айдар и Тузкан.

В статье по материалам экспедиционных исследований 1973—1977 гг. рассматриваются вопросы гидрометеорологического и гидрохимического режима Восточно-Арнасайских озер.

Восточно-Арнасайские озера (от Чардаринского водохранилища до впадения в оз. Айдар) представляют собой цепочку водоемов, соединенных протоками, по которым осуществляется поступление основного объема коллекторно-дренажных вод, сформировавшихся в Голодной степи, в оз. Айдар. Перепад высот на участке длиной более 70 км составляет около 8 м, причем максимальные уклоны отмечаются в юго-западной оконечности озер. Их площадь в последнее десятилетие изменялась от 56 до 62 км², а объем заключенных в них вод от 60 до 90 млн. м³.

В последние годы наблюдается значительная перестройка озерной гидрографической сети. В центральной зоне озер это вызвано подведением новых коллекторов и реконструкцией существующих



устьевых участков, что приводит к заполнению водой новых впадин, образованию новых протоков и осушению значительно затопленных, лишаящихся постоянного подпитывания старых водоприемников. Основные изменения в гидрографической сети Восточно-Арнасайских озер произошли в 1969 г., когда во время попусков из Чардаринского водохранилища, доходивших до $2000 \text{ м}^3/\text{с}$, произошел прорыв части перемычек, вызвавший спрямление цепи озер и врез русл основных протоков. Глубина вреза в устьевой не достигла 3 м, что привело к осушению в этой зоне большого числа малых озер. Сейчас в 15 км ниже впадения Центрального голодностепского коллектора (ЦГК) сформировалась единая протока шириной 50—250 м со значительным уклоном.

В Восточно-Арнасайских озерах можно выделить несколько гидрохимических зон, в зависимости от структуры водно-солевого баланса. Режим небольшой группы озер, расположенной в непосредственной близости от плотины Чардаринского водохранилища определяется соотношением величин попусков или фильтрации водохранилища и грунтовым подпитыванием со стороны Голодностеги. Основная часть Восточно-Арнасайских озер находится в зоне влияния ЦГК, в связи с чем их гидрохимический режим, ввиду высокой проточности, отражает основные черты режима коллекторно-дренажных вод. Меньшая по площади и объему группа озер находится под влиянием небольших коллекторов, сток в которых в основном тратится на испарение и лишь небольшая его часть поступает из этих водоемов в основную озерную систему. Еще более замедленным водообменом отличаются эфемерные водоемы, подпитывание которых осуществляется коллекторно-дренажными и сбросными водами только в период резкого подъема уровня озерной системы, а в остальное время представляющие блюдца воды с самосадочной рапой либо солончаки [3].

Наиболее замедленный водообмен в озерах в зимний период, когда в результате образования ледяных перемычек в местах выходов заторов скапливается дополнительное количество воды, быстрое срабатывающее после вскрытия озер. Подъемы уровня воды, вызванные ледовой обстановкой, могут достигать в разных зонах озер 10—50 см. Весной уровень воды понижается до нормального состояния в течение 3—5 дней после вскрытия.

В зимний период полный водообмен в озерной системе происходит за 20—40 дней, наиболее интенсивно водообмен протекает в периоды максимальных расходов по коллекторам, когда время течения дренажных вод через все озера составляет 5—10 дней. При годовом объеме притока в озера $0,8—1,3 \text{ км}^3$ полная замена воды в Восточно-Арнасайских озерах происходит в среднем 12—15 раз в год.

Необходимо отметить, что интенсивность водообмена зависит не только от величины данного расхода, но и от общей водности года. В маловодные годы при низких уровнях воды коллекторно-дренажный сток осуществляется по хорошо разработанным протокам, и только в период резкого подъема уровня происходит по

итывание отшнурованных озер, водная масса которых тратится на испарение и не возвращается в основное русло. При высоком уровне воды в озерах, характерном для многоводных лет, происходит двусторонний водообмен, и вода, поступающая в небольшие озера в период подъема уровня, частично возвращается в период

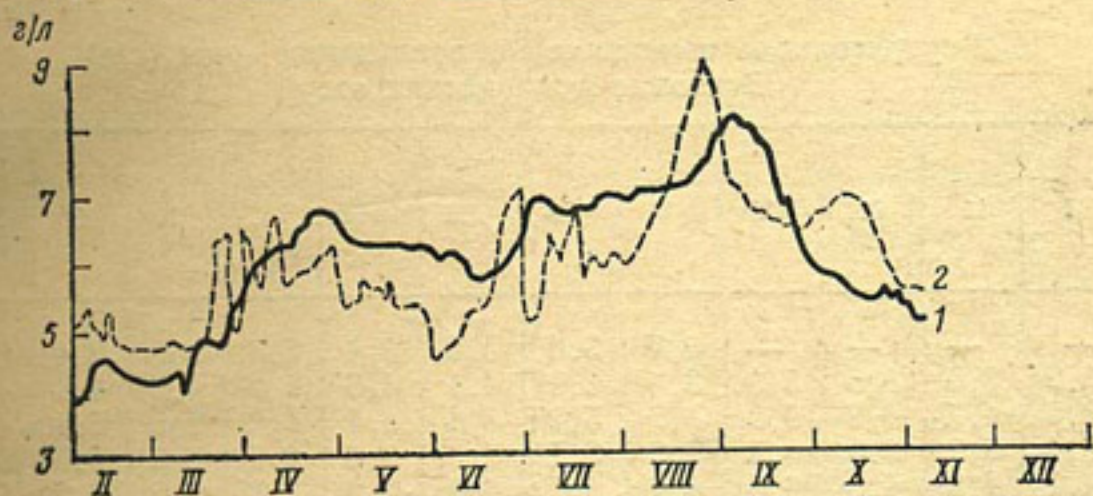


Рис. 1. Внутригодовой ход минерализации в Восточно-Арнасайских озерах (1) и ЦГК (2) в 1977 г.

падения, при этом происходит более значительное изменение гидрохимических характеристик. Запасы солей, накапливающиеся в малых периферийных озерах в маловодные годы, могут частично сбрасываться в оз. Айдар в многоводные.

В результате замедленного водообмена в Восточно-Арнасайских озерах происходит трансформация коллекторно-дренажных вод в водные массы, характерные для озерных водоемов. Менее всего изменяются консервативные характеристики: минерализация, электропроводность и концентрация отдельных ионов, основные изменения в режиме которых происходят за счет смешения вод, поступающих в озера в разное время. При этом отмечается сглаживание пиков минерализации и запаздывание на 5—10 дней наступления однородных фаз гидрологического режима в коллекторах и в водных массах, поступающих из Восточно-Арнасайских озер в оз. Айдар (рис. 1).

Внутригодовой ход минерализации воды в озерах определяется режимом водоподачи в систему. В периоды зимне-весенних проливных поливов и особенно в летние оросительные поливы, когда в коллекторно-дренажном стоке большая доля пресных сбросных вод, в озерах отмечается наименьшая минерализация воды. По мере возрастания в коллекторном стоке глубокого грунтового питания происходит увеличение минерализации и в озерах, подпитываемых этими водами. В маловодные годы при повторном использовании дренажных вод на орошение максимальная минерализация воды в озерах отмечается в вегетационный период (табл. 1).

В водоемах замедленного водообмена, поверхностный приток в которые осуществляется только в периоды высокого стояния уровней, на внутригодовое распределение минерализации влияют

и процессы, происходящие внутри водоема. Наиболее часто встречаются следующие условия: в весенний период в озерах скапливаются относительно маломинерализованные воды, причем в зависимости от соотношения количества атмосферных осадков и коллекторного стока минерализация воды составляет 2—4 г/л.

Таблица

Внутригодовое изменение минерализации воды (г/л)
Восточно-Арнасайских озер

Год	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Среднее
1973	—	—	—	—	3,8	3,8	3,6	3,4	3,3	3,8	3,4	3,2	3,4
1974	3,2	3,6	3,5	3,3	3,3	3,9	4,1	4,6	4,6	4,2	4,4	4,6	3,8
1975	3,8	4,7	4,9	5,0	4,7	5,2	8,4	9,1	6,2	5,5	5,4	4,0	5,3
1976	5,4	6,9	8,3	8,5	7,2	6,1	7,3	8,0	6,5	6,2	5,5	5,4	6,5
1977	4,1	4,3	4,8	6,5	6,4	6,1	6,9	7,3	7,3	5,6	6,0	5,5	5,8

Летом, по мере роста испарения и понижения уровня воды в озерах, происходит возрастание минерализации воды, доходя до 8—15 г/л. Наиболее минерализована вода в начале осеннего периода при стабильном стоянии уровня, когда величина испарения компенсируется грунтовым питанием и концентрация солей достигает 10—20 г/л. Описанная схема очень часто нарушается во время резкого повышения расходов, вызванных сбросами обильных вод. При этом в небольших озерах сразу отмечается опреснения водных масс.

Водно-солевой баланс озер, составленный за 17 месяцев 1973—1974 гг., когда велись ежедекадные наблюдения за гидрохимическими характеристиками на основных коллекторах, подпитывающих озера, и в различных зонах озер, показывает, что большая часть солей проходит Восточно-Айдарские озера транзитом и поступает в оз. Айдар (табл. 2). Основные потери, оцениваемые в $1,3 \cdot 10^3$ т, проходят в периоды повышения уровня воды в озерах и связаны с потерей солей в отшнурованных водоемах. Величина потерь зависит от особенностей гидрометеорологического режима озер и может возрастать в годы с паводковым режимом притока и уменьшаться при понижении общего притока в озера. Но при резком сокращении притока, когда сток небольших коллекторов полностью теряется на испарение, потери солей возрастают, и это наблюдалось в 1977 г., когда средняя минерализация по ЦГК и в основной протоке была практически одинакова (рис. 1). Величина потерь составила в этом году около $2 \cdot 10^3$ т.

С изменением водности меняется и минерализация поступающей в озера воды. Так, с 1974 по 1977 г. в бассейне р. Сырдарья отмечались маловодные годы, что повлияло на характер водного солевого баланса орошаемых массивов Голодной степи, на территории которых формируется коллекторно-дренажный сток. Зависимость минерализации от расходов воды для ЦГК постепенно

менялась за последние годы. Так, если средняя годовая величина минерализации ЦГК в 1973 г. была около 3,5 г/л, в 1974 г. — 3,8 г/л, то в 1976 г. она возросла до 6,5 г/л. Во время экспедиционного обследования Арнасайских озер 1 сентября 1968 г. минерализация воды изменилась в различных районах акватории озер от 4,2 до 4,6 г/л.

Таблица 2

Водно-солевой баланс Восточно-Арнасайских озер
[за 1973—1977 гг.]

Компонент баланса	Объем воды, 10^6 м^3	Ионный сток, 10^3 т	Фосфор, т	Общий азот, т
Поступление по коллекторам Голодной степи	1512,9	6090,5	15,61	5,972
Осадки на площадь зеркала	13,03	0,6	—	—
Испарение с водной поверх- ности	141,26	—	—	—
Сток в оз. Айдар	1271,5	4761,4	15,61	1,774
Невязка баланса	—112,27	—1329,1	0,00	—4,198
Невязка, %	7,4	21,8	0,00	70,3

Водные массы Восточно-Арнасайских озер во все сезоны года относятся по классификации О. А. Алекина к сульфатно-натриево-му типу [1]. Из ионов преобладают SO_4^{2-} , причем даже в сильно минерализованных водах концентрация сульфатов выше хлора (здесь не рассматриваются малые замкнутые водоемы с самосадочной рапой). В диапазоне минерализации 2—16 г/л отмечается линейная связь минерализации с концентрацией основных ионов. Наиболее высокие коэффициенты корреляции отмечаются для доминирующих ионов и изменяется от 0,97 для SO_4^{2-} до 0,89 для Cl^- . Выявить по имеющимся материалам изменения в состоянии мине-

Таблица 3

Статистические характеристики ионного состава в водных массах
Восточно-Арнасайских озер

Компонент	Среднее значение, мг/л	Среднее квадратичное отклонение	Коэффициент корреляции с минерализацией	Уравнения связи с минерализацией
Ca^{2+}	271	54,9	0,730	$\text{Ca}^{2+} = 0,023 \Sigma U + 150$
Mg^{2+}	224	78,8	0,852	$\text{Mg}^{2+} = 0,040 \Sigma U + 25$
$\text{Na}^+ + \text{K}^+$	1018	419,9	0,980	$\text{Na}^+ + \text{K}^+ = 0,259 \Sigma U - 229$
HCO_3^-	195	56,8	0,102	$\text{HCO}_3^- = 0,002 \Sigma U + 180$
SO_4^{2-}	2111	731,6	0,970	$\text{SO}_4^{2-} = 0,458 \Sigma U - 92$
Cl^-	989	400,6	0,893	$\text{Cl}^- = 0,218 \Sigma U - 34$

рализации и концентрации отдельных ионов по длине озер не удалось, и для всех основных зон получена одна система уравнений (табл. 3). В условиях устойчивого соотношения между concentra-

Характеристика	I	II	III	IV	V
Температура, °C	1,5	5,2	11,1	16,0	21,7
Условная электропроводность	0,082	0,121	0,141	0,106	0,090
Концентрация					
O ₂ мг/л	14,26	13,81	12,16	13,12	10,74
O ₂ %	80	85	86	102	93
pH	—	—	—	8,65	8,34

цией отдельных ионов с ярко выраженным преобладанием нескольких из них достаточно информативной характеристикой является электропроводность воды. Коэффициент корреляции связи минерализации и электропроводности воды оказался равным 0,98, причем среднеквадратичная погрешность определения на индукционном соляриметре ГМ-65 в два раза меньше случайной ошибки определения минерализации воды. Это позволило оперативно и без больших материальных затрат проводить картирование распределения минерализации воды по акватории озер по наблюдениям за электропроводностью.

Уравнение связи минерализации и электропроводности, измеренной по ГМ-65, выражается линейной зависимостью

$$\Sigma U = 4500 X_{\text{усл}},$$

причем условная электропроводность в абсолютных значениях может быть аппроксимирована уравнением

$$X_{\text{абс}} = 50\,508 X_{\text{усл}} + 99.$$

Высокий водообмен и мелководность Восточно-Арнасайских озер влияют на особенности термического и газового режима. Неглубокие глубины способствуют интенсивному прогреву всей водной массы в весенне-летний период и резкому охлаждению в осенне-зимний (табл. 4).

В суровые зимы на озерах устанавливается ледостав, продолжающийся 40—80 дней. Толщина льда достигает 20—35 см. По наблюдениям 1974—1977 г. в течение всего зимнего периода быстротоки не покрываются льдом, способствуя аэрации водных масс, предотвращая образование на озерах заморных явлений.

Наиболее высокая концентрация растворенного кислорода отмечается в зимний период и в отсутствии устойчивого ледостава составляет около 90% насыщения (табл. 4). В летний период в режим растворенного кислорода большое влияние оказывают биохимические процессы. Интенсивное развитие внутриводной растительности приводит к тому, что коллекторно-дренажные воды, поступающие в Восточно-Арнасайские озера, обогащаются кислородом. Концентрация O₂ в светлое время суток, особенно во второй половине дня, достигает 150—180% насыщения, опускаясь в ночное

Таблица 4

Водных масс Арнасайских озер в 1973—1974 гг.

VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
27,0 0,095	28,0 0,120	26,0 0,108	20,0 0,092	14,5 0,099	7,2 0,114	3,5 0,077
10,34 98 8,54	9,66 93 8,45	9,58 89 8,42	11,58 98 8,54	11,40 86 8,59	11,47 74 —	12,58 74 —

время до 50—60%. Несмотря на большие затраты растворенного кислорода на окисление органического вещества среднее содержание его в водных массах, сбрасываемых из озер, несколько выше, чем в коллекторно-дренажных водах.

Содержание растворенной двуокиси углерода в водах озер на протяжении всего года близко к аналитическому нулю, что сопровождается щелочной реакцией вод во всех отобранных пробах, и только в нескольких анализах, проведенных в центральной части озер в зимний период 1975 г., отмечалось низкое значение $pH=8,10$ и концентрация растворенной CO_2 составляла 0,2—0,4 мг/л.

Для озер, аккумулирующих дренажные воды, характерно повышенное содержание биогенных и органических веществ, связанное с повышенным привносом их с полей орошения, особенно в периоды внесения удобрений [2]. Основная часть вносимых биогенных элементов потребляется водными организмами в самих водоемах. Так, за период апрель 1973 — октябрь 1974 гг.

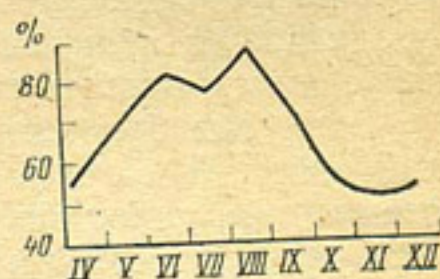


Рис. 2. Внутригодовой ход потребления азота в Восточно-Арнасайских озерах

Таблица 5

Осредненное внутригодовое распределение содержания биогенных элементов Восточно-Арнасайских озер (1973—1974 гг.)

Биогенные элементы, мг/л	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
NH_4^+	0,193	—	0,315	0,30	0,30	0,45	0,14	—	—
NO_3^-	8,36	2,63	2,97	3,24	2,05	3,09	8,39	10,77	17,95
P	0,031	0,016	0,020	0,012	0,011	0,007	0,006	0,015	0,009

потребление азота в Восточно-Арнасайских озерах составило 70% внесенного с коллекторно-дренажными водами (табл. 2). Наиболее

интенсивное потребление азота отмечается в летний вегетационный период, для которого характерно общее понижение концентрации азота (рис. 2). В озерах доминирующей является нитратная форма азота, достигающая высокой концентрации во все сезоны года. Внутригодовое изменение NO_2^- и NO_3^- имеет синхронный ход. Для аммонийного азота характерна повышенная концентрация в периоды низкой концентрации общего азота и пониженное значение в зимне-весенний период (табл. 5).

Концентрация фосфора в озерах изменялась за период наблюдений от аналитического нуля до 0,035 мг/л. Во внутригодовом ходе выделяется теплый период с относительно низким содержанием (0,02 мг/л) и холодный с повышенным значением растворенного фосфора.

ВЫВОДЫ

Восточно-Арнасайские озера — типичный представитель ирригационно-сбросового типа озер, основные черты режима которых определяются величиной и качеством дренажных вод, сбрасываемых с полей орошения.

Если для большинства озер, входящих в бессточный Арнасайский озерный комплекс, отмечается постоянное повышение минерализации, приводящее к разному ухудшению качества воды, то в Восточно-Арнасайских озерах, ввиду высокого водообмена, установлен сбалансированный режим, определяемый, главным образом, режимом ЦГК.

В процессе смешения вод, поступающих в озера по магистральным коллекторам, происходит сглаживание внутригодовых колебаний физико-химических характеристик водных масс, а большие потери на испарение приводят к общему повышению минерализации сбрасываемых озерных вод в среднем на 10%.

Восточно-Арнасайские озера, первыми принимающие основной объем коллекторно-дренажных вод, выполняют роль биологического фильтра, поглощая основное количество биогенных веществ и замедляя их накопления в бессточных озерах Айдар и Тузкан.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алекин О. А. Основы гидрохимии. Л., Гидрометеониздат. 1970. 442 с.
2. Берсонова К. А., Постоялкина Л. С., Торьянникова Р. В. Некоторые особенности загрязнения коллекторных вод орошаемых земель биогенными компонентами и ядохимикатами. Тезисы докладов VIII Республиканской гидрометеорологической конференции, Вильнюс. 1976, с. 87—88.
3. Горелкин Н. Е. Гидрохимическая характеристика Арнасайских озер «Труды САРНИГМИ», 1977, вып. 50(131), с. 43—54.

СОЛЕВОЙ БАЛАНС АРНАСАЙСКОЙ ОЗЕРНОЙ СИСТЕМЫ

Арнасайский озерный комплекс, образовавшийся как единая озерная система в 1969 г., за прошедшее десятилетие претерпел существенные изменения. С возникновением в пустынной зоне озер с объемом воды более 20 км³ возник и ряд проблем по их рациональному народнохозяйственному использованию.

Уже первые гидрохимические наблюдения [2] показали, что использование водных ресурсов бессточных озер в тех или иных областях народного хозяйства во многом лимитируется качеством заключенных в них вод.

В 1973—1977 гг. САРНИГМИ была организована комплексная экспедиция, одной из задач которой было изучение гидрохимического режима озера и водно-солевого баланса, на основе которых возможно было бы прогнозировать режим озер на ближайшие годы.

В этот период на всех коллекторах, подпитывающих озера, был организован ежедекадный отбор проб на химический состав, проводились ежемесячные гидрохимические съемки озер (сокращенные впоследствии до двух раз в год), периодические наблюдения за химическим составом атмосферных осадков и грунтовых вод. С 1974 г. начаты учащенные наблюдения за электропроводностью, позволяющие более детально рассчитывать основные компоненты солевого баланса.

При современной изученности гидрохимического режима Арнасайских озер солевой баланс для всей озерной системы может быть проанализирован по уравнению

$$P_{\text{ч}} + P_{\text{к}} + O \pm \Delta I - P_{\text{ф}} - P_{\text{о}} = B,$$

где $P_{\text{ч}}$ — поступление солей со сбросами из Чардаринского водохранилища, $P_{\text{к}}$ — привнос солей коллекторно-дренажными и грунтовыми водами, O — то же с атмосферными осадками, ΔI — изменение запасов солей в озерах, $P_{\text{ф}}$ — потери солей на инфильтрацию в грунты, $P_{\text{о}}$ — потери в отшнуривающихся водоемах и при выпадении карбоната кальция в осадок, B — количество солей, поступающее в водоем от растворения затопленных солончаков, определяемое как остаточный член уравнения.

При решении уравнения солевого баланса различных водоемов, входящих в Арнасайский озерный комплекс, учитывались также

компоненты, связанные с перераспределением солей между озерами, вызванные процессами внутреннего водообмена.

В разные периоды существования озер соотношение между отдельными компонентами баланса значительно менялось. Если в период образования озерной системы основными компонентами были поступление солей с водами Чардаринского водохранилища и выщелачивание солей из грунтов, то в последние годы доминирующим компонентом является привнос солей с коллекторно-дренажными водами.

Достоверность выводов, полученных при анализе солевых балансов, рассчитанных по незамкнутому уравнению, определяется величиной ошибок расчетов компонентов баланса. Поэтому в статье наряду с изложением результатов определения основных компонентов солевого баланса делается попытка оценить точность полученных данных.

Исходные данные. Несмотря на большое количество данных гидрохимических анализов, проведенных в различных зонах озера (около 600 за 1973—1977 гг.), гидрохимический режим водоема изучен еще недостаточно.

Основная причина оказалась в том, что материалы, полученные в разных лабораториях, принимавших участие в обработке экспедиционных материалов, содержат большие случайные и систематические расхождения.

Солевые балансы озер, составленные по материалам непосредственных наблюдений, дали противоречивые результаты. Невязки баланса как в годы формирования, так и относительной стабилизации гидрохимического режима имели различные знаки и составляли 60—200% суммы приходных компонентов баланса. Для выяснения причин больших невязок балансов было организовано сравнение результатов гидрохимических анализов, выполненных в различных лабораториях, и оценена погрешность расчетов компонентов баланса, определенных тем или иным методом.

При проведении нескольких гидрохимических съемок одновременно отобранные пробы воды рассылались в гидрохимические лаборатории, принимавшие в разное время участие в натурных исследованиях. Кроме того, в этих же лабораториях периодически проводился анализ одних и тех же тщательно законсервированных проб. Полученные материалы показали, что, несмотря на практически одинаковую методику производства гидрохимических анализов, данные различных лабораторий имеют не только случайные, но и значительные систематические отклонения. Осредненные за отдельные съемки данные различных лабораторий отличаются на 10—20% (табл. 1), а отклонения в результатах анализов контрольной пробы, выполненной в разное время в каждой лаборатории, — на 7—15%. Следовательно, использование даже большого количества химических анализов различных лабораторий не позволяет получить сравнимого надежного солевого баланса, поскольку ошибка в определении средней минерализации воды в Арнасайских озерах при подсчете запасов солей всего в 7% пре-

вышает ежегодное поступление растворенных солей со всеми видами притока.

Таблица 1

Осредненные величины минерализации, полученные различными лабораториями при проведении параллельных гидрохимических анализов

Организации	Дата отбора проб	Концентрация ионов, мг/л						
		Σ	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$\text{Na}^{+} + \text{K}^{+}$	HCO_3^{-}	SO_4^{2-}	Cl^{-}
САНИИРИ	23 VIII 1974	10 414	431	513	2318	149	4833	2170
Средазгипроводхлопок	23 VIII 1974	10 282	482	407	2513	167	4715	1998
САНИИРИ	XI 1974	6697	422	327	1323	107	3200	1318
Средазгипроводхлопок	XI 1974	6328	447	241	1281	90	3011	1258
УГМС УзССР	XI 1974	7281	444	287	1697	82	3020	1748
Средазгипроводхлопок	9 VIII 1976	6149	439	257	1274	91	2746	1369
УГМС УзССР	9 VIII 1976	5745	456	261	1147	60	2542	1279
САНИИРИ	10 IV 1974	7082	481	346	1520	108	3187	1440
Средазгипроводхлопок	10 IV 1974	6550	512	267	1300	100	3032	1339
УГМС УзССР	10 IV 1974	7522	512	274	1717	89	3307	1623
Узгипроводхоз	10 IV 1974	6570	521	292	1298	146	2983	1330
САНИИРИ	4—9 VIII 1977	6633	496	384	1225	146	2858	1524
Средазгипроводхлопок	4—9 VIII 1977	6979	500	283	1482	91	3284	1338
УГМС УзССР	4—9 VIII 1977	7154	492	347	1453	68	3399	1392

Определение истинных значений концентрации растворенных солей и получение однозначных характеристик в различных гидрохимических лабораториях является важной задачей, требующей усилий многих организаций. Нами для подсчета солевого баланса была предпринята попытка привести имеющиеся данные о минерализации воды к однородному сравнимому ряду.

Статистический анализ результатов гидрохимических наблюдений показал, что наибольший разброс в зависимостях концентрации отдельных ионов от общей минерализации характерен для ионов HCO_3^{-} и Ca^{2+} , а наибольшее отклонение средних значений, приводящих к систематическому отклонению в показаниях различных лабораторий, приходится на ионы SO_4^{2-} , Cl^{-} и, как следствие, $\text{Na}^{+} + \text{K}^{+}$ — определенные по разности эквивалентов анионов и катионов.

Соотношения данных различных лабораторий с течением времени не остаются постоянными, что намного усложняет решение поставленной задачи. Поэтому для приведения данных к однородному ряду использовались как статистические зависимости концентраций отдельных ионов (по наиболее стабильно определяемым компонентам), так и независимые материалы, характеризующие режим минерализации.

С 1974 г. экспедицией САРНИГМИ на всех озерах и основных коллекторах параллельно со стандартными гидрохимическими

работами проводились наблюдения за электропроводностью воды — характеристики линейно связанной с суммой ионов. Коэффициент корреляции достаточно высок и изменялся от 0,92 до 0,98. Это позволило в качестве связующего звена между показаниями различных лабораторий использовать наблюдения за электропроводностью, тем более что случайная ошибка измерения ее оказалась в два раза меньшей, чем ошибка определения минерализации.

Минерализация основных компонентов баланса рассчитывалась по зависимостям между электропроводностью и суммой ионов с использованием анализов эталонной гидрохимической лаборатории. В качестве таковой была выбрана лаборатория института Средазгипроводхлопок, проводившая обработку проб воды по основным компонентам солевого баланса в течение ряда лет. Данные этой лаборатории были более стабильны, чем в других лабораториях, что позволило получить сравнимые результаты.

За годы, когда не проводилось наблюдений за электропроводностью, пересчет проводился по осредненным зависимостям соотношения минерализации по данным Средазгипроводхлопковой лаборатории, проводившей в этот период обработку материалов.

Концентрация отдельных ионов определялась по уравнению связи их с минерализацией, рассчитанной отдельно для каждого коллектора, а также западного и восточного плесов оз. Айдар оз. Тузкан и Восточно-Арнасайских озер, гидрохимический режим которых существенно различен [1, 2].

Пересчитанные таким образом минерализация воды и концентрация отдельных ионов принимались в расчетах солевого баланса основой которого служили водные балансы, рассчитываемые с погрешностью, не превышающей 5—8% за годовой период [3].

Попуски из Чардаринского водохранилища. Основной сброс из Чардаринского водохранилища был осуществлен в период февраля 1969 г. по март 1970 г., при этом в Арнасайское понижение было сброшено 21 783 млн. м³ воды и 17 400 т растворенных солей. Попуски осуществлялись также в марте — апреле 1971 г. (3997 млн. м³) и 1972 г. (581,5 млн. м³).

Пропуск расходов, достигавших 2000 м³/с, привел к изменению гидрографической сети Восточно-Арнасайских озер, что сопровождалось заполнением котловин, прорывом перемычек и углублением протоков, соединяющих озера. Произошло заполнение ранее пустовавшей, занятой солончаками Айдарской впадины, и вновь образованный водоем уже к августу 1969 г. соединился с оз. Тузкан, представлявшем в то время небольшое соляное озеро с минерализацией порядка 90 г/л.

Таким образом, сбросы из водохранилища явились основным фактором формирования водного и гидрохимического режима озер и их солевого баланса в первые годы образования озерного комплекса.

Минерализация проб воды, отобранных в 1969—1970 гг. в Чардаринском водохранилище, изменялась в пределах 750—900 мг/л. Эти данные согласуются с результатами анализов, полу-

ченных в створе кишл. Чиназ на р. Сырдарья, и могут быть использованы для подсчета привноса солей.

Сбросы 1971 и 1972 гг. осуществлялись в весенний период, когда в водохранилище были накоплены водные массы, поступившие в водоем в период зимней межени с характерной повышенной минерализацией, составившей около 1 г/л (табл. 2).

Таблица 2

Средняя минерализация водных масс, поступивших в Арнасайские озера из Чардаринского водохранилища

Период	Объем водных масс, млн. м ³	Минерализация, мг/л						
		Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ + K ⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ⁻	Cl ⁻	Σ
Февраль 1969 г.	21 783	93	45	92	150	341	78	799
Февраль 1970 г.								
Март — апрель 1971 г.	400	108	55	133	190	451	95	1032
Март — апрель 1972 г.	582	110	60	140	190	480	100	1080

С водами Чардаринского водохранилища в озера поступило около 18 400 т солей, большая часть из которых аккумулировалась в озерах.

Учитывая невысокую точность определения объема сбрасываемых вод, составляющую около 10% [4], возможная ошибка в подсчете поступления солей находится в пределах ± 2200 т.

Поступления Чардаринской воды в Арнасайские озера осуществлялись и до 1969 г., однако небольшие сбросы 1967 и 1968 гг. не изменили гидрографию и режим Арнасайских озер.

Необходимо отметить, что наличие Арнасайского гидроузла на Чардаринском водохранилище делает возможным в широких пределах регулировать водный и гидрохимический режим большей части Арнасайской озерной системы.

Поступление солей с коллекторно-дренажными водами. Занимая наиболее пониженные участки рельефа по периферии орошаемых массивов Голодной и Джизакской степей, бессточные Арнасайские озера явились естественным водоприемником коллекторно-дренажных и сбросных вод с полей орошения. Примерно 70% суммы приходных компонентов водного баланса и 90% солевого приходится на коллекторно-дренажный сток, формирующийся в старой и новой зонах орошения Голодной степи.

Основной объем дренажных вод (0,7—0,9 км³) поступает по Кызылкумскому, Арнасайскому, Центральнo-Голодостепскому и нескольким мелким коллекторам в Восточно-Арнасайские озера, откуда они, незначительно трансформируясь, поступают в оз. Айдар. Примерно 20% общего стока поступают в оз. Тузкан по коллектору Акбулак и р. Клы.

Учет стока на коллекторах ведется РайУОСами ММиб УзССР, при этом в программу гидрохимических наблюдений входит определение два раза в месяц сухого остатка и концентрации Cl^- . В 1973—1974 гг. экспедицией САРНИГМИ, а в после-

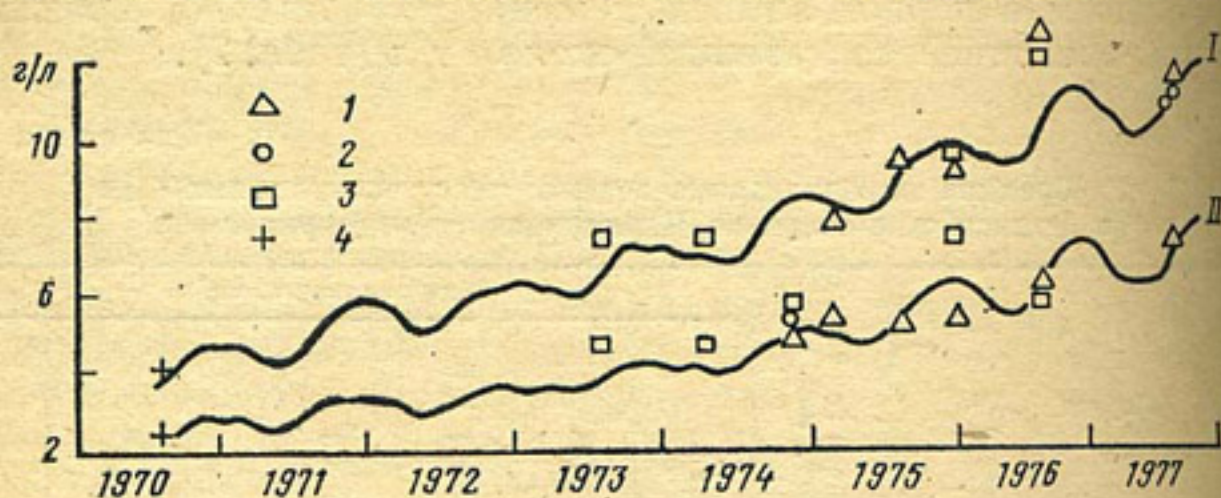


Рис. 1. Приведенная к однородному ряду минерализация воды оз. Тузкане (I) и оз. Айдар (II) за 1970—1977 гг. Осредненные результаты наблюдений по данным гидрохимических лабораторий:

1 — Средазгипроводхлопок, 2 — САНИИРИ, 3 — УГМС УзССР, 4 — ТашГУ

дующем экспедициями Средазгипроводхлопка и ГГИ в устьевых участках магистральных коллекторов были организованы систематические наблюдения за водным и гидрохимическим режимом, включающие ежедекадный отбор проб на химический анализ и ежедневные наблюдения за электропроводностью воды.

Анализ материалов показал, что за годы, предшествующие работе экспедиции, водный сток коллекторов за годовые интервалы времени подсчитывался с погрешностью 6—10%, а ошибки подсчета месячного стока достигали 15—20%. Организация наблюдений по самописцам уровня и увеличение количества измеряемых расходов до 50—60 в год позволили рассчитывать водный сток за период 1973—1977 гг. за месячные интервалы с точностью $\pm 15\%$ [4].

Сложность подсчета ионного стока состоит в том, что погрешность определения водного стока накладываются ошибки гидрохимических определений.

Режим минерализации коллекторно-дренажного стока, формирующегося в старой и новой зонах орошения Голодной степи, значительно различается. Для зоны старого орошения с высоким уровнем залегания грунтовых вод и хорошей степенью дренирования характерна меньшая минерализация, изменяющаяся от 1,2—3,5 г/л в годы со средней водностью, до 1,8—5,5 г/л в периоды маловодных лет. Для зоны нового орошения величина минерализации изменяется от 2,9—4,7 г/л в годы со средней водностью до 3,3—12,5 г/л в маловодные.

Поступление солей во многом определяется водным режимом коллекторов. В начальный период освоения новой зоны орошения сток с которой в основном подпитывает озера, годовой привнос

солей составлял 0,2—0,6 тыс. т (рис. 1). По мере освоения новых площадей, подъема уровня грунтовых вод величина поступлений возросла до 4,0—5,0 тыс. т.

С 1969 г. с коллекторно-дренажными водами в озера поступило около 50 тыс. т солей, что привело к значительному повышению минерализации воды в озерах.

За годы работы экспедиции ионный сток рассчитывался с привлечением ежедневных наблюдений за электропроводностью. По зависимости электропроводности от минерализации определялась ежедневная минерализация воды в коллекторе и рассчитывался суточный вынос солей, на основе которого определялся месячный и годовой ионный сток.

В период, когда не проводились ежедневные наблюдения за электропроводностью, привнос солей рассчитывался с использованием зависимости расходов и минерализации воды, корректируемой ежегодно. Расчеты проводились для каждого коллектора в отдельности подекадно.

Расчет поступления в озера отдельных ионов проводился по связям концентраций главных ионов с минерализацией воды, определенных на основе полевых наблюдений для каждого коллектора.

Коэффициенты корреляции полученных зависимостей достаточно высоки и составляют для доминирующих сульфатных, хлоридных и натриевых ионов 0,80—0,95. Единичные гидрохимические анализы, имеющиеся за предыдущие годы, показывают, что значительных изменений в соотношениях между ионами в течение последних лет не произошло, и расчет концентраций главных ионов за период 1969—1973 гг. с достаточной степенью точности можно проводить по зависимостям, полученным по материалам 1973—1977 гг.

Сравнение величин ионного стока, подсчитанного разными методами, показало, что наибольшие отклонения отмечаются в периоды интенсивных поливов, когда за счет возрастания доли сбросных вод увеличивается изменчивость гидрохимических данных.

В периоды устойчивых расходов воды отклонение в среднемесячной величине ионного стока, определенного различными методами, не превышает 4—5%, возрастая в период паводков до 10—15%, составляя для годовых величин в среднем 8%. Таким образом, один из основных компонентов солевого баланса — поступление солей с коллекторно-дренажными водами, определен с погрешностью в среднем 8—10%, что составляет ± 400 —500 т/год.

Запас солей в озерах. Количество растворенных солей в воде Арнасайских озер изменилось за последние годы от 40 млн. т в 1970 г. до 80 млн. т в 1976 г., при этом средняя минерализация воды возросла от 2,3 до 6,5 г/л. Повышение минерализации воды связано как с поступлением солей с коллекторно-дренажными водами, так и за счет больших потерь воды на испарение. Быстрое сокращение объема воды и поступление сильно минерализованных вод приводит не только к повышению, но и перераспределению запасов солей между отдельными водоемами озерного комплекса.

Запасы солей по абсолютной величине превышают все остальные компоненты баланса и ошибка их определения в 7% превышает годовое поступление солей со всеми видами прихода. Таким образом, изменение запаса солей является основным компонентом солевого баланса, от надежного учета которого зависит возможность составления баланса. Вследствие этого при проведении исследований наибольшее внимание уделялось изучению закономерностей изменения минерализации воды во времени на акватории Арнасайских озер.

Наиболее точно запас солей определяется на даты проведения гидрохимических съемок, когда имеются сведения о распределении минерализации по акватории и глубине водоемов. При проведении съемок водных масс, кроме 35 рейдовых вертикалей, которых регулярно отбирались пробы на полный химический анализ, в 200—300 точках проводились наблюдения за электропроводностью, позволяющие картировать распределение минерализации и рассчитывать ее среднее значение планиметрированием. Запас солей определялся отдельно для восточного и западных плесов оз. Айдар и оз. Тузкан. В каждой из выделенных зон определялось среднее значение как средневзвешенное по объему с учетом и вертикальной неоднородности минерализации вод.

Из общего запаса солей, заключенных в Арнасайской озерах системе, около 98% сосредоточено в озерах Айдар и Тузкан. В этом основная их часть сосредоточена в глубоководных плесах (95%) и лишь 5% — в прибрежной зоне. В озерах отмечается постепенное повышение минерализации от западного плеса оз. Айдар к восточному и оз. Тузкан (рис. 2). В Восточном Арнасае сосредоточено около 2% стационарного запаса солей. Основной объем растворенных солей, поступающий в Восточно-Арнасайские озера с коллекторно-дренажными водами, проходит транзитом и аккумулируется в оз. Айдар.

Приведенные к однородному ряду средние значения минерализации и концентрации отдельных ионов приведены в табл. 1.

В таблицу включены результаты наиболее крупных гидрохимических съемок, проводимых по датам, для которых составлены солевые балансы.

Изменение минерализации воды и запаса солей в озерах в периоды между гидрохимическими съемками можно проследить по материалам рейдовых наблюдений. По основным рейдовым вертикалям, имеющим длительный ряд наблюдений, исследовались зависимости минерализации в точке со средним значением в водоеме. Наиболее тесные зависимости получены для пунктов наблюдений, расположенных в глубоководных плесах, в которых заключен основной объем водных масс.

Использование зависимостей средней минерализации водной массы с измеренной на рейдовой вертикали и зависимости минерализации от уровня воды в озерах позволило получить представление о внутригодовом и многолетнем изменении концентрации солей в озерах.

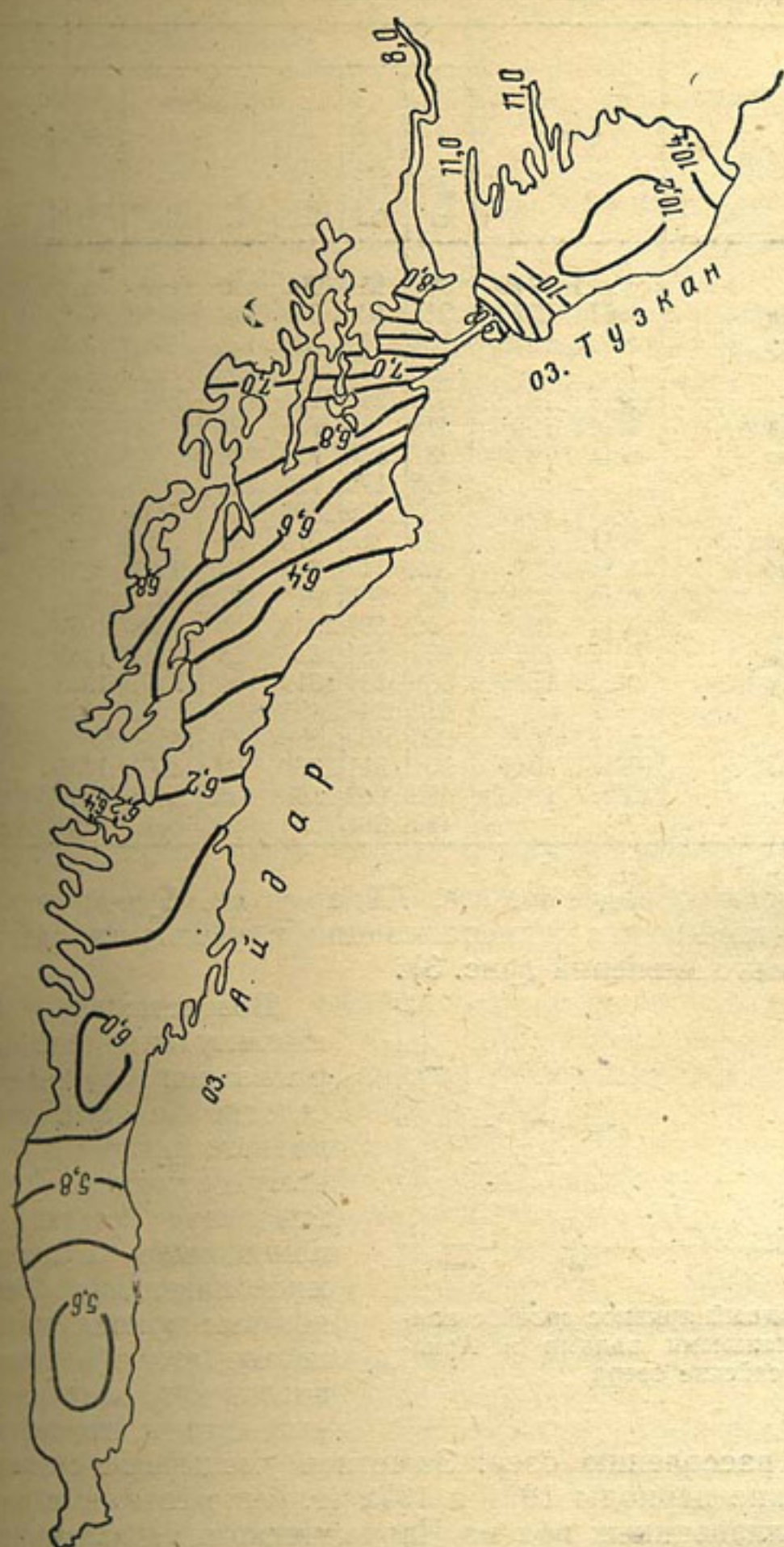


Рис. 2. Распределение минерализации воды в Арнасайских озерах по съемке 4—9 августа 1976 г.

Рассчитанные значения минерализации и концентрации отдельных ионов в водных массах Арнасайских озер

Водоем	Дата	Концентрация ионов в мг/л							условная электропроводность
		Ca^{2+}	Mg^{2+}	$\text{Na}^{+} + \text{K}^{+}$	HCO_3^{-}	SO_4^{2-}	Cl^{-}	ΣU	
оз. Тузкан	VIII 1970	369	130	708	110	1959	672	3948	—
Восточный Айдар	VIII 1970	215	104	393	114	1120	402	2348	—
Западный Айдар	VIII 1970	168	114	386	126	1068	361	2223	—
Весь водоем		209	113	424	120	1185	409	2460	—
оз. Тузкан	VIII 1973	475	241	1256	108	2897	1223	6200	—
Восточный Айдар	VIII 1973	315	178	738	99	1913	756	3999	—
Западный Айдар	VIII 1973	287	168	714	116	1738	726	3749	—
Весь водоем		315	179	776	110	1909	785	4074	—
оз. Тузкан	VIII 1974	523	309	1596	107	3478	1565	7578	16 800
Восточный Айдар	VIII 1974	367	215	914	97	2327	938	4858	11 000
Западный Айдар	VIII 1974	322	184	810	113	1939	834	4202	9600
Весь водоем	VIII 1974	356	203	919	107	2211	937	4733	10 751
оз. Тузкан	VIII 1975	512	394	2045	106	4225	1999	9281	20 426
Восточный Айдар	VIII 1975	421	254	1097	95	2742	1135	5744	12 900
Западный Айдар	VIII 1975	396	217	1010	107	2351	1059	5140	11 600
Весь водоем		413	244	1125	103	2632	1162	5679	12 792
оз. Тузкан	VIII 1976	623	450	2289	105	4664	2262	10 393	22 800
Восточный Айдар	VIII 1976	501	311	1388	92	3367	1405	7064	15 700
Западный Айдар	VIII 1976	450	242	1162	102	2661	1226	5843	13 100
Весь водоем		480	281	1325	99	3045	1367	6597	14 720

В бессточных водоемах оз. Айдар и оз. Тузкан отмечается постепенное повышение минерализации и увеличение амплитуды внутригодовых изменений (рис. 3).

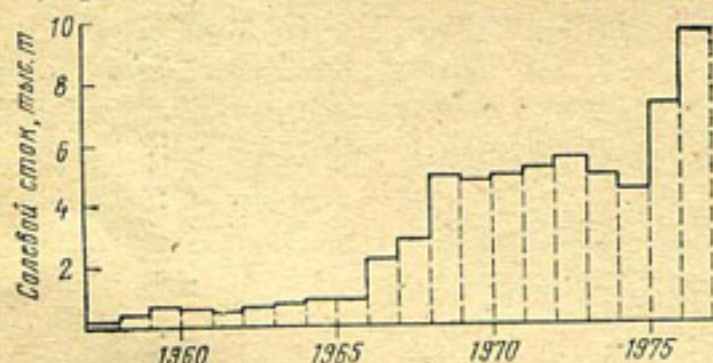


Рис. 3. Ежегодный приток солей с коллекторно-дренажными водами в Арнасайские озера

Возрастание годовой амплитуды изменения минерализации в последние годы связано с приближением водного баланса к равновесному состоянию. Потери на испарение в летний период, приводящие к повышению минерализации, частично компенсируются в весенний период атмосферными осадками и коллекторно-дренажным стоком, что приводит к

некоторому рассолению озер. Заметное уменьшение минерализации в весенние периоды 1971 и 1972 гг. было связано с попуском маломинерализованных вод из Чардаринского водохранилища.

Для оценки точности подсчета запасов солей в годы, когда не велись учащенные наблюдения за электропроводностью, про-

веден подсчет среднего значения различными методами. Сравнение средних величин минерализации, рассчитанных по переменному числу отобранных проб, показывает, что при равномерном распределении пунктов отбора проб по акватории озер, отклонение от средней величины, определяемой планиметрированием изолиний распределения минерализации, составляет при 30 пунктах наблюдений в среднем 10%.

Увеличение числа отбора проб до 100 практически не изменяет средней величины, ошибка в подсчете которой определяется уже не количеством отобранных проб, а систематическими ошибками в определении минерализации воды.

В современных условиях, когда в различных частях Арнасайского озерного комплекса можно встретить водные массы с минерализацией от 3 до 15 г/л, надежность подсчета запасов солей зависит не только от общего количества проведенных анализов, но и правильного выбора рейдовых вертикалей.

Некоторого повышения точности подсчета средней величины по сокращенному количеству пунктов наблюдений можно добиться, используя закономерности изменения минерализации по акватории озер.

На величину ошибки в определении запаса солей, кроме погрешности в определении минерализации, оказывает влияние и погрешность определения запасов воды в озерах. Используемые в расчетах зависимости объемов и площадей от уровня воды в озерах получены по крупномасштабным картам, составленным до образования единой озерной системы и содержат значительную ошибку. По материалам аэрофотосъемок, космических снимков и детальных промеров были уточнены морфометрические характеристики отдельных озер, что позволило уточнить запасы солей в них.

Среднеквадратичная ошибка величины запаса солей для приведенных к однородному ряду гидрохимических данных составляет 4—8% в годы с учащенными наблюдениями за электропроводностью и может достигать 10—13% за период 1970—1973 гг. Величина годового изменения запасов солей определяется с более высокой степенью точности (2—4%), поскольку погрешность в определении морфометрических характеристик разбрасывается на ряд лет.

Причем, если уточнение медленно меняющихся морфометрических характеристик можно проводить в течение нескольких лет, то в условиях непрерывно меняющегося гидрохимического режима от скорейшего решения вопроса повышения точности гидрохимических данных и организации регулярных гидрохимических съемок озер зависит эффективность изучения гидрохимических процессов, протекающих в них.

Дальнейшее повышение точности должно проводиться как за счет уточнения объема воды в озерах, так и за счет повышения точности гидрохимических наблюдений.

Поступление солей с атмосферными осадками и грунтовыми водами. Величина поступления солей с атмосферными осадками и грунтовыми водами намного меньше поступлений с коллекторно-дренажными водами и возможными попусками из Чардаринского водохранилища. Поэтому, несмотря на то, что из-за недостаточной изученности погрешность в расчетах этих компонентов весьма велика (10—50%), ошибки в их определении незначительно сказываются на точности солевого баланса.

Годовое количество атмосферных осадков, выпадающих на акваторию озер, изменяется от 150 до 470 мм в год. По данным метеорологической сети, расположенной в исследуемом районе, количество атмосферных осадков постепенно уменьшается с востока на запад, составляя в среднем за 1969—1975 гг. 270 мм для оз. Тузкан и уменьшаясь до 220 мм для западного плеса оз. Айдар. Минерализация отдельных проб осадков, отобранных в этот период, изменялась в пределах 60—95 мг/л и, согласно литературным источникам, может достигать над территорией Голодной степи 100 мг/л и более [5]. При этом годовая величина поступления солей в озера составляет 20—40 тыс. т.

Значительно больше солей поступает в Арнасай с грунтовыми водами, хотя объем их почти в 10 раз меньше атмосферных осадков. Грунтовые воды поступают в озера с Голодной степи, со стороны Нуратинского хребта, Кызылкумского плато и Чардаринского водохранилища. Минерализация грунтовых вод, поступающих в оз. Арнасай и оз. Тузкан со стороны Голодной степи, оценивается Н. Н. Ходжибаевым в 16 г/л, что согласуется с результатами наблюдений за минерализацией коллекторно-дренажных вод. Когда в период межени в стоке коллекторов преобладают грунтовые воды, их минерализация изменяется от 10 до 20 г/л.

Основной объем грунтовых вод поступает в оз. Айдар со стороны Нуратинского хребта. В пробах, отбираемых в колодцах и скважинах, расположенных вдоль южного берега озер, минерализация изменялась в пределах 2—10 г/л. Менее минерализованы грунтовые воды, поступающие в озеро со стороны Чардаринского водохранилища. Средневзвешенная минерализация грунтовых вод, поступающих из всех областей, оценена в 5 г/л, что при годовом водном стоке в 40 млн. м³ дает поступление солей в 200 тыс. т.

Относительная ошибка определения поступления солей с атмосферными осадками и грунтовыми водами даже в предположении, что оба эти компонента мы определили с погрешностью в 30%, составляет с учетом их удельного веса в приходных компонентах солевого баланса не более 1,3%.

Несмотря на то что годовая величина поступления солей с атмосферными и грунтовыми водами соизмерима с ошибками в определении основных компонентов солевого баланса, их неучет при составлении баланса, особенно за длительный период, в течение которого суммарная величина может стать соизмерима со случайными ошибками определения главных компонентов, может привести к систематическим ошибкам в балансе озер.

Потери солей. В разные периоды развития Арнасайского озерного комплекса менялось соотношение между компонентами, приводящими к потере солей. В период образования озерной системы при резких подъемах уровня происходило расходование воды и солей, связанное с насыщением песчаных почвогрунтов до уровня грунтовых вод. Повышение уровня в оз. Айдар на 25 м, а в оз. Тузкан на 7 м, наблюдаемое в 1969 г., сопровождалось потерями 2,56 км³ воды и около 2565 т растворенных солей.

Основными процессами, приводящими к расходованию солей в бессточных озерах, в настоящее время являются потери в отшнуровывающихся водоемах и выпадение труднорастворимых солей в осадок. Для осаждения карбонатных солей Ca^{2+} и Mg^{2+} в озерах существуют благоприятные условия — высокая концентрация солей, постоянное поступление гидрокарбонатных и кальциевых ионов с водными массами притоков, высокая величина рН, достигающая в летний период 8,8—9,1, и почти полное отсутствие (в летний период) двуокиси углерода. Расчет карбонатного равновесия показал, что во всех частях озер существует устойчивое пересыщение, достигающее в отдельных районах до восьмикратного. Согласно результатам гидрохимических съемок при общем резком возрастании минерализации концентрация HCO_2^- в последние годы остается практически одинаковой, что также подтверждает существование осаждения солей. В балансовых расчетах принято, что, начиная с 1970 г., когда в озерах установилось относительное гидрохимическое равновесие между водными массами озер и затопленными грунтами, поступающие с коллекторно-дренажными водами гидрокарбонатные ионы расходуются на химическое осаждение. Величина эта невелика и составляет не более одного процента от запасов солей в озерах.

Второй по величине компонент расходования солей — это потери в отшнуровывающихся водоемах. В условиях постоянного падения уровня, отмечающегося на озерах, многие заливы и мелководные водоемы теряют связь с глубоководными плесами, и заключенные в их водных массах растворенные соли не участвуют в солевом балансе основного водоема.

Используя материалы аэрофотосъемок, космических снимков и наземного обследования, удалось ориентировочно оценить запасы воды в прибрежных мелководьях. Регулярные аэровизуальные обследования показали, что примерно пятая часть прибрежных заливов потеряла связь с основными плесами. Определение запасов воды в них проводилось по осредненным зависимостям объема от площади, но даже ориентировочные расчеты показали, что запасы солей в водоемах, отсоединившихся от основных плесов, несоизмеримо малы, в сравнении с центральными районами и не могут сколько-нибудь заметно изменить соотношение приходных и расходных компонентов солевого баланса.

Своеобразным регулятором стока, приводящим к частичной потере солей, служит режим Восточно-Арнасайских озер. В зависимости от особенностей гидрометеорологического режима теку-

щего года от 5 до 20% солей, внесенных в Арнасайский озерный комплекс, расходуется в Восточно-Арнасайских озерах, первыми принимающих дренажный сток и сбросные воды из Чардаринского водохранилища, расходуя его в многочисленных отшнуровывающихся водоемах. В многоводные периоды происходит частичный возврат этих солей, но часть из них эоловым путем выносится из солеоборота озерного комплекса.

К расходным компонентам баланса можно также отнести поток грунтовых вод в Лавляканское и Кызылкумское понижения, уносящее около 30 тыс. т солей ежегодно, и осаждение примерно 20 тыс. т солей на обсыхающих берегах.

Каждый из расходных компонентов солевого баланса незначителен, и все они суммарно составляют около 1—3% запаса солей в озерах. Даже при ошибках в их определении 50% и более эти величины не могут существенно повлиять на точность составляемого баланса. Учет расходных компонентов необходим в основном для описания количественного соотношения, сложившегося в настоящее время между основными факторами, влияющими на формирование гидрохимического режима озер. В будущем, по мере старения озер и приближения водного баланса к равновесному, доля расходных компонентов в различных зонах Арнасайской озерной системы будет постепенно возрастать.

Солевой баланс. В соответствии с периодами проведения крупных гидрохимических съемок солевой баланс составлялся за 1969—1970 гг., 1970—1973 гг. и далее по годам (табл. 4). Не-

Таблица 4

Солевой баланс Арнасайской озерной системы (тыс. т)

Компоненты баланса	II 1969— VIII 1970	1970— 1975	1973— 1974	1974— 1975	1975— 1976
Сбросы из Чардаринского вдхр.	17 405	6688	—	—	—
Коллекторно-дренажный приток	8271	15 437	4424	5378	5163
Атмосферные осадки	90	110	40	40	30
Грунтовые воды	300	600	200	200	200
Потери по насыщению почво- грунтов	2565	—	—	—	—
Потери солей в отшнуровываю- щихся водоемах и при выпа- дении в осадок карбоната кальция	—	600	200	300	300
Запасы на начало периода	3800	46 449	63 080	69 441	73 643
Запасы на конец периода	46 449	63 080	69 441	73 643	79 962
Невязка баланса	19 148	—5,604	1,897	—1,116	1,226

сколько повышенные невязки солевого баланса в 1970—1973 гг. связаны с недоучетом потерь солей в Восточно-Арнасайских озерах за счет потерь на насыщение почвогрунтов. При больших сбросах из Чардаринского водохранилища происходит подъем

уровня, заполнение отшнуровывающихся водоемов и значительная фильтрация в песчаные берега. Количественный учет этих процессов затруднен из-за отсутствия фактических наблюдений на озерах в этот период.

Невязки годовых балансов за 1973—1976 гг. изменялись в пределах 1,8—1,3 млн. т, что составляет 20—30% поступления солей с коллекторно-дренажными водами или 2—3% величины запаса солей в озерах. Поскольку невязки баланса имеют разный знак и по величине не превышают возможной случайной ошибки определения запаса солей в озерах, то можно предположить, что процесс выщелачивания солей из затопленных грунтов, являющийся основным в формировании гидрохимического режима озер в первые годы их существования, в основном закончился, и в период 1972—1976 гг. преобладали процессы осаждения в донные отложения труднорастворимых солей кальция и магния.

Расхождения в сумме приходных и расходных компонентов баланса, превышающие возможные случайные ошибки расчетов, наблюдаемые в первые годы образования озерной системы, еще раз подтверждают, что около половины запасов солей в озерах (20 тыс. т) поступило от растворения корки солончаков и моров в момент заполнения котловины. По расчетам Е. М. Видинеевой [1] это количество солей составляет 80% запасов в верхнем 0,4-метровом слое затопленных земель.

Взаимодействие с грунтами, приводящее к выщелачиванию солей, катионному обмену и т. д., являющееся основным компонентом баланса в 1969—1970 гг., ввиду недостаточной изученности определено в балансе как остаточный член уравнения.

ВЫВОДЫ

Проведенные работы по составлению солевого баланса показали, что существующая точность гидрохимических наблюдений и расчетов не всегда позволяет по материалам непосредственных наблюдений с достаточной точностью проводить балансовые расчеты.

Если в первые годы образования озерной системы сбросы из Чардаринского водохранилища и выщелачивание солей из затопленных грунтов определяли гидрохимический режим озер, то в современных условиях основным приходным компонентом солевого баланса является коллекторно-дренажный приток.

Преобладание в коллекторных водах легкорастворимых сульфатных и хлоридных солей натрия уменьшает относительную долю расходования солей в общем балансе за счет выпадения в осадок гидрокарбонатных солей кальция и магния.

В бессточной Арнасайской озерной системе происходит интенсивное накопление растворенных солей, приводящее к резкому повышению минерализации и ухудшению качества его водных ресурсов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Видинеева Е. М. Солевой баланс Арнасайского водоема.— «Труды ТашГУ», 1972, вып. 421, с. 161—169.
2. Горелкин Н. Е. Гидрохимическая характеристика Арнасайских озер.— «Труды САРНИГМИ», 1977, вып. 50(131), с. 43—54.
3. Горелкин Н. Е., Никитин А. М. Водный баланс Арнасайской озерай системы.— «Труды САРНИГМИ», 1976, вып. 39(120), с. 76—93.
4. Куропатко М. С., Чуб В. Е. Точность учета стока на Арнасайских водоемах.— В кн.: Тезисы доклада I Среднеазиатской конференции молодых ученых и специалистов Гидрометслужбы, Ташкент, 1974. 44 с.

СОЛЕВОЙ БАЛАНС КАЙРАККУМСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА

Кайраккумское русловое долинное водохранилище расположено в среднем течении р. Сырдарьи и образовано плотиной ГЭС «Дружба народов» в районе Испарской возвышенности. Водохранилище сезонного регулирования стока эксплуатируется главным образом в ирригационных и частично в энергетических целях. После окончания строительства Андижанского и Токтогульского гидроузлов в каскаде Сырдарьинских ГЭС будет осуществляться многолетнее регулирование стока, что в значительной степени изменит водный и гидрохимический режим р. Сырдарьи.

При современной изученности гидрохимического режима водохранилища солевой баланс можно проанализировать по уравнению вида:

$$P_c + P_k + C \pm I_3 = \pm H,$$

где P_c — приток солей по р. Сырдарье; P_k — приток солей с коллекторно-дренажным притоком; C — сток солей в нижний бьеф, включающий и забор насосными станциями; I_3 — изменение запаса солей в водохранилище; H — невязка баланса.

Возможности составления солевого баланса зависят от точности наблюдений и расчетов основных элементов гидрохимического режима.

Материалы стандартных гидрохимических наблюдений, включающие ежемесячный отбор проб воды на полный химический анализ на основных створах р. Сырдарьи и использование зависимостей минерализации от расходов воды, позволили по материалам предыдущих лет (1958—1970 гг.) проанализировать влияние Кайраккумского водохранилища на солевой сток р. Сырдарьи и рассчитать солевые балансы в годовом интервале времени [1].

Для повышения точности подсчета ионного стока на 8—10% в створах с измененным режимом необходимо значительное увеличение количества гидрохимических анализов (более 50 в год по одному посту), что является задачей весьма трудоемкой. В этих условиях опробовано проведение учащенных наблюдений за одной из гидрохимических характеристик, хорошо коррелирующейся с суммой ионов. Такой характеристикой может быть концентрация основного иона, плотный остаток, электропроводность или сопротивление воды.

В 1976—1977 гг. на створах бассейна р. Сырдарьи параллельно со стандартными гидрохимическими наблюдениями проводился ежедневный отбор проб воды на электропроводность. Электропро-

водность р. Сырдарьи определялась реохордным мостом $R=38$ с электролитической ячейкой $X=38$, а коллекторно-дренажных вод электросолемером ГМ-65.

Специальные проработки показали, что электропроводность сульфатных вод бассейна р. Сырдарьи практически не меняется при хранении проб в течение 20—40 дней, и отклонения отдельных измерений от среднего значения находятся в пределах случайных ошибок измерений [2]. Это позволило производить серийные измерения всех проб по окончании съемки водных масс. Измерения электропроводности большого количества проб при одной настройке прибора намного повышает точность и сравнимость между собой результатов отдельных определений электропроводности воды.

Для створов, на которых отмечается устойчивое соотношение концентрации между основными ионами, были получены однозначные прямолинейные зависимости минерализации от электропроводности, позволяющие по ежедневным значениям электропроводности рассчитывать ежедневные величины минерализации.

Сравнение величин ионного стока, проведенное по ежедневным наблюдениям за электропроводностью, с привлечением данных гидрохимических анализов и только по данным стандартных наблюдений, показывает, что при существующей частоте отбора проб средняя погрешность в подсчете годового ионного стока р. Сырдарьи без учета ежедневных данных составляет 15—20%, достигая в отдельные месяцы 50%. Полученные для основных гидрометрических створов р. Сырдарьи, а также для коллекторов и сбросов зависимости $\Sigma U = f(x)$ позволяют с поступлением регулярной ежедневной информации об электропроводности воды в сочетании с ежедекадным отбором проб на полный химический анализ производить подсчеты годового ионного стока с погрешностью около 5%.

Изменение запаса солей в чаше водохранилища в условиях высокого водообмена является основным компонентом солевого баланса, от надежного учета которого зависит возможность составления месячных солевых балансов.

При высокой изменчивости минерализации воды по акватории и глубине водохранилища использование только ежемесячных наблюдений на двух рейдовых вертикалях не позволяет достаточно надежно рассчитать запас солей. В связи с этим для подсчета запаса солей в начале каждого месяца проводились съемки водных масс.

Наиболее существенные различия в гидрохимических характеристиках по акватории и глубине водохранилища отмечаются в начале половодья, когда приплотинная зона водохранилища занята сравнительно однородными высоко минерализованными зимними водными массами, а в верховьях — слабоминерализованными водами половодья (табл. 1). Перепады минерализации по длине водоема могут составлять 1000 мг/л. Различие минерализации по глубине не превышает 10—50 мг/л.

Постепенно по мере вытеснения зимних водных масс водами половодья различия в минерализации и электропроводности по

Таблица 1

Изменение минерализации по длине Кайраккумского водохранилища, мг/л

Компонент	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
1976 г.									
Минерализация в устьевой зоне	1773	1598	552	484	1041	1801	1796	1631	1106
Минерализация в приплотинной зоне	2014	2121	1756	1294	974	1067	1457	1712	1424
1977 г.									
Минерализация в устьевой зоне	2108	1900	1930	1160	750	850	1230	1530	—
Минерализация в приплотинной зоне	—	1780	1760	1790	1115	1000	1220	1530	—

акватории водоема несколько сглаживаются. В период спада половодья минерализация речных вод становится выше, чем в водохранилище, и в водоеме отмечается постепенное повышение минерализации от плотины к верховьям.

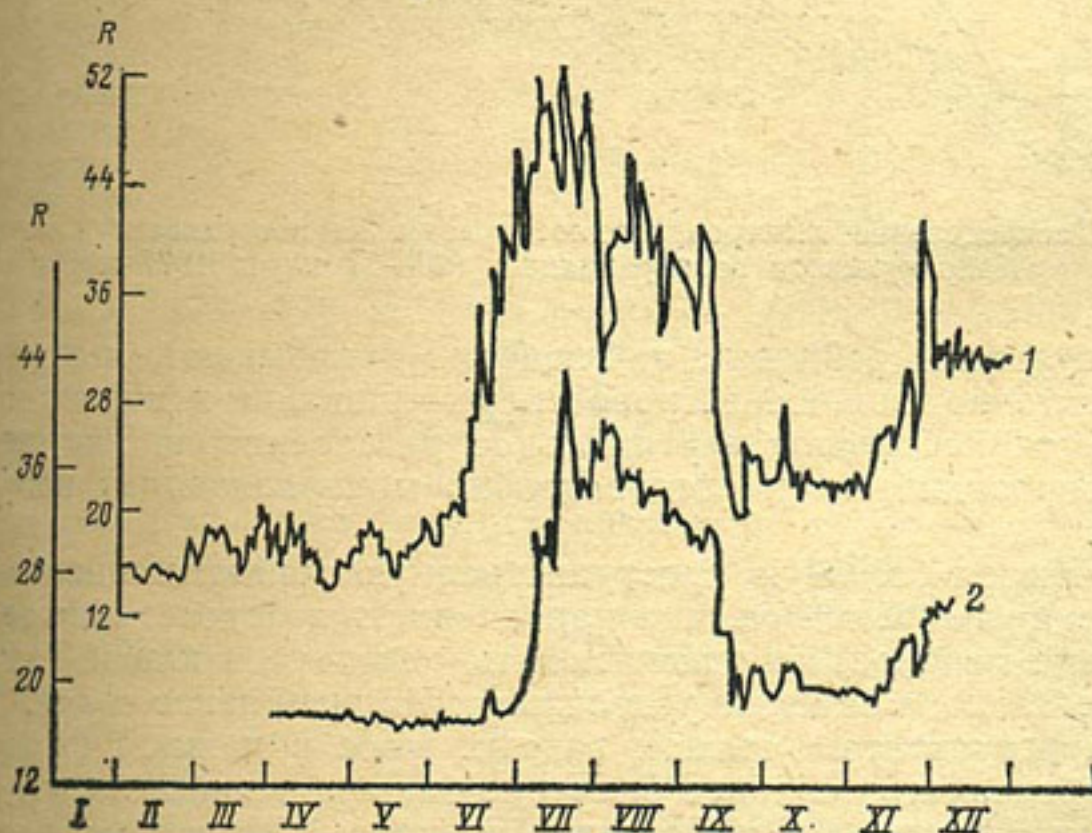


Рис. 1. Ежедневное сопротивление воды на постах Акджар (1) и Кайракум (2) за 1977 г.

В конце вегетационного периода, когда водохранилище сбрасывается ниже уровня мертвого объема ГМО и регулируемая

емкость практически отсутствует, минерализация в водоеме достаточно однородна и определяется режимом питающей реки. Ежедневное сопротивление воды (величина обратная электропроводности), измеренная на посту Акджар и в приплотинной зоне Кайракумского водохранилища, в это время имеет аналогичный ход с запаздыванием в 1—2 дня (рис. 1).

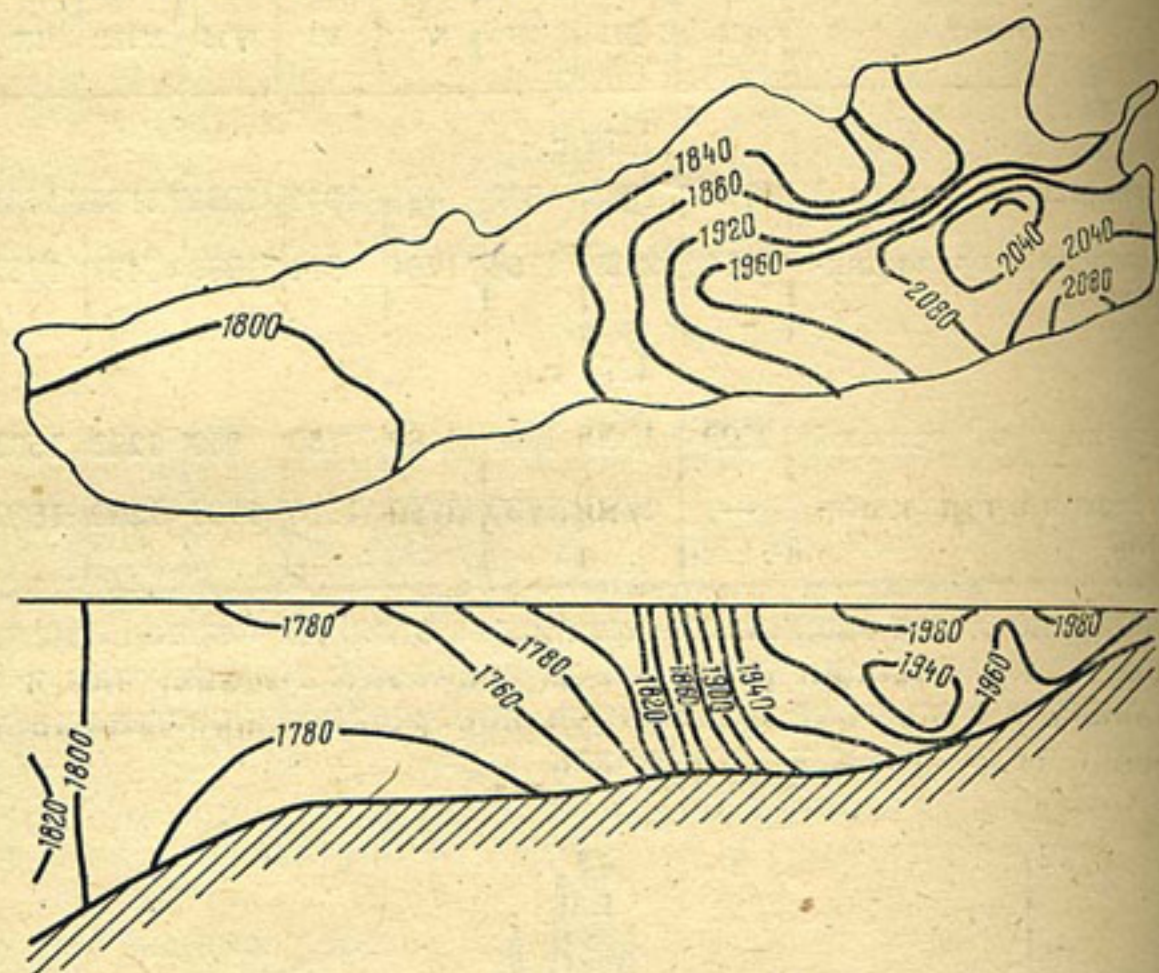


Рис. 2. Распределение электропроводности воды на поверхности и по глубине Кайракумского водохранилища (29—31 марта 1977 г.)

Результаты рейдовых наблюдений показывают, что несмотря на достаточно сильное ветровое перемешивание в водохранилище отмечается небольшое вертикальное расслоение, и, как правило, электропроводность (и следовательно минерализация) возрастает ко дну.

Учитывая большую пространственную неравномерность в распределении гидрохимических характеристик, подсчет запаса солей в водоеме необходимо рассчитывать отдельно в каждой гидрохимической зоне, а затем определять суммарный запас солей.

По результатам съемок водных масс в каждой выделенной зоне определяется среднее значение минерализации на отдельных глубинах с шагом в 1 м. По данным табл. 1 зависимости объемов от глубины просчитывается послойный запас солей в выделенной зоне. Количество выделенных зон зависит от изученности гидрохимического режима и необходимой детализации изучаемого процесса. В наших расчетах, когда наблюдения проводятся на 26 закрепленных вертикалях, весь водоем делится на семь зон.

При составлении солевых балансов в месячном интервале времени очень важно установить строгие сроки проведения съемок водных масс. Продолжительность одной съемки на Кайраккумском водохранилище не должна превышать 3 дня. Целесообразно начинать съемку с верховий водохранилища, режим которых больше подвержен ежедневным изменениям (рис. 2). Каждая съемка должна быть приурочена к первым числам месяца. Это позволяет знать запас солей на начало и конец месяца по результатам непосредственных измерений и повысить точность расчета изменения запасов солей на 8—10%.

Проведенные наблюдения позволили уточнить режим основных компонентов баланса и составить солевые балансы на период март — октябрь 1977 г. за месячные интервалы времени.

При этом вынос солей в нижний бьеф водохранилища и забор наносными станциями также рассчитывался по ежедневным наблюдениям за электропроводностью и составлял 0,7—3000 т в месяц (табл. 2).

Таблица 2

Солевой баланс (тыс. т) Кайраккумского водохранилища за 1977 г.

Компонент баланса	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
Приток по р. Сырдарье	1,65	1,07	1,53	1,48	1,19	0,88	0,78
Поступление солей с коллекторно-дренажными водами	0,08	0,08	0,08	0,09	0,09	0,08	0,08
Сток солей в нижний бьеф	0,67	1,50	2,61	2,94	2,23	1,10	0,73
Изменение запасов солей в водохранилище	0,97	-0,43	-0,85	-0,94	-0,71	-0,19	0,09
Невязка баланса	0,09	0,08	-0,15	-0,43	-0,24	0,05	0,05
Невязка, %							

Минерализация коллекторно-дренажных вод изменялась в пределах 2—4 г/л. При ежемесячном притоке коллекторно-дренажных вод в 15—17 млн. м³ поступление растворенных солей составляет 0,08—0,09 тыс. т или 5—8% приходных компонентов баланса, уточнение величин минерализации коллекторных вод незначительно скажется на точности составления баланса.

Невязки солевого баланса, в котором поступление солей, отток и изменение запасов рассчитаны по наблюдениям за электропроводностью, составляют 5—20%. Наибольшие невязки баланса получились в июне и июле. В этот период при прохождении половодья по р. Сырдарье отмечается и наименьшая величина минерализации в створе Акджар. Ошибки в подсчете притока возникают из-за неучета изменения минерализации на участке Акджар — водохранилище и, как следствие этого, и из-за возможных изменений в координатах зависимости $\Sigma U = f(x)$.

Проведение расчетов минерализации по величине электропроводности требует обязательного текущего контроля зависимости $\Sigma U = f(x)$ по результатам полного гидрохимического анализа. Используя зависимости, полученные на материалах прошлых лет,

возможные ошибки в подсчете максимальных и минимальных значений минерализации можно снизить до 10—15%.

ВЫВОДЫ

1. Существующая частота отбора проб воды на полный химический анализ в основных водохозяйственных створах бассейна р. Сырдарьи, режим которой значительно изменяется под влиянием антропогенных факторов, позволяет рассчитывать ионный сток за месячные периоды времени с погрешностью 15—20%, что недостаточно при проведении балансовых работ.

2. Организация ежедневных наблюдений за электропроводностью в сочетании с увеличением стандартных гидрохимических наблюдений и проведением ежемесячных съемок водных масс водохранилища позволяют повысить точность подсчета ионного стока р. Сырдарьи на 10—20% и перейти к составлению солевых балансов, невязка которых на 3—5% выше невязки водного баланса.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Видинеева Е. М., Селиванова А. К. Влияние Кайраккумского водохранилища на гидрохимический режим р. Сырдарьи.— «Сб. работ ТГМО», 1971, вып. 4, с. 185—195.
2. Горелкин Н. Е., Никитин А. М., Нурбаев Д. Д. Использование наблюдений за электропроводностью воды для подсчета ионного стока р. Сырдарьи.— «Труды САРНИГМИ», 1978, вып. 59(140), с. 46—51.

ПРОНИКНОВЕНИЕ СОЛНЕЧНОЙ РАДИАЦИИ В ВОДНЫЕ МАССЫ ЧАРВАКСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА

Наблюдения за радиационными характеристиками водной поверхности, включающие и измерения проникающей в водную массу солнечной радиации, проводились на Чарвакском водохранилище в период экспедиционного исследования водоема в 1975—1978 гг. Было выполнено около 300 серий наблюдений в летний период и 30 серий со льда. В период открытого водоема наблюдения проводились с лодки, оборудованной выносной стрелой, обеспечивающей установку приборов на удалении 3 м от борта с измерениями на стандартных глубинах 0,1; 0,25; 0,5 м и далее через 0,5 м до глубин, интенсивность радиации на которых меньше чувствительности прибора. В качестве датчика использовался пиранометр Ю. Д. Янишевского в специальной оправе с плоским стеклом. Измерения приходящей и отраженной коротковолновой радиации выполнялись с лодки по стандартной программе, при этом в большинстве случаев наблюдения дублировались по актинометрической станции в прибрежной зоне. Конструкция подводного пиранометра не обеспечивала высокую точность измерений при углах падения солнечных лучей менее 15° , поэтому в обработку включались наблюдения при высотах солнца, превышающих 20° .

Интенсивность проникающей солнечной радиации определяется характеристиками радиационного режима атмосферы и гидрофизическими свойствами водной массы, имеющей свои особенности в каждом водоеме [1, 3, 4].

Чарвакское водохранилище расположено при выходе р. Чирчик из гор на высоте 890 м. Режим облачности аналогичен наблюдаемой на ближайшей актинометрической станции Ташкент-обсерватория и характеризуется преобладанием малооблачной погоды в летний период и пасмурной погоды в зимне-весенний. Отклонения среднемесячных величин суммарной радиации, измеренных на Чарвакском водохранилище и ст. Ташкент, находились в пределах точности наблюдений и для общей характеристики радиационного режима можно использовать систематические наблюдения актинометрической станции.

Годовая величина суммарной солнечной радиации по данным актинометрической станции составляет 120 ккал/см^2 , максимальная интенсивность отмечается в июле и равна $1,8 \text{ кал/}(\text{см}^2 \cdot \text{мин})$.

Соотношение прямой и рассеянной радиации, закономерности проникновения в водную толщу которых значительно отличаются, имеет ряд особенностей. Доля рассеянной радиации в районе водохранилища несколько повышена в утренние часы и на 1—3%

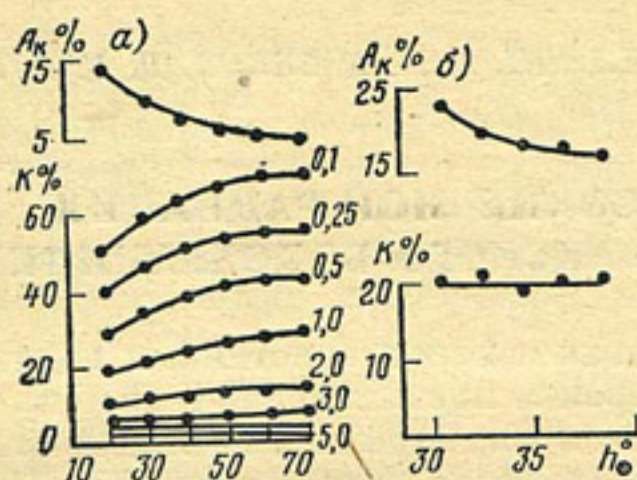


Рис. 1. Зависимость альбедо и коэффициента пропускания от высоты солнца:

а — водная масса прозрачностью 2 м; б — ледяной покров мощностью 25 см

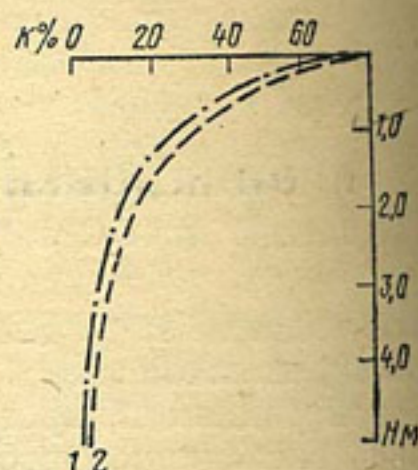


Рис. 2. Изменение коэффициента пропускания с глубиной при прозрачности 1 м (1) и 2 м (2)

ниже в дневное время суток, что связано с меньшей запыленностью атмосферы в районе водоема.

В годы проведения экспедиционных наблюдений Чарвакское водохранилище эксплуатировалось в предпусковом режиме. Высокий водообмен в условиях частичного заполнения водохранилища способствовал формированию водных масс с невысокой прозрачностью. Даже в приплотинной зоне с глубинами 60—100 м величина прозрачности, измеряемая белым диском, не превышала 2—3 м, тогда как в других плесах она изменялась в пределах 0,8—2,5 м.

В период ежегодного весеннего наполнения температура воды притоков на несколько градусов выше средней температуры водных масс водохранилища и, несмотря на значительное содержание взвешенных веществ, речные водные массы, как более легкие, распространяются в поверхностных слоях. В летне-осенний период отмечается интенсивная сработка водохранилища, в результате чего оголяются большие площади глинистых грунтов, что при сильном волнении способствует повышению концентрации взвешенных веществ.

Невысокая прозрачность воды в водохранилище во все сезоны года объясняется наличием мелкозернистых взвешенных веществ минерального происхождения. Концентрация органических веществ невысока. Цвет воды по шкале Фореля — Уле изменялся в пределах V—VI. Незначительное влияние органических веществ на цвет и прозрачность воды в первые годы эксплуатации водохранилища подтверждается и гидрохимическими наблюдениями [5].

Повышенное содержание взвешенных веществ определило возрастание роли рассеяния солнечного света в водных массах водо-

хранилища и относительно высокую глубину проникновения солнечной радиации. Мощность теплоактивного слоя, в котором аккумулируется 99% проникающей радиации, составляло около 6 м, в районах со средней прозрачностью — 2 м.

Для пунктов наблюдений с одинаковой прозрачностью интенсивность проникающей солнечной радиации определяется высотой стояния солнца и режимом облачности. Коэффициент пропускания, равный отношению интенсивности солнечной радиации на данной глубине к поступающей на водную поверхность, осредненный за все сроки наблюдений при безоблачном небе, плавно возрастает с увеличением высоты солнца (рис. 1 а). Суточный ход коэффициента пропускания отмечается до глубин 2,5—3 м, ниже которого интенсивность солнечной радиации составляет 1—3% приходящей на водную поверхность.

С увеличением высоты солнца постепенно понижается альbedo водной поверхности от 15 до 5% при средней прозрачности водных масс 2 м. Среднемесячные величины альbedo водной поверхности, наблюдаемые в прибрежной зоне, на 3—5% выше средних значений, характерных для приплотинного участка. В пасмурные дни суточный ход альbedo и коэффициентов пропускания сглажен, при этом величина поглощенной радиации составляет около 90% поступающей на водную поверхность. Преобладание рассеянной радиации в эти дни приводит к некоторому возрастанию коэффициентов пропускания, особенно в двухметровом слое.

Влияние волнения на величину альbedo и интенсивность проникающей солнечной радиации выявить не удалось, поскольку в эти сроки резко возрастает погрешность актинометрических наблюдений, проводимых с малых судов. Увеличение волнения сопровождается падением прозрачности в прибрежной зоне и систематические наблюдения на актинометрическом посту не всегда могут быть использованы для выявления роли волнения.

С понижением прозрачности воды возрастает альbedo водной поверхности и уменьшается коэффициент пропускания. Наибольшее количество наблюдений проводилось при прозрачности 2 и 1 м, осредненные значения коэффициентов пропускания для различных глубин представлены на рис. 2. Распределение взвешенных веществ в прибрежной зоне после прохождения штормов имеет пеструю картину и может меняться даже во время проведения одной серии наблюдений. В среднем при прозрачности 0,5 м и высотах солнца 40—70° альbedo водной поверхности изменяется в пределах от 8 до 11%, а мощность теплоактивного слоя составляет 1 м. Наблюдения в облачные дни показали, что влияние облачности меньше сказывается на режиме альbedo и проникающей радиации при низких значениях прозрачности воды, чем при высоких (табл. 1).

Измерение радиационных характеристик проводилось и в зимний период. Большинство материалов получено в период начала таяния, когда физические характеристики ледяного покрова значительно менялись. Соотношение поглощенной и отраженной корот-

Таблица 1

Среднее значение альbedo (%), измеренных при различных характеристиках прозрачности и облачности

Характеристика поверхности	Прозрачность	Облачность, балл	Высота солнца, °							
			20	25	30	35	40	50	60	70
Водная масса приплотинного плеса	2	0/0	14	12	11	9	8	6	5	4
	2	10/10	—	14	12	11	10	9	9	8
Прибрежная зона водохранилища	0,8	0/0	—	20	16	14	13	10	9	8
	0,8	10/10	—	14	13	13	12	11	11	11
Лед слоистый трещиноватый с вкраплением пузырьков воздуха	—	0/0	—	—	23	17	16	—	—	—

коволновой солнечной радиации в больших пределах варьирует в зависимости от структуры ледяного покрова и наличия снега. Наименьшая величина альbedo отмечалась для прозрачного льда, образующегося, как правило, в глубоководном приплотинном плесе водохранилища. В течение нескольких дней после начала таяния величина отражающей способности постепенно понижается, достигая наименьших значений в конце периода. При наличии даже небольшой пленки воды на поверхности льда значения альbedo приближаются к величине 12—18%, характерной для водной поверхности.

Таблица 2

Осредненные по сериям наблюдений значения альbedo и коэффициента пропускания для ледяного покрова при высотах солнца 25—35°

Характеристика ледяного покрова	Облачность, балл	Толщина льда, см	Альbedo, %	Коэффициент пропускания
Снег сухой мелкозернистый, мощностью 2—3 см, полностью покрывает белесый сколистый лед с вкраплением пузырьков воздуха	10/10	15	68	7
Смерзшийся снег мощностью 1—2 см на трещиноватом слоистом льду с вкраплением пузырьков воздуха и глинистых частиц	0/0	31	52	11
На поверхности слоистого льда мокрый снег мощностью 1 см	0/0	24	19	20
Лед слоистый трещиноватый мутный с вкраплением воздуха и глинистых частиц	10/10	21	16	25
Лед прозрачный рыхлый, насыщенный водой в конце периода таяния	0/0	23	14	30
Лед прозрачный зеленовато-белесый без заметных вкраплений примесей	0/0	22	15	26

Матово-белые ледяные поля, образованные с вмерзанием метелевого снега и характерные для узких заливов впадающих рек, имеют среднее альбедо 40% в начале периода, а наличие снега на льду повышает его значение до 60—70% (табл. 2). Съёмки, проведенные перед началом таяния в 1977 и 1978 гг., показали, что примерно 30% акватории водохранилища заняты прозрачным малотрещиноватым льдом толщиной 22—24 см. Около половины поверхности водохранилища покрыто наледями, мощность которых на 10—12 см больше прозрачного льда. Образованию трещин и наледей способствуют значительные колебания уровня, отмечающиеся на водохранилище в зимний период.

Основная акватория Пскемского и Чаткальского заливов занята многослойным ледяным покровом, достигающим в некоторых пунктах мощности в 40 см. Большая часть ледового покрова этих заливов покрыта метелевым снегом, сохраняющимся вплоть до вскрытия водохранилища. Средневзвешенная величина альбедо поверхности водохранилища для условий безоблачного неба при высотах солнца 30—35° составила 28% в начале марта 1977 г. и 31% в конце февраля 1978 г.

Величина проникающей через лед солнечной радиации, характеризующаяся коэффициентом пропускания, варьирует в больших пределах и определяется строением ледяного покрова и соотношением толщины ледяного покрова и снега на льду. Наличие снега, как это подтверждалось многими наблюдениями [2], практически прекращает поступление коротковолновой радиации к нижней поверхности ледяного покрова. Для ледяного покрова, встречающегося на Чарвакском водохранилище в период наблюдений, доля прошедшей через ледяной покров радиации от поступившей на его поверхность составила 25—30% при толщине льда 20—24 см (табл. 2).

Величина проникающей радиации характеризуется повышенной изменчивостью не только для различных ледяных полей, но и в каждом отдельном пункте наблюдений и сильно варьирует от взаимного расположения кристаллов льда и направления солнечного потока, хотя осредненные за все серии наблюдений величины не выявили однозначной зависимости коэффициента пропускания от высоты солнца (рис. 1 б).

Измерение интенсивности солнечной радиации на различных глубинах под ледяным покровом показали, что на глубинах 2—2,5 м ее значения становятся ниже чувствительности прибора. Таким образом, под зоной расположения наиболее прозрачного льда, не покрытого снежным покровом, мощность теплоактивного слоя водной массы составляет около 2 м. При этом водой поглощается до 20% поступающей на поверхность льда солнечной радиации.

ВЫВОДЫ

Режим Чарвакского водохранилища в первые годы эксплуатации характеризовался повышенным водообменом, что привело к

формированию водных масс низкой прозрачности. Средние суточные значения коэффициентов пропускания в различных зонах водоема меняются на глубине 1—2 м в зависимости от режима облачности и прозрачности воды на 10—15%.

В период ледостава при отсутствии снега на льду 25—30% поступающей солнечной радиации проходит сквозь лед и поглощается водной массой. Снежный покров мощностью 2—3 см повышает величину альбедо до 60—70% и приводит к понижению коэффициента пропускания системы снег — лед до 7%.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Довгий Т. Н. Проникновение солнечной энергии в воду на Байкале.— В сб.: Круговорот вещества и энергии в озерных водоемах.— Новосибирск, «Наука», 1975, с. 353—357.
2. Колкутин В. И. Радиационные характеристики ледяного покрова верхневолжских водохранилищ в весенний период.— «Труды IV Всесоюз. гидрол. съезда», 1976, т. 6. с. 380—389.
3. Матренская З. Д. Поглощение солнечной радиации водными массами Успенского водохранилища.— «Труды лаборатории озероведения», 1961, т. 14, с. 41—50.
4. Мокшевский К. А. Проникновение лучистой энергии солнца в водную массу Ладожского озера.— «Труды лаборатории озероведения», 1968, т. 22, с. 73—100.
5. Николаенко В. А. Содержание биогенных элементов и органического вещества в водах Чарвакского водохранилища.— «Труды САРНИГМИ», 1975, вып. 2(83), с. 17—29.

ТЕРМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ И ТЕПЛОВОЙ БАЛАНС ЧАРВАКСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА

Чарвакское водохранилище расположено в отрогах юго-западного Тянь-Шаня и занимает Бурчмулинскую котловину при слиянии рек Чаткал и Пскем. Долинное речное водохранилище, осуществляющее сезонное регулирование стока, имеет при НПУ объем $2,0 \text{ км}^3$ и площадь зеркала $40,1 \text{ км}^2$ при наибольшей глубине в 148 м. Средняя сезонная амплитуда колебания уровня составляет 35 м и наибольшая — 55 м.

В основу настоящей работы положены данные экспедиционных наблюдений, проведенных на водохранилище в 1975—1977 гг.

Термический режим Чарвакского водохранилища, как водоема умеренного типа, характеризуется четырьмя основными фазами теплообмена: весеннего и летнего нагревания, осеннего и зимнего охлаждения.

Весенний прогрев водных масс протекает в два этапа и начинается еще подо льдом. На первом этапе проникающая сквозь лед солнечная радиация и более теплые воды притоков формируют плавное повышение температуры воды на $0,05\text{—}0,1^\circ\text{C}/\text{сут.}$

Второй этап характерен очищением водоема ото льда и ростом температуры воды на $0,1\text{—}0,2^\circ\text{C}/\text{сут.}$ Период весеннего нагревания заканчивается в третьей декаде марта при температурах $2\text{—}5^\circ\text{C}$ (рис. 1) с наступлением гомотермии водных масс.

Фаза «раннего лета» продолжается до формирования устойчивой прямой стратификации.

Водоохранилище характеризуется высокой степенью водообмена (табл. 1) и термический режим его существенно зависит от температуры воды притоков (табл. 2). Втекающая в водоем, воды притоков в летний период холоднее поверхностных, но теплее придонных, в связи с чем они проходят водохранилище транзитом на глубине от 5 до 30 м. Это влияет на распределение температуры воды по вертикали, формируя неглубокое (5—10 м) расположение слоя скачка.

В фазу «позднего лета» в водохранилище наблюдается устойчивая прямая стратификация с градиентом температуры от поверхности ко дну до 15°C (рис. 1). Изменчивость температуры воды по акватории составляет $2\text{—}3^\circ\text{C}$.

С третьей декады июля на водохранилище начинается осен-

Коэффициент водообмена Чарвакского водохранилища (1975 г.)

Компоненты	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	
$W_{\text{ср.мес.}} \text{ млн. м}^3$	212,42	211,97	204,02	314,89	372,70	571,50	561,33	281,55	206,89	192,99	200,71	209,66
$W_{\text{сток, млн. м}^3}$	126,0	121,7	138,7	341,7	581,4	711,0	906,7	629,9	270,0	194,0	133,0	132,5
$K = \frac{W}{\text{Сток}}$	1,69	1,74	1,47	0,92	0,64	0,80	0,62	0,45	0,77	0,99	1,51	1,58
$K \text{ в сутки}$	52	49	45	28	20	24	19	14	23	31	45	49

Таблица 2

Внутригодовое распределение температур воды притоков и водохранилища

Объект	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
р. Чаткал	0,8	1,1	2,4	8,2	9,2	11,8	15,4	15,8	13,0	7,3	1,2	0,3
р. Пскем	1,4	1,7	4,6	8,1	8,9	10,0	11,6	12,2	10,5	7,4	3,0	2,0
п. Чарвак:												
поверхность	0,4	0,2	2,2	9,5	15,3	20,0	22,8	20,8	15,5	11,0	6,8	1,7
у дна	1,7	1,7	1,8	4,2	7,3	8,3	8,4	8,5	8,6	8,1	6,5	2,0

нее охлаждение. Среднесуточная температура поверхности воды к началу периода равна $22-23^{\circ}\text{C}$, а у дна $9-10^{\circ}\text{C}$. В этот период происходит перестройка стратифицированности водоема, и к третьей декаде декабря наступает гомотермия при температуре всей водной массы $3-4^{\circ}\text{C}$.

Водные массы к окончанию осеннего охлаждения находятся в неустойчивом состоянии — наблюдается сплошное конвекционно-ветровое перемешивание. Изменчивость температуры воды по акватории составляет $2-3^{\circ}\text{C}$, причем в глубоководной зоне из-за термической инерции водных масс — $0,1-0,2^{\circ}\text{C}$.

Дальнейшее падение температуры приводит к формированию обратной температурной стратификации с разностью поверхностных и придонных слоев в $0,5-1,5^{\circ}\text{C}$ (рис. 1).

Ледостав устанавливается в конце декабря — начале января при сумме отрицательных температур воздуха: $\Sigma(-t) = 60-80^{\circ}\text{C}$. В первую очередь льдом покрывается зона выклинивания подпора, затем центральная и приплотинная. Толщина льда достигает $32-36$ см. Температура водной массы во время ледостава не опускается ниже $1,0-1,2^{\circ}\text{C}$.

В этот период внутрисуточный ход температуры воды меньше погрешности ее определения.

Внутрисуточные изменения температуры поверхности воды в летний период составляют в среднем $3,0^{\circ}\text{C}$, достигая $7,3^{\circ}\text{C}$. Максимум и минимум наблюдаются соответственно в $15-18$ и $6-9$ ч.

Внутрисуточная изменчивость температуры хорошо прослеживается в верхних слоях и постепенно затухает с глубиной. В придонных слоях нередко наблюдались аномалии суточного хода, что вызвано перестройкой поля течений и изменениями в режиме работы ГЭС (рис. 2).

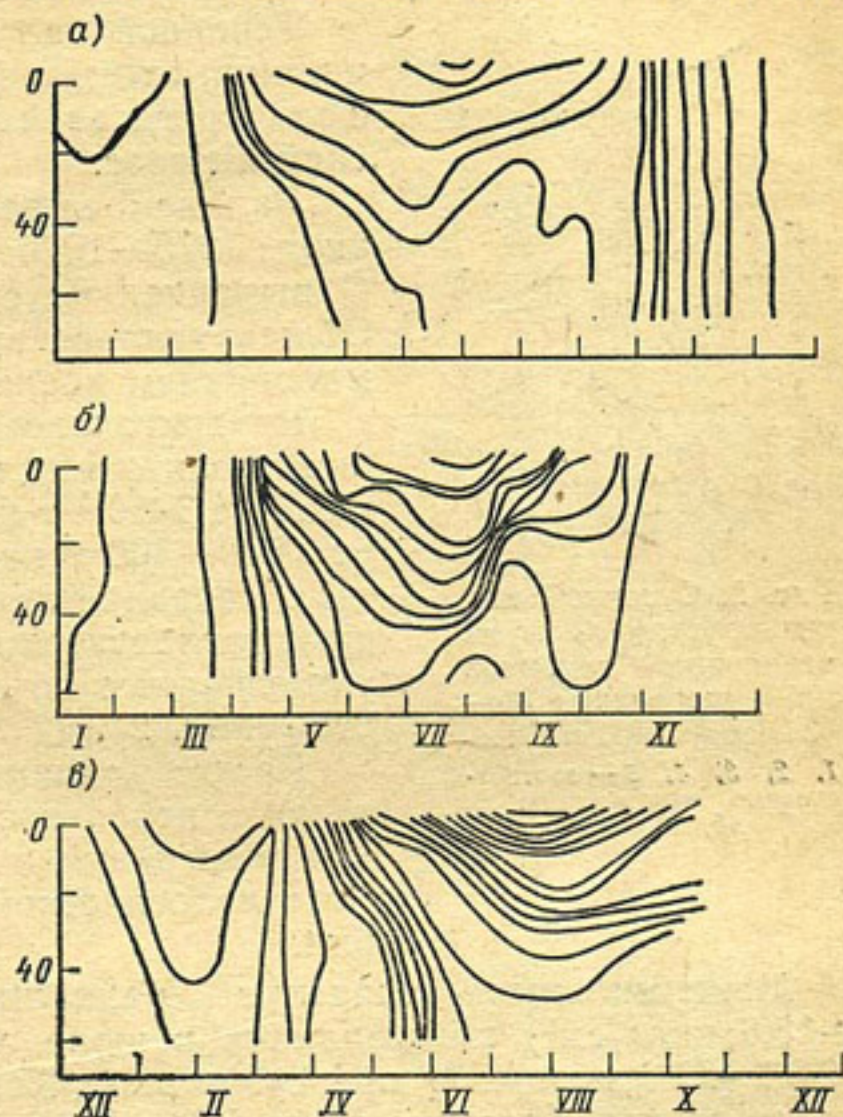


Рис. 1. Распределение температуры воды в приплотинной зоне Чарвакского водохранилища:

а — 1975, б — 1976, в — 1977 г.

В весенний и осенний периоды из-за неустойчивой метеорологической обстановки температура воды весьма неустойчива и может претерпевать существенные изменения.

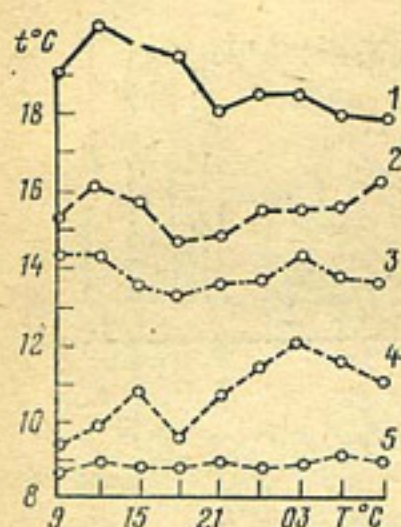


Рис. 2. Суточный ход температуры воды на различных глубинах по измерениям 30—31 августа 1976 г.:

1, 2, 3, 4, 5 — соответственно поверхность, 10, 20, 60 м

Тепловой баланс Чарвакского водохранилища, отличающегося высокой проточностью, представляет определенный практический интерес.

Баланс был рассчитан по месяцам за период 1975—1976 гг. Расчет теплозапасов Q выполнен по слоям с интервалом 10 м. Общее теплосодержание определено суммированием послойных теплозапасов.

Внутригодовое изменение теплосодержания характеризуется максимумом в июне—июле ($1,3 \cdot 10^{10}$ т кал) и минимумом в январе (200—300 т кал). Рост температуры воды в середине лета не приводит к увеличению теплосодержания в связи с резким уменьшением объема воды в водохранилище (табл. 2).

Расчет радиационного баланса R произведен с использованием материалов натуральных измерений и с привлечением данных метеорологической ст. Ташкент, обсерватория.

Максимальные значения радиационного баланса ($17,4 \div 18,6$ ккал/см²) наблюдаются в июле, минимальные — в декабре ($2,88 \div 2,96$ ккал/см²) при суммарном значении радиационного баланса за год, превышающем 120 ккал/см². В летнее время в водоем поступает до 45% годовой суммы тепла (табл. 2).

Затраты тепла на испарение (EL) и турбулентный теплообмен с атмосферой (P) рассчитывались по методике [1], при этом производился пересчет метеозадающих элементов, наблюдаемых на берегу, к условиям открытой области [2].

За расчетный период затрата тепла на испарение изменяется от $7,5 \div 13,5$ ккал/(см²·мес) в июле—августе, до $3,0$ ккал/(см²·мес) зимой. (табл. 2). Турбулентный теплообмен с атмосферой характеризуется положительными значениями в весенне-летний и отрицательными в осенне-зимний периоды.

Высокая степень водообмена, особенно в летнее время, оказывает существенное влияние на тепловой баланс водохранилища в целом. В течение года количество тепла, теряемое в результате сбросов воды, достигает $78,8$ ккал/см² или 65,5% суммы приходных компонентов. Следовательно, даже незначительные погрешности в определении теплового стока вносят существенные ошибки в расчет теплового баланса.

Как следует из расчетов (табл. 3), тепловой сток в течение 7—9 месяцев в году имеет отрицательные значения, а в период

Тепловой баланс (ккал/(см². мес)) Чарвакского водохранилища за 1975—1976 гг.

Компонент баланса	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
1975 г.													
Радиационный баланс	3,18	4,15	7,05	12,27	15,63	17,92	18,16	16,05	11,60	7,57	4,58	2,96	120,12
Испарение (ледообразование)	3,68	3,48	2,14	3,79	6,71	10,62	13,44	11,02	5,29	5,26	5,99	4,90	76,32
Теплообмен с атмосферой	-2,03	-1,95	2,60	1,26	0,31	1,55	2,09	2,59	0,99	-0,16	-3,01	-1,40	2,84
Тепловой сток	0,20	0,20	-11,05	7,35	-5,43	7,88	-22,36	-35,04	-7,42	-6,60	-5,39	-1,10	-78,76
Изменение теплосодержания	-2,00	-1,00	-3,92	18,40	7,80	18,70	-16,40	-25,79	-1,93	-3,02	-9,80	-4,46	-23,42
Невязка баланса	-0,38	-0,08	0,38	-1,31	-4,00	-1,97	0,85	-1,63	1,81	-1,43	-1,01	0,02	-8,70
Невязка, %	9,0	1,9	3,4	7,1	25,6	10,5	3,8	4,7	15,6	18,9	10,3	0,4	-7,2
1976 г.													
Радиационный баланс	3,00	3,98	7,68	10,01	16,73	18,83	17,37	16,01	11,13	6,38	4,13	2,46	117,71
Испарение (ледообразование)	2,88	2,81	2,14	3,76	3,28	10,36	13,54	9,75	5,94	3,73	5,54	3,58	67,31
Теплообмен с атмосферой	-0,66	-2,40	0,65	1,25	1,22	0,40	2,14	2,18	1,40	-0,58	-2,08	-2,14	1,38
Тепловой сток	-0,61	-0,86	0,86	18,05	22,50	-7,72	-29,06	-42,01	-8,18	-0,33	-6,18	-2,36	-55,90
Изменение теплосодержания	-0,66	-2,60	6,19	25,69	36,89	0,92	-25,00	-32,80	-2,20	-2,00	10,47	-6,00	12,04
Невязка баланса	-0,49	0,51	0,86	-0,14	0,28	0,23	1,91	-0,77	0,61	3,74	0,80	0,38	7,92
Невязка, %	16,3	12,8	11,2	0,5	0,8	1,2	6,6	1,8	5,5	58,6	7,6	6,3	6,7

интенсивного водообмена существенно превышает радиационный баланс.

Величины невязок теплового баланса несколько выше допустимых значений, но при использовании термических съемок точность расчета возрастает на 5—7%.

ВЫВОДЫ

1. Термический режим и тепловой баланс Чарвакского водохранилища во многом определяется высокой степенью проточности. В летнее время с увеличением сбросов воды тепловой сток превосходит другие компоненты теплового баланса.

2. Расчет теплового баланса водохранилища требует систематического изучения изменчивости теплового стока. При производстве регулярных термических съемок точность расчетов возрастает на 5—7%.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Руководство по градиентным наблюдениям и определению составляющих теплового баланса.— Л., Гидрометеониздат, 1964, 130 с.
2. Указания по расчету испарения с поверхности водоема. Л., Гидрометеониздат, 1969. 84 с.

ИСПАРЕНИЕ С ВОДОЕМОВ АРНАСАЙСКОГО ОЗЕРНОГО КОМПЛЕКСА

Арнасайский озерный комплекс, включающий озера Арнасай, Айдар и Тузкан, является наиболее крупным озерным массивом бассейна р. Сырдарьи. Режим ирригационно-сбросовых озер, суммарная площадь которых составила в 1972 г. 2448 км², значительно меняется в последние годы.

Основным расходным компонентом водного баланса бессточных Арнасайских озер, определяющим их режим, в последние годы является испарение с водной поверхности.

Во время комплексных экспедиционных исследований 1973—1974 гг. была выполнена большая программа наблюдений за гидрометеорологическими характеристиками, влияющими на режим испарения, включающая круглогодичные метеорологические, актинометрические теплобалансовые наблюдения. В летние месяцы проводились наблюдения на плавучем испарителе ГГИ-3000. В программу наблюдений за метеорологическим режимом над акваторией озер входили также наблюдения по самописцам, рейдовые и суточные станции, гигротермические съемки. Поскольку непосредственное измерение испарения на плавучем испарителе охватывает только несколько летних месяцев 1973—1974 гг., а по показаниям наземных испарителей ГГИ-3000 не всегда однозначно можно судить о величине испарения с водоема [5], для количественной оценки многолетней величины испарения и ее внутригодового распределения необходимо привлекать расчетные методы.

Достоверность величины испарения, полученная различными расчетными методами, во многом определяется надежностью определения метеорологических характеристик над акваторией озер.

Арнасайский озерный массив расположен на стыке двух климатических районов с резко отличающимися гидрометеорологическими характеристиками — орошаемым массивом Голодной степи и пустыней Кызылкум. В исследуемом районе отмечаются большие градиенты метеорологических характеристик, при этом прослеживается возрастание континентальности климата с востока на запад [1].

Вдоль огромного дефляционного понижения, занятого теперь озерами Айдар и Тузкан, простирающегося на 160 км в северо-северо-западном направлении параллельно предгорному шельфу

Нуратинского хребта, среднемноголетняя температура воздуха за годы, предшествующие образованию озер, в летние месяцы изменяется на $2-4^{\circ}\text{C}$, влажность на $4-5$ мбар. Несколько меньше, но все же значительные ($\Delta t = 2^{\circ}\text{C}$; $\Delta e = 1,5$ мбар) изменения отмеча-

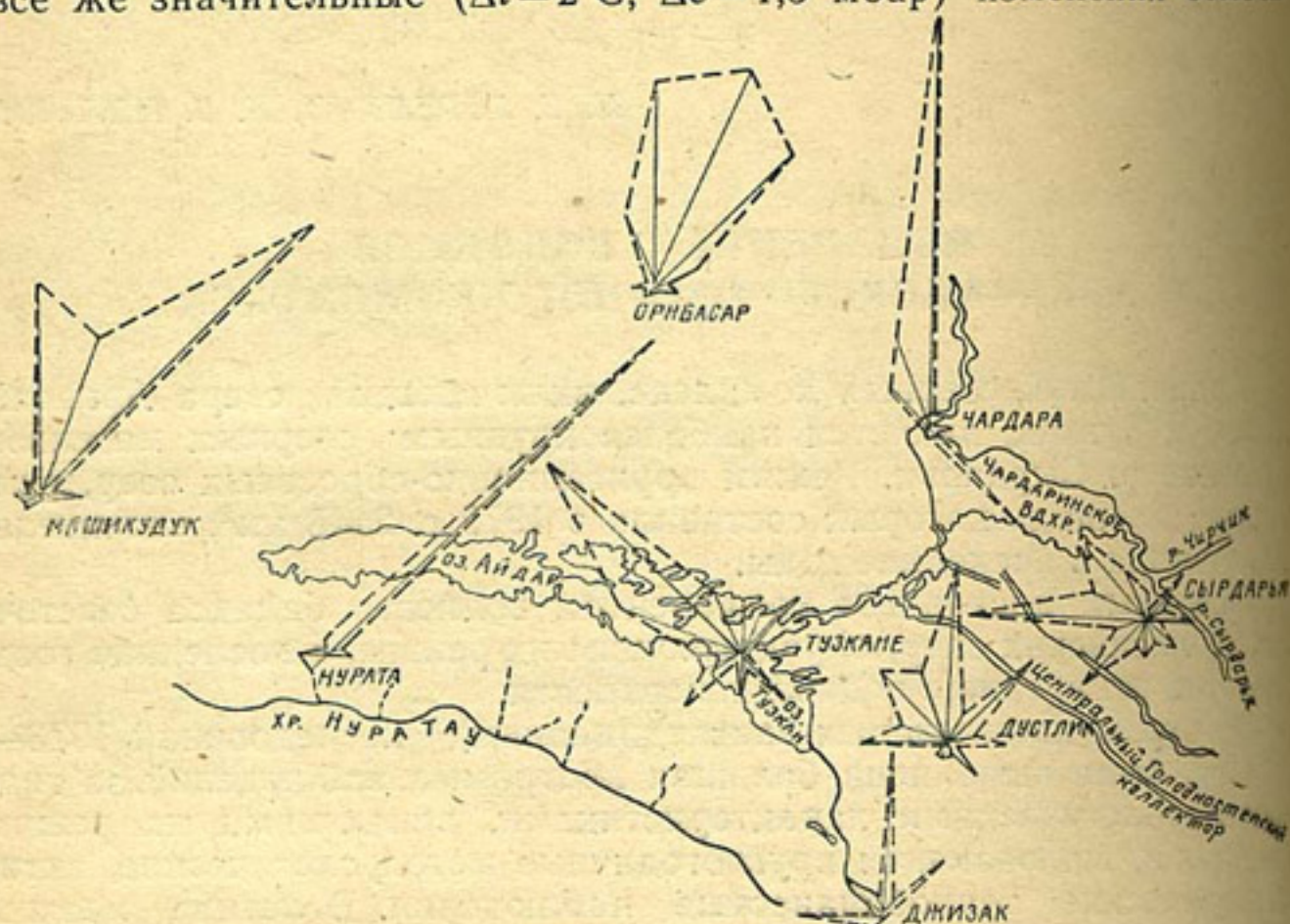


Рис. 1. Повторяемость направлений ветра в районе Арнасайских озер (июнь 1973 г.)

ются в юго-западном направлении вдоль Восточно-Арнасайских озер, представляющих собой узкую цепочку водоемов, вытянутых на 70 км и соединенных протоками.

Возникновение крупного водоема площадью более 2400 км² в пустынной зоне привело к изменению в режиме микроклиматических характеристик, величины которых над водной поверхностью во многом отличаются от прилегающей суши. Изменился режим практически всех компонентов, в том числе температуры, влажности воздуха и скорости ветра, в первую очередь влияющих на испарение.

Для равнинной территории Средней Азии характерен северо-восточный перенос воздушных масс, что подтверждается данными метеорологических станций Чардара, Машикудук, Орнбасар, Фариш, Дустлик, расположенных вокруг озерного массива. Двухлетние экспедиционные метеорологические наблюдения на ГМС Тузкан, расположенной на мысе, разделяющем озера Айдар и Тузкан, показали, что с возникновением озер меняется ветровой режим территории, для которого в летний период стали характерны ветры северо-западных румбов, направленные вдоль главной оси озера (рис. 1).

Анализ экспедиционных метеорологических наблюдений показал, что поле ветра в различных зонах озер имеет сложную картину. При синоптических процессах, характеризующихся преобладанием штилевой погоды, над различными озерами устанавливаются, как правило, локальные ветры, охватывающие небольшую акваторию озер. Скорости этих ветров составляют 1—2 м/с и соотношение их в различных зонах озер может быть самым разнообразным. При скоростях ветра выше трех-четырех метров в секунду отмечается упорядочение ветрового поля, и на всей акватории озер устанавливаются ветры преимущественно одного направления. При этом отмечается постепенное возрастание скорости ветра с удалением от наветренного берега.

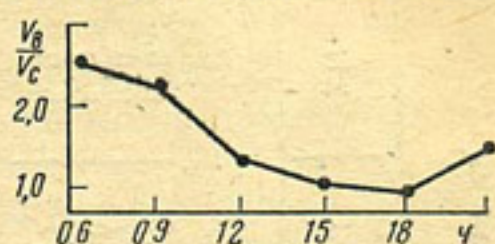


Рис. 2. Суточный ход соотношений скорости ветра над водоемом и суши

На соотношение скорости ветра, измеренной на береговых постах и над водной поверхностью, большое влияние оказывает устойчивость атмосферы, что прослеживается не только во внутригодовом, но и во внутрисуточном ходе. Осредненные данные 20 суточных наблюдений, проведенных в летние месяцы в центре оз. Тузкан, показали, что в ночные сроки при неустойчивом состоянии атмосферы скорость ветра над озером в среднем в два раза меньше, чем над прилегающей сушей, тогда как в дневные часы всего в 1,1 раз (рис. 2).

Разнообразие конкретных метеорологических условий, формирующихся над водоемом в различные сезоны года, и общая недостаточная изученность ветрового режима определили метод расчета по данным береговых метеорологических станций.

Осредненная статистическая зависимость синхронных наблюдений за скоростью ветра на береговой метеорологической станции и над водоемом, равномерно охватывающая наблюдения во все сезоны года и время суток, показала, что скорость ветра над водоемом в среднем на 1,1 м/с выше, чем по показаниям береговой станции, что и было принято при расчете среднемесячных величин скорости ветра над акваторией озер (табл. 1).

Влажность воздуха, измеренная на континентальных метеостанциях в летний период, на 2—4 мбар ниже, чем наблюдаемая над акваторией озер. Характер трансформации воздушного потока при его движении над различными подстилающими поверхностями, как показали многочисленные гигротермические съемки, в условиях резкого различия метеорологического режима прилегающей пустыни и водной поверхности имеет ряд особенностей, связанных с микроклиматическими характеристиками. Но для среднемесячных величин, отражающих средние погодные условия, наблюдаемые температура и влажность воздуха над акваторией оз. Тузкан и рассчитанная по показаниям континентальной метеорологической станции (по принятой методике [12]), дали близкие результаты и

Среднемноголетние величины метеорологических характеристик над различными районами Арнасайского озерного комплекса

Район	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
<i>Температура воды, °C</i>													
Восточный Арнасай оз. Тузкан	1,5	5,2	11,1	16,0	21,7	27,0	28,0	26,0	20,0	14,5	7,2	3,5	15,1
Восточный Айдар	1,7	1,9	7,0	15,6	21,6	26,2	26,7	25,5	22,6	15,7	7,7	3,8	14,7
Западный Айдар	1,7	1,8	6,2	14,8	21,1	26,0	26,3	26,2	23,5	16,7	9,0	5,0	14,9
	1,7	1,8	6,1	14,6	19,9	25,8	26,2	26,0	23,5	16,8	9,1	5,2	14,7
<i>Температура воздуха, °C</i>													
Восточный Арнасай оз. Тузкан	-2,1	0,9	8,6	15,5	21,	27,1	28,6	25,2	19,8	13,2	6,6	1,0	13,9
Восточный Айдар	-0,9	0,7	7,7	14,9	21,	26,6	28,6	26,2	21,5	13,9	7,2	1,9	14,2
Западный Айдар	-1,1	0,7	7,2	14,2	21,	26,4	28,5	26,5	22,0	14,1	7,6	2,0	14,2
	0,0	1,0	7,1	14,0	21,6 ₈	26,7	28,8	27,3	22,1	14,2	7,8	2,6	14,4
<i>Влажность воздуха, мбар</i>													
Восточный Арнасай оз. Тузкан	4,5	5,3	8,1	12,1	14,1	16,6	17,6	15,7	11,8	9,1	7,2	5,2	10,6
Восточный Айдар	4,7	5,1	7,5	11,6	14,2	16,5	16,5	15,5	12,7	9,4	7,2	5,5	10,5
Западный Айдар	4,6	5,0	7,3	11,1	13,2	16,1	16,6	15,6	13,3	9,7	7,6	5,7	10,5
	4,7	5,1	7,1	11,0	12,9	15,5	16,2	14,7	12,5	9,7	7,6	5,9	10,2
<i>Скорость ветра, м/с</i>													
Восточный Арнасай оз. Тузкан	2,2	2,2	2,2	3,7	2,6	2,6	2,8	2,8	2,0	1,9	2,0	2,2	2,4
Восточный Айдар	2,0	2,0	2,0	4,1	2,9	2,9	3,1	3,1	2,2	2,1	1,8	2,0	2,5
Западный Айдар	2,0	2,0	2,0	3,7	3,6	2,6	2,8	2,8	2,0	1,9	1,8	2,0	2,4
	2,0	2,0	2,0	3,7	2,6	2,6	2,8	2,8	2,0	1,9	1,8	2,0	2,4

были использованы для определения среднемноголетних значений метеорологических характеристик над акваторией озер. Для подсчета характеристик натекающего на водоем воздуха строились карты распределения среднемесячных (за многолетие) значений метеорологических элементов, полученных по показаниям метеорологических станций за период до образования озерной системы. На основании карт в соответствии с повторяемостью ветров различных направлений определялась температура и влажность натекающего воздуха отдельно для восточного и западного плесов озер Айдар, Тузкан и Восточно-Арнасайских озер, для которых определялись метеорологические характеристики, приводимые к значениям над водной поверхностью. Результаты расчета показали, что с образованием озерного массива метеорологический режим над различными частями его акватории стал более однородным, хотя тенденция возрастания континентальности климата с продвижением на запад сохраняется и над акваторией озер (табл. 1).

Выравниванию распределения температуры и влажности воздуха способствовала смена различных подстилающих поверхностей (водная поверхность, солончаки, такры, песчаник) более однородной водной поверхностью и особенности морфологического строения котловины озер. Западный плес оз. Айдар, расположенный в более континентальной зоне, имеет наибольшую среднюю глубину 12—9 м и обладает большим теплозапасом, что в значительной степени влияет на микроклиматические характеристики. В весенне-летний период среднемноголетняя температура поверхности воды в западном плесе на 1—2°C ниже, а в осенний период на 1—2°C выше, чем в оз. Тузкан со средней глубиной 6—3 м и Восточно-Арнасайских озерах с глубинами 2—0,8 м. Термический режим озер характерен для южных мелководных водоемов с интенсивным прогреванием в весенний период, высоким максимумом, достигающим по срочным наблюдениям 30°, и длительным безледоставным периодом. В последние годы отмечались ледовые явления, продолжительность которых составила 10—30 дней, но, согласно климатическим характеристикам, средняя продолжительность ледостава не превышает 5—10 дней и не может значительно сказаться на величине испарения.

Падение уровня, наблюдаемое в озерах, приводит к сокращению испаряющих поверхностей, уменьшению средних глубин (на 3 м за 1970—1975 гг.), сокращению запасов воды и уменьшению влияния водоемов на микроклимат территории. Значение метеорологических характеристик, используемых в дальнейших расчетах (табл. 1), приведены к морфометрическим характеристикам озер, отнесенным к 1970—1975 гг.

Высокая температура воды и воздуха, близость пустынной территории с низкой влажностью воздуха способствовали формированию повышенного испарения с водоемов Арнасайского озерного комплекса. Максимальная интенсивность испарения достигает в летний период по данным плавучего испарителя 12—15 мм/сут при среднемесячных значениях 8—9 мм/сут. Показания берегового

испарителя ГГИ-3000, установленного на северном берегу оз. Тузкан, по которому имеются непрерывные наблюдения в течение двух лет, на 10—15% выше данных плавучего испарителя. При этом редукиционный коэффициент меняется от 0,80 в весенний период, когда происходит более интенсивный прогрев воды в испарителе, до 0,99 в осенний период при больших потерях тепла на испарение с медленно остывающей поверхности озера.

Для бессточных водоемов Арнасайского озерного комплекса величина испарения достаточно точно может быть определена методом водного баланса, тем более что во время экспедиционных исследований были организованы детальные гидрометрические работы [3]. Величина испарения, полученная методом водного баланса, наиболее точно определяется в летний период, когда в структуре водного баланса доминирующее значение имеют три компонента: испарение, дренажный приток и изменение запаса воды в озерах. В зимний и весенний периоды, когда в водном балансе значительная роль принадлежит атмосферным осадкам, величина испарения может быть определена лишь приближенно, поскольку осадки над акваторией озер определяются с погрешностью 10—30%.

Регулярные актинометрические и теплобалансовые наблюдения, которые проводились на береговой метеорологической станции и над открытой водной поверхностью, позволили рассчитать испарение и методом теплового баланса, величина которого соизмерима с данными, полученными водным балансом и наблюдаемыми по

Таблица 2

Наблюдаемые различными методами значения испарения
с оз. Тузкан за 1973 г.

Способ определения	IV	V	VI	VII	VIII	IX
Испаритель в грунте	120	194	291	306	308	184
Испаритель в водоеме		153	274	272	272	182
$E_v = 0,88 E_n =$		125	222	235	268	141
$= \frac{e_0 - e_{200}}{e_0 - e_{200}}$						
По водному балансу		117	215	240	251	150
По тепловому балансу		114	230	248	271	165

испарителю. Несколько повышенные значения, полученные методом теплового баланса, возможно, связаны с недостаточно точным учетом теплообмена между озерами Айдар и Тузкан и теплообменом с дном, величина которого определялась расчетным методом (табл. 2).

Фактически измеренные на плавучем испарителе величины, приведенные к значениям для открытой водной поверхности, согласуются с данными, полученными независимо методами водного и

теплового баланса, и используются в качестве эталона при выборе расчетного метода.

Определение величины испарения за этот же период по различным эмпирическим формулам показало, что многие методы дают близкие результаты с расхождением за весь летний период порядка 6—10%. Основные отклонения в величинах испарения, рассчитанных по эмпирическим формулам, отмечаются для водоемов, находящихся в экстремальных условиях: с преобладанием штилевых условий или при интенсивных ветрах, доходящих до штормовых. Для метеорологических условий, характерных для акватории Арнасайских озер с диапазоном изменения среднегогодовой скорости ветра 2—4 м/с, большинство формул, учитывающих влияние скорости ветра и разности упругости водяного пара, дают близкие результаты (рис. 3). К ним относятся формулы ГГИ [12], А. П. Браславского и З. А. Викулиной [2], региональные зависимости, полученные для Средней Азии В. Н. Рейзвихом [11], для Туркмении —

Н. С. Орловским [10]. Соизмеримые величины получены и при использовании некоторых формул, в которых в качестве исходных данных использованы значения температуры воды и воздуха и дефицита влажности [4, 6, 7].

В условиях, когда ограниченный фактический материал не позволил однозначно выбрать лучший метод расчета, изучение многолетних величин испарения и закономерностей его распределения в различных водоемах и зонах озер выполнялось на основе расчетов по формуле ГГИ с привлечением фактических наблюдений.

Годовая величина испарения, рассчитанная по среднегодовым метеорологическим характеристикам, изменяется в небольших пределах от 1360 на оз. Тузкан до 1320 в западном плесе оз. Айдар и дает представление о величине потерь с центральных плесов озер. Большое разнообразие термических и метеорологических условий по акватории водоемов приводит к тому, что величина испарения в различных зонах каждого водоема может значительно меняться. Наибольшей величины испарение достигает в мелковод-

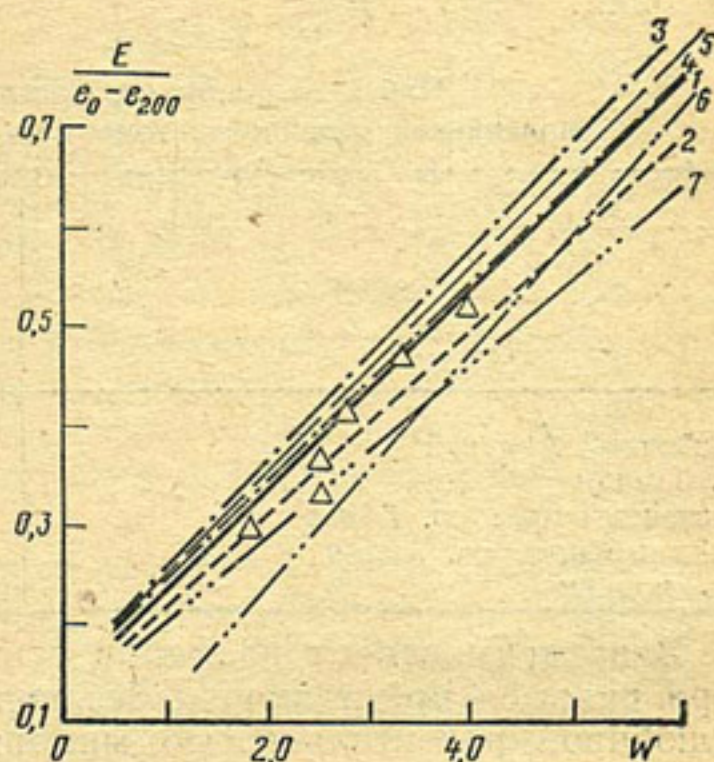


Рис. 3. Зависимость интенсивности испарения от метеорологических факторов по различным расчетным методам. Треугольниками отмечены среднедекадные величины, наблюдаемые на оз. Тузкане:

1 — $E=0,14 (e_0 - e_{200}) (1+0,72 W_{200})$, 2 — $E=0,13 (e_0 - e_{200}) (1+0,72 W_{200})$, 3 — $E=0,15 (e_0 - e_{200}) (1+0,72 W_{200})$, 4 — $E=0,16 (e_0 - e_{200}) (1+0,61 W_{200})$, 5 — $E=0,15 (e_0 - e_{200}) (1+0,63 W_{200})$, 6 — $E=0,12 (e_0 - e_{200}) W_{200}$, 7 — $E=0,12 (e_0 - e_{200}) (1+0,72 W_{200})$

ных отшнурованных водоемах и на участках, зарастающих влаголюбивой растительностью. Площади, занятые этими поверхностями, хотя и составляют небольшую часть всей озерной системы (табл. 3), но достаточно велики и часто концентрируются в отдельных районах, формируя гидрометеорологический режим этих территорий.

Таблица 3

Площади основных испаряющих поверхностей
Арнасайской озерной системы (по состоянию на август 1972 г.)

Водоем	Водная поверхность глубоководной зоны, км ²	Мелководные отшнурованные водоемы, км ²	Площадь влаголюбивой растительности, км ²
Восточный Арнасай	62,4	—	11,8
оз. Тузкан	352,3	5,3	6,0
Восточный плес оз. Айдар	798,4	42,0	19,0
западный плес оз. Айдар	1010,0	103,0	38,0
есть водоем	2223,1	150,3	74,8

В зависимости от размеров отшнурованных водоемов, характера рельефа прилегающих берегов и степени зарастаемости влаголюбивой растительностью микроклиматические характеристики над малыми озерами могут значительно отличаться от центральных плесов озер, в первую очередь, по значениям скорости ветра и температуры воды. Как правило, на защищенных водоемах с небольшими скоростями ветра отмечается более интенсивный прогрев, компенсирующий понижение испарения за счет невысоких скоростей ветра.

Испаритель, установленный на одном из водоемов в прибрежной зоне оз. Тузкан, показал, что в летние месяцы 1973 г. величина испарения на 10—20% выше, чем в центральном плесе озера. Аналитические результаты были получены на Каттакурганском водохранилище Б. Е. Милькисом [8]. Поскольку систематических круглогодичных наблюдений по испарителям и за метеорологическим режимом малых водоемов не проводилось, годовая величина потерь на испарение с отшнурованных водоемов оценивалась методом водного баланса. Водно-балансовые наблюдения на трех небольших озерах площадью 0,5; 2,0; 10 га со средними глубинами 0,5—1,2 м позволили оценить суммарную величину испарения в 1600—1700 мм за 1974 г. Наибольшие отклонения от величины испарения с центральных плесов озер отмечаются в весенний и осенний периоды. В начале периода интенсивного прогрева озер испарение с малых водоемов на 30% выше, чем с центральной области плесов, в осенний период на 10—15% ниже.

Наибольшая величина испарения характерна для районов, заросших влаголюбивой растительностью. В разные фазы вегетации тростника интенсивность испарения меняется, но для больших многолетних тростниковых зарослей получены единые зависимости,

Таблица 4

Многолетние среднемесячные значения испарения с различных водоемов Арнасайского озерного комплекса (приведенные к морфометрическим характеристикам озерной системы 1970—1975 гг.)

Водоем	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Восточный Арнасай оз. Тузкан	26	35	57	88	149	276	337	284	138	84	30	29	1533
	23	18	26	101	157	233	267	245	161	93	32	26	1382
Восточный Айдар	24	19	24	86	151	222	245	247	163	97	37	32	1347
Западный Айдар	23	18	25	90	148	230	256	257	172	98	38	31	1386

связывающие испарение с дефицитом влажности [9]. Согласно проведенным расчетам суммарная величина испарения с водной поверхности и транспирация в 1,7 раза превышают испарение с водной поверхности и могут достигать в районе Арнасайских озер 2600 мм в год.

Средневзвешенная величина испарения с учетом соотношения основных испаряющих поверхностей изменяется для различных водоемов озерного комплекса от 1300 для восточного плеса оз. Айдар до 1500 для Восточно-Арнасайских озер (табл. 4). Потери на испарение с водоемов Арнасайского озерного комплекса составляют в различные годы от 3,4 до 2,5 км³.

В настоящее время водный и солевой режим большинства водоемов Арнасайского озерного комплекса не стабилен. Потери воды на испарение неполностью компенсируются коллекторно-дренажным притоком и атмосферными осадками. Отмечается падение уровня и повышение минерализации воды в озерах. По мере старения озерной системы ожидается дальнейшее, но менее интенсивное обмеление и засоление бессточных водоемов, что скажется и на режиме испарения. Основные изменения будут происходить за счет падения уровня и как следствие более интенсивного прогрева озер в летний период, а также за счет возрастания относительной доли мелководных зон, испарение с которых на 15—20% выше, чем с водной поверхности центральных плесов озер.

Повышение минерализации воды в меньшей степени скажется на интенсивности испарения. Расчеты, выполненные для условий ожидаемого повышения минерализации в отдельных зонах озер до 10 г/л и даже 20 г/л при преобладании сульфато-натриевого типа засоления, показали, что потери на испарение понизятся на 1,5—2,5% по сравнению с характерными значениями для пресной воды.

Таким образом, ожидается постепенное повышение интенсивности испарения и к 1980—1985 гг., когда предполагается стабилизация водного баланса озер, рассчитанная средневзвешенная величина испарения будет приближаться к значениям 1500 мм в год.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Айзенштат Б. А. Климатическое описание Голодной степи. Л., Гидрометеониздат, 1958. 75 с.

2. Браславский А. П., Викулина З. А. Нормы испарения с поверхности водохранилищ. Л., Гидрометеониздат, 1954. 212 с.
3. Горелкин Н. Е., Никитин А. М. Водный баланс Арнасайской озерной системы. — «Труды САРНИГМИ», 1976, вып. 39(120), с. 76—93.
4. Ибрагимов С. С. Корреляционные зависимости между испарением с водной поверхности и гидрометеорологическими факторами. — «Труды САРНИГМИ», 1976, вып. 39(120), с. 120—126.
5. Кожевников В. П. Об определении испарения с водоемов по наблюдениям на наземных плавучих испарителях. — «Труды IV Всесоюзного гидрологического съезда», т. 6, гидрофизика, с. 221—231.
6. Милькис Б. Е., Зайцев А. С. Соотношение между температурой воды и воздуха и вопросы расчета испарения с малых водоемов. — «Вопросы гидротехники», 1967, вып. 22, с. 36—41.
7. Милькис Б. Е., Зайцев А. С. Сравнительная оценка гидрометеорологического метода расчета испарения с водной поверхности в условиях Средней Азии. — «Труды САРНИГМИ», 1966, вып. 111, с. 13—37.
8. Милькис Б. Е., Могильников Л. П., Саатов М. С. Испарение с поверхности Катта-Курганского водохранилища. — «Изв. АН УзССР. Сер. техн. наук», Ташкент, 1960, № 6, с. 56—66.
9. Милькис Б. Е., Чолпанкулов Э. Д. Некоторые результаты исследования испарения с влаголюбивой растительности на землях нового освоения центральной Ферганы. — «Труды САНИИРИ», 1971, вып. 123, с. 83—88.
10. Орловский Н. С. К расчету испарения с водной поверхности в условиях Туркмении. — В кн.: Мелиорация пустынных земель Туркменистана. Ашхабад, «Ылым», 1968, с. 174—186.
11. Рейзвих В. Н., Попова А. Б. Испарение с водной поверхности в условиях Средней Азии. — «Труды САРНИГМИ», 1972, вып. 62(77), с. 57—74.
12. Указания по расчету испарения с поверхности водоемов. Л., Гидрометеониздат, 1969. 84 с.

О ТОЧНОСТИ ИЗМЕРЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТИ ВОДОЕМОВ СРЕДНЕЙ АЗИИ РАДИАЦИОННЫМ ТЕРМОМЕТРОМ

В 1976—1977 гг. экспедицией аэрометодов САРНИГМИ были проведены исследования с целью оценки точности проводимых наблюдений за температурой поверхности воды на водоемах Средней Азии самолетным инфракрасным радиационным термометром.

Применение радиационного метода наблюдений за температурой воды с борта самолета Ил-14 позволяет решать ряд весьма актуальных задач современной гидрологии и, в первую очередь, повысить качество и оперативность термических съемок значительных по площади водоемов Средней Азии, какими являются: Аральское море, озера Иссык-Куль, Арнасай, Сарыкамыш, Сонкуль, Каракуль, Кайраккумское и Чардаринское водохранилища [6].

Экспериментальные измерения температуры воды, снега и льда радиационным термометром проводились и ранее в различных зонах Арктического бассейна [1, 3], однако при этом подчеркивалось, что необходимо проведение исследований по уточнению влияния состояния атмосферы на показания инфракрасного радиометра, а также «...сделать окончательные выводы о соответствии между температурой тонкой пленки и температурой поверхностного слоя воды».

Вопросы ослабления теплового излучения водной поверхности атмосферой рассматривались в ряде работ [2, 4]. Были сделаны выводы об уменьшении погрешности измерения температуры за счет влияния атмосферы при наблюдениях в различных спектральных интервалах и изменении погрешности измерений с различных высот.

Для решения вопросов оценки точности наблюдений по ИК радиометру в условиях различных ландшафтных зон Средней Азии, где высота полета самолета изменяется от 100—200 м на равнине до 1000—2000 м в горах, исследования были проведены в следующих направлениях: 1) параллельные измерения температуры поверхности воды инфракрасным радиационным термометром с самолета Ил-14 и ртутным термометром с плавсредств, а также на водомерных постах озерных станций; 2) сопоставление данных наблюдений по двум ИК радиометрам, установленным на самолете; 3) наблюдения по двум ИК радиометрам с самолета и тепло-

хода, и сравнение данных с показаниями ртутного термометра; 4) зондирование для выявления влияния атмосферы на показания ИК радиометра; 5) оценка влияния состояния водной поверхности на соотношение температуры тонкой пленки и температуры поверхностного слоя воды.

При постановке исследований был использован самолетный малогабаритный инфракрасный радиометр МИР-3 (ЛЭТИ—ЛОГОИН), предназначенный для неконтактного измерения температуры поверхности воды. Регистрация измерений осуществлялась на ленте электронного самописца типа КСП-4. Радиометр МИР-3 имеет следующие технические данные: диапазон измеряемых температур — $2-35^{\circ}\text{C}$, основная погрешность измерений не более $\pm 0,2^{\circ}\text{C}$, чувствительность по КСП-4 10 ± 1 дел/ $^{\circ}\text{C}$, постоянная времени не более 1 с; рабочие условия эксплуатации прибора: температура окружающего воздуха $5-40^{\circ}\text{C}$, относительная влажность 30—80%, угол зрения прибора не более 10° , время выхода на режим не более 40 мин.

При проведении методических работ по оценке точности наблюдений за температурой водной поверхности ИК радиометром его градуировка производилась на борту самолета Ил-14 перед каждой серией наблюдений согласно инструкции [5] для сведения к минимуму инструментальной погрешности измерений, составляющей не более $\pm 0,2^{\circ}\text{C}$.

Одновременные измерения температуры воды ИК радиометром с борта самолета и ртутным термометром с теплохода, катера или лодки были выполнены на озерах Иссык-Куль, Сонкуль, Арнасай, Кайраккумском, Чардаринском, Туюбугузском водохранилищах в различные сезоны года при изменении температуры воды от 4 до 27°C . Расхождения в данных измерений в большинстве случаев не превысили $0,1-0,2^{\circ}\text{C}$ при максимальных отклонениях до $0,5-0,6^{\circ}\text{C}$. Всего было проведено более 100 серий измерений при различных значениях (величины) температуры воды, и, как было выяснено при этом, абсолютные значения температуры воды не оказывают заметного влияния на расхождения в отчетах.

В период проведения термической съемки на оз. Иссык-Куль в июле 1977 г. на самолете Ил-14 было установлено два радиометра МИР-3 с целью проверки технических данных и оценки точности приборов. Диапазон измеренных температур в различных зонах акватории озера составил 3°C , при этом было проведено 30 серий наблюдений (рис. 1).

Отклонение температур от линии связи показаний двух приборов составило в среднем $\pm 0,1^{\circ}\text{C}$ при наибольшем отклонении $\pm 3,0^{\circ}\text{C}$. Разброс точек не превышает полную погрешность измерений радиометрами, составляющую $\pm 0,4^{\circ}\text{C}$. Блок радиометра № 38 был установлен согласно инструкции на удалении 50 см от створок люка и взаимодействие самолета с воздушным потоком на показания прибора влияния не оказывало. На показания радиометра № 25 оказывал влияние теплообмен самолета и атмосферы, так как измерительный блок помещался у створок люка. Именно усло-

виями установки блоков следует объяснить отклонение зависимости температуры воды, измеренной радиометрами № 25 и № 38, от биссектрисы угла и завышение температуры, измеренной радиометром № 25, в среднем на $0,35^{\circ}\text{C}$. Результаты наблюдений по двум ИК радиометрам позволяют говорить о хороших эксплуатационных качествах приборов, удовлетворяющих основным требованиям, предъявляемым к эксплуатации неконтактных измерителей температуры поверхности воды.

Как уже указывалось, весьма актуальным являлось решение вопроса о влиянии состояния атмосферы на показания ИК радиометра в зависимости от высоты наблюдений. Для этого на равнинной территории в августе 1976 г. на Аральском море и в июле 1976—1977 гг. на оз. Иссык-Куль было проведено самолетное зондирование до высоты 5000 м над ур. м.

Маршруты аэротермосъемок при зондировке охватывали площади, характеризующиеся близкими значениями температуры поверхности воды, интервал между которыми не превышал величину инструментальной погрешности прибора.

Влияние слоя атмосферы между радиометром и водной поверхностью проявляется в поглощении радиации парами влаги и некоторой компенсацией этого поглощения противоизлучением атмосферы. Как было показано Е. А. Мартыновой [2], недоучет противоизлучения атмосферы приводил бы к ошибке в определении температуры поверхности воды при высотах наблюдений в 3000 м к 15°C , в то время как реальная величина ошибки составляет $2,5^{\circ}\text{C}$.

По результатам пяти серий наблюдений (6 подъемов и 4 спуска) на Аральском море и пяти серий (5 подъемов и 5 спусков) на оз. Иссык-Куль были получены осредненные величины изменения температуры воды, измеренной ИК радиометром с различных высот.

Разность в значениях температур воды, измеренных с высоты 200 м над водной поверхностью и с высоты 5000 м над ур. м., составила 5°C для Аральского моря и 3°C для оз. Иссык-Куль (рис. 2).

Для Аральского моря в диапазоне высот от 100 до 500 м ошибки в определении температуры за счет влияния атмосферы не превышают значения точности наблюдений по приборам $\pm 0,1 \div 0,2^{\circ}\text{C}$. В диапазоне высот от 1500 до 3000 м тепловое излучение падает на $3,6^{\circ}\text{C}$, а выше 3000 м интенсивность падения снижается в 2 раза, так как на этих высотах резко падает содержание водяных

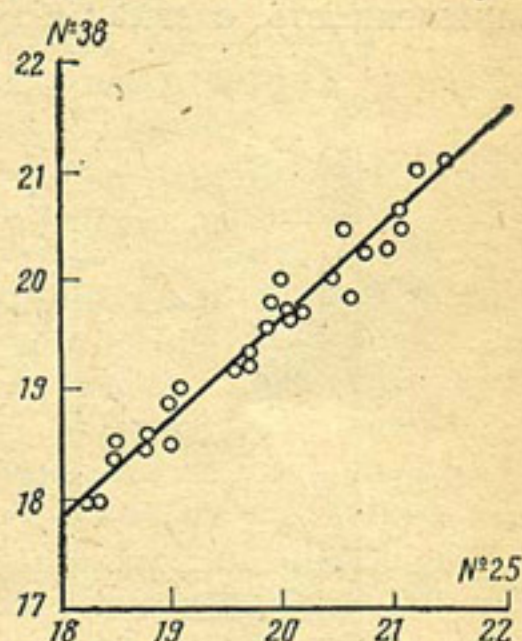


Рис. 1. Зависимость температуры воды измеренной по двум ИК радиометрам

паров, а величина противонизлучения атмосферы понижается пропорционально понижению температуры воздуха.

Для горных территорий, значительно поднятых над уровнем моря, характерна высокая прозрачность атмосферы и ее низкая запыленность, в связи с чем наблюдается равномерное понижение

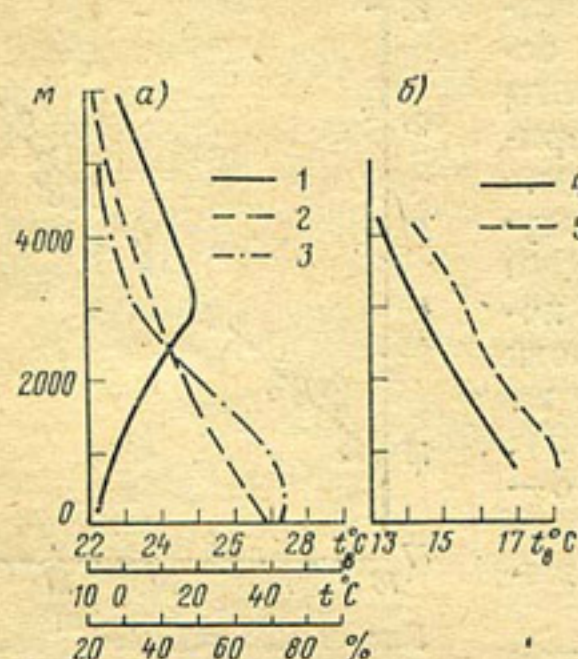


Рис. 2. Распределение температуры воды, воздуха и влажности, измеренной на различных высотах:

a — Аральское море, *б* — оз. Иссык-Куль; 1 — влажность воздуха, 2 — температура воздуха, 3 — температура воды, 4 — температура воды — 25 июля 1976 г., 5 — температура воды — 16 июля 1977 г.

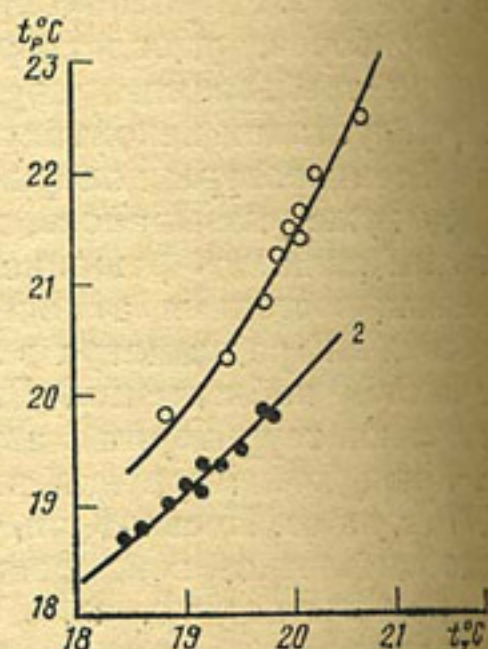


Рис. 3. Связь температур воды измеренной ртутным термометром (t_r) и ИК радиометром (t_p):

1 — штиль, 2 — волнение 2 балла

значений температуры воды, измеренной с высот от 250 до 3000 м над уровнем оз. Иссык-Куль ($H=1600$ м над ур. м.). На высотах более 3000 м над уровнем озера интенсивность падения теплового излучения снижается до $0,2^\circ\text{C}$ на 500 м (рис. 2 б).

Анализ результатов зондирования позволяет сделать вывод, что оптимальными высотами измерения температуры поверхности воды ИК радиометром при наблюдениях в спектральном диапазоне 8,0—13,5 м является интервал высот полета самолета 200—250 м. При условии работы в горах и сложных синоптических условиях на высотах свыше 500 м необходимо производить зондирование с двойным перекрытием высоты наблюдений с целью получения поправок на показания ИК радиометра в зависимости от состояния атмосферы.

При волнении, вследствие ветрового перемешивания, наблюдается выравнивание температур в слое эпилимниона, в связи с чем температура поверхностной пленки идентична температуре слоя, в котором она определяется ртутным термометром. В июле 1977 г. на оз. Иссык-Куль были проведены серии наблюдений ИК радиометром с теплохода «Шторм» при различном состоянии водной поверхности. Сопоставление температур, измеренных в условиях штиля и при волнении 1,5—2 балла, позволило получить

графическую зависимость изменения температуры воды тонкой пленки и поверхностного слоя (рис. 3). Расхождения при волнении не превышают величину точности измерений по прибору, а в состоянии штиля температура поверхностной пленки на $1,0-2,0^{\circ}\text{C}$ выше, чем поверхностного слоя.

Изменение температуры воды происходит во времени и в пространстве, при этом временная характеристика может оказывать весьма существенное влияние на подсчет средней температуры акватории водоема в связи со значительной амплитудой суточного хода температур. В то же время сравнение материалов наблюдений за температурой воды, измеренной с плавсредств и самолета, указывает на более сложную структуру пространственного распределения температур. В сравнении с традиционными методами наблюдений аэротермосъемка позволяет резко сократить время производства наблюдений, осуществлять непрерывную запись информации на ленты самописцев со значительной освещенностью района наблюдений, а также исключить влияние суточного хода, изменения синоптической ситуации и влияние аномальных зон на подсчет средней температуры водоема и ее изменение по акватории.

Производство термических съемок с плавсредств занимает на оз. Иссык-Куль 4—5 сут, на Арнасайских озерах — 3—4 сут, на Кайраккумском и Чардаринском водохранилищах — 2—3 сут, при этом производство съемок весьма зависит от погодных условий и затруднено при сильных ветрах. Амплитуды суточного хода температур воды на водоемах Средней Азии могут достигать $8-10^{\circ}\text{C}$, в связи с чем сокращение времени производства термосъемок до 2—3 ч позволяет исключить весьма существенные ошибки в подсчете средней температуры поверхности водоема.

ВЫВОДЫ

1. Установлена высокая точность и стабильность эксплуатируемых приборов МИР-3, удовлетворяющих основным требованиям, предъявляемым к неконтактным измерителям температуры поверхности воды.

2. Допустимым для измерения температуры воды с самолета является интервал высот 200—250 м. При условии измерений на высотах свыше 500 м необходимо проводить зондирование с двойным перекрытием высоты измерения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Галкина А. И., Спицын В. А. Измерение температуры поверхности воды, снега и льда радиационным термометром. — «Труды ААНИИ», 1970, т. 295, с. 64—68.

2. Мартынова Е. А. Ослабление теплового излучения водной поверхности атмосферой по данным измерений радиационным термометром с самолета.— «Труды ГГО», 1970, вып. 235, с. 142—145.
3. Пармонов А. И., Горбунов Ю. А., Лосев С. М. Наблюдения за температурой поверхности моря с помощью радиационного термометра с самолета ледовой разведки.— «Труды ААНИИ», 1975, т. 326, с. 114—120.
4. Разумовский И. Т. К вопросу о влиянии атмосферы на точность измерения температуры поверхности моря самолетными радиометрами.— «Труды ГГО», 1972, вып. 275, с. 73—77.
5. Руководство по применению аэрометодов в океанологии. ч. II. Л., Гидрометеониздат, 1971, 108 с.
6. Темников С. Н. Результаты использования радиационного термометра для производства термических съемок водоемов Средней Азии.— «Труды САРНИГМИ», 1978, вып. 59(140), с. 100—105.

ЛЕДОВИТОСТЬ И СУРОВОСТЬ ЗИМ НА АРАЛЬСКОМ МОРЕ

Ледовый режим и суровость зим на Аральском море исследовались многими авторами [4—6, 8, 10], при этом в качестве основных характеристик использовались сумма отрицательных средне-суточных температур воздуха и скорость ветра.

В связи с неустойчивостью зимнего периода сезонный ход температуры воздуха различен. Отмечались теплые зимы, с температурой $-5 \div -8^{\circ}\text{C}$ (январь — февраль). В холодные зимы температура в эти месяцы $-20 \div -25^{\circ}\text{C}$.

В табл. 1 приводятся помесечные и за сезон суммы отрицательных температур воздуха за холодный период. В Атласе льдов Аральского моря [1] приводятся графики интегральных сумм отрицательных температур за холодный период по гидрометстанции Аральское море (1932—1965 гг.), где выделены три типа суровости зим: мягкой, умеренной, суровой по градациям: суровая зима 1600 градусо-дней и более, умеренная — 900—1600, мягкая — 900.

В общих сведениях о ледовых явлениях [1] для каждой станции указан тип зимы на Аральской ГМС, но не указано, с какого графика были взяты эти типы и каким образом произведено температурное районирование акватории моря. У других авторов разделение типов зим по трем градациям объясняется удобством составления ледовых атласов [3, 4] при отсутствии достаточного количества материалов для анализа. Так, у А. И. Сачковой [4] рассмотрен вопрос суровости зим и отдельных месяцев для выяснения условий образования и разрушения льда. Подсчеты интегральных сумм холода были взяты как среднее по четырем гидрометеостанциям: Уялы, Муйнак, Ак-Тумсук, Аральское море за ноябрь — апрель с 1945 по 1960 г. Там же представлена таблица градаций пределов интегральных сумм для различных типов зим.

С 1961 по 1972 г. А. Н. Косарев произвел подсчет интегральных сумм за весь зимний период, используя буквенные индексы и градации градусо-дней мороза (суровая зима — более 1000, умеренная — 1000—500, мягкая — меньше 500) [3].

Но в работе Косарева не указано, как был произведен пересчет по ГМС Ак-Тумсук, которая была закрыта в 1964 г. При использовании данных о температуре воздуха на ГМС Муйнак Косарев исходил из длинного ряда наблюдений, но все ледовые наблюдения проводятся на ГМС Тигровый, которая является наиболее репрезентативной станцией для характеристики ледового режима юго-западной части Аральского моря.

Ледовый режим за зимы различной суровости

Станция	Максимальная толщина льда	Теплая зима (1965/66 г.)						Холодная зима (1968/69 г.)								
		XI	XII	I	II	III	за зиму	число дней со льдом	XI	XII	I	II	III	за зиму	число дней со льдом	Максимальная толщина льда
Аральское море	52	27 1,4	170 -4,6	402 -8,3	541 -5,8	582 1,7	582	126	73 -2,2	526 -14,6	1321 -25,3	1856 -19,4	2054 -6,4	2054	163	115
Баян	32	24 2,9	32 -3,2	226 -7,1	322 -4,0	356 2,1	356	82	52 -1,0	373 -10,7	1080 -22,8	1558 -17,1	1682 -4,0	1682	133	98
Уяны	28	7 4,2	55 -1,9	196 -4,4	258 -1,7	274 3,6	274	74	22 0,7	215 -6,2	770 -17,9	1172 -14,4	1278 -3,0	1278	135	98
Тигровый	10	1 5,6	16 1,3	70 -4,9	109 -1,2	114 3,6	114	41	— 3,9	123 -3,4	588 -15,0	952 -13,0	1072 -3,4	1072	118	74
Лазарева		— 6,9	9 2,8	46 -0,4	82 -0,8	92 2,4	92	10	— 5,7	62 -1,6	545 -15,6	966 -13,6	1095 -3,9	1095	106	90
Барса-Кельмес	35	7 5,0	52 -0,6	210 -4,9	288 -3,4	316 1,5	316	70	4 2,7	200 -6,3	821 -20,2	1271 -16,1	1415 -4,5	1415	122	93

П р и м е ч а н и е. Числитель — сумма отрицательных температур, знаменатель — средняя месячная температура.

В последние годы уровень Аральского моря понизился и ГМС Муйнак в настоящее время находится на значительном расстоянии от побережья. В связи с этим использовать ее для типизации зим было бы неверным, тем более что на ГМС Тигровый — достаточный ряд наблюдений как за температурой воздуха, так и за ледовым режимом моря.

Из анализа приведенных работ следует, что сопоставимость их результатов затруднена из-за разного подхода в решении вопроса типизации зим. В связи с этим нами предложена типизация зим, исходя из географического районирования акватории Аральского моря и его климатических особенностей. При гидрологическом районировании моря Косарев исходил из совокупности гидрологических и гидрохимических характеристик, учитывающих морфометрию прибрежной части и влияние рек Амударьи и Сырдарьи. В зимний период хорошей характеристикой является распределение среднемесячных температур воздуха по акватории и территории, прилегающей к морю.

В работе О. М. Житомирской [2] представлены среднемесячные температуры воздуха по станциям и показаны изотермы января. Из приведенных схем распределения температур в зимнее время видно смягчающее влияние моря на климат прибрежной территории, ширина которой составляет 30—50 км. В центре моря из-за наличия открытой водной поверхности в зимний период выделяется район с повышенной температурой к западу от ГМС остров Лазарева и ГМС Барса-Кельмес до береговой линии. Северный район выделен в самостоятельный из-за однородного температурного режима. По данным ГМС Аральское море и ГМС Баян можно судить о ледовом режиме северной части акватории. Восточный мелководный район от устья р. Сырдарьи до о. Толмачева характеризуется данными по ГМС Уялы, а южная часть акватории моря — по ГМС Тигровый. Таким образом, в результате анализа выделено четыре района: северный, восточный, южный и западный.

Акватория моря вытянута с севера на юг на 400 км и естественная климатическая разница между интегральными суммами отрицательных температур по ГМС Тигровый и Аральское море может быть весьма значительной. Так в суровые зимы эта разница может составлять 50%, а в теплые — 200—250%. Это говорит о смягчающем влиянии открытой части моря, т. е. свободной ото льда. Самым теплым местом на акватории является район между западным берегом и о. Лазарева, а наиболее репрезентативной метеостанцией для всего моря является о. Барса-Кельмес, по данным которой получается наиболее тесная зависимость со средней температурой воздуха по станциям Аральское море, Уялы, Тигровый, о. Лазарева.

Для определения суровости по месяцам использовалась табл. 2 с градациями пределов интегральных сумм отрицательных температур. Из-за малого ряда наблюдений (17 лет) трудно говорить о повторяемости различных типов зим с достаточной точностью, но если использовать материалы Сачковой, то общий ряд составит

Интервалыные суммы среднесуточных отрицательных температур воздуха для зимних месяцев на Арабском море

Месяц	Тип месяца по суровости	Интервалыных сумм, °С	Число зим с данным типом месяца
Ноябрь	М	<30	13
	У	30—100	15
	С	>100	4
	М	<100	10
	У	100—300	17
	С	>300	5
Декабрь	М	<100	10
	У	100—300	17
	С	>300	9
	М	<300	17
	У	300—500	6
	С	>500	6
Январь	М	<500	8
	У	500—900	20
	С	>900	4
	М	<500	8
	У	500—1000	18
	С	>1000	6
	М	<500	5
	У	500—1000	22
	С	>1000	6

32 года. При выборке из этого ряда суровые зимы повторяются в 15% случаев, умеренные — в 70%, мягкие — в 15%. Распределение суровых и мягких зим неравномерное, но отчетливо прослеживается.

Ледовитость Арабского моря (%)

Год	Ноябрь			Декабрь			Январь			Февраль		
	III декада	I декада	II декада	III декада	I декада	II декада	I декада	II декада	III декада	I декада	II декада	III декада
1964	23—20	8—34	16—34	26—53	1—95	13—92	14—95	20—100	11—100	3—60	6—100	20—100
1965	23—20	8—34	16—34	26—53	1—95	13—92	14—95	20—100	11—100	3—60	6—100	20—100
1966	23—20	8—34	16—34	26—53	1—95	13—92	14—95	20—100	11—100	3—60	6—100	20—100
1967	23—20	8—34	16—34	26—53	1—95	13—92	14—95	20—100	11—100	3—60	6—100	20—100
1968	23—20	8—34	16—34	26—53	1—95	13—92	14—95	20—100	11—100	3—60	6—100	20—100
1969	23—20	8—34	16—34	26—53	1—95	13—92	14—95	20—100	11—100	3—60	6—100	20—100
1970	23—20	8—34	16—34	26—53	1—95	13—92	14—95	20—100	11—100	3—60	6—100	20—100
1971	23—20	8—34	16—34	26—53	1—95	13—92	14—95	20—100	11—100	3—60	6—100	20—100
1972	23—20	8—34	16—34	26—53	1—95	13—92	14—95	20—100	11—100	3—60	6—100	20—100
1973	23—20	8—34	16—34	26—53	1—95	13—92	14—95	20—100	11—100	3—60	6—100	20—100
1974	23—20	8—34	16—34	26—53	1—95	13—92	14—95	20—100	11—100	3—60	6—100	20—100
1975	23—20	8—34	16—34	26—53	1—95	13—92	14—95	20—100	11—100	3—60	6—100	20—100
1976	23—20	8—34	16—34	26—53	1—95	13—92	14—95	20—100	11—100	3—60	6—100	20—100
1977	23—20	8—34	16—34	26—53	1—95	13—92	14—95	20—100	11—100	3—60	6—100	20—100
Среднее	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. Первое число в графе — дата возникновения ледовитости, второе — конец

ся увеличение сумм холода в последние годы. Так по подсчетам Косарева [10] за 11 лет с 1961 по 1972 г. средняя интегральная сумма отрицательных температур составила — 744°C, а по нашим данным за период с 1965 по 1977 г. получилось — 850°C.

Одной из причин повышения суровости является увеличение общей ледовости на Аральском море. Ледовитость моря изучалась с 1950 г. Первые ледовые разведки выполнялись на самолетах малого радиуса действия, поэтому результаты наблюдений давали только распределение льда у берегов, а в центральной части моря картирование не производилось. В работе Сачковой [4] приводятся карты вероятности появления льда на Аральском море по месяцам зимнего периода 1950—1965 гг. [11]. Период 1965—1970 гг. проанализирован В. В.

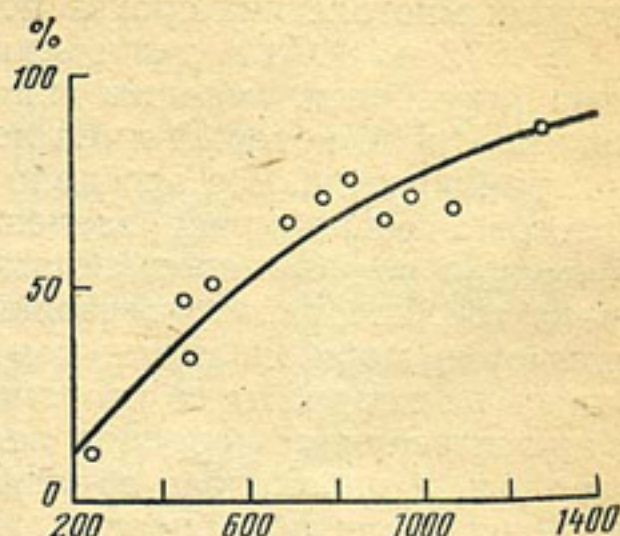


Рис. 1. Зависимость ледовитости от суммы отрицательных температур

Таблица 3

по данным ледовых авиаразведок

Февраль	Март			Апрель			Период ледостава Σ дней	Число разведок	Среднезвешенная ледовитость, %
III декада	I декада	II декада	III декада	I декада	II декада	III декада			
21—96	1—97	10—88	20—77	10—20	12—2	22—21	106	8	54
	3—81	11—62	23—45				111	11	48
		16—14	26—3				73	3	49
	5—99	16—92	23—89				129	8	53
24—82	1—89		21—43	3—9	19—26	24—11	82	8	39
			29—10						
		18—100	28—100				133	10	71
21—100	2—59	12—58	30—25	5—10	12—15		118	13	38
		19—42							
	4—61	18—59	27—51				135	10	41
		13—100	23—90				117	9	67
22—94			22—75	7—81	19—8		94	7	71
			22—100				119	8	68
	6—88	16—79	28—18				92	9	54
	6—95	18—93	28—89				99	8	58
27—97	2—100	18—91		1—65	18—30		107	7	70
		18—94							
23—94	3—85	16—754	25—58	6—44	16—20				56

ледовитости.

Оганесяном по картам ледовых разведок и сведениям береговых станций о ледовом покрове, в результате чего построены карты средних многолетних сроков появления и очищения моря ото льда.

С 1972 по 1978 г. экспедиция аэрометодов САРНИГМИ проводила регулярные ледовые авиаразведки на Аральском море с самолета Ил-14, который имел летное время 8 ч и среднюю скорость полета 250 км/ч. Все это дало возможность получить сведения о пространственном распределении льда по всей акватории моря. Методика расчета средней ледовитости на дату разведки аналогична той, которая использована у авторов Атласа льдов [11], т. е. акватория моря на схеме карты-бланка ледовой разведки разбивалась на квадраты со стороной 20' по долготе и 30' по широте и в них вычислялась средняя ледовитость, затем эти данные суммировались и находилась средняя ледовитость для всего моря.

Всего были обработаны данные 119 авиаразведок за 1964—1977 гг., а результаты сведены в табл. 3.

Кроме ледовых разведок, использовались спутниковые фотографии, где картировалась ледовая обстановка на дату съемки. Методика картирования изложена в работах [7, 9]. Результаты сравнения аэровизуальных наблюдений и спутниковых материалов дали хорошую сходимость, разница составила $\pm 5\%$.

Полученная средняя ледовитость на дату съемки связывалась с интегральной суммой отрицательных температур воздуха, что дает возможность оценить ледовитость Аральского моря по суровости зим как по месяцам, так и за зимний период в целом (рис. 1), причем коэффициент корреляции 0,78, что согласуется с данными ряда авторов.

ВЫВОДЫ

Оценена связь температур воздуха по станциям и выделены районы с характерными особенностями температурного режима. Самой информативной для расчетов средних характеристик по акватории моря является ГМС Барса-Келмес.

Проведена типизация зим по интегральным суммам отрицательных температур воздуха, измеренным на станциях. Выделены три типа зим: мягкая, умеренная и суровая.

Получена средняя ледовитость на акватории моря для даты съемки (средняя многолетняя).

Оценена связь интегральных сумм отрицательных температур воздуха и средней ледовитости для ее прогнозирования.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас льдов Аральского моря. Ташкент, 1970, 64 с.
2. Житомирская О. М. Климатическое описание района Аральского моря. Л., Гидрометеониздат, 1964. 67 с.
3. Косарев А. Н. Гидрология Каспийского и Аральского морей. Л., Гидрометеониздат, 1975. 272 с.
4. Купецкий В. Н. Замерзает ли Аральское море? — «Изв. ВГО», 1959, т. 91, вып. 6, с. 542—546.

5. Оганесян В. В. Особенности ледового режима Аральского моря и возможности его прогнозирования.— «Труды Гидрометцентра СССР», 1973, вып. 127, с. 123—130.
6. Оганесян В. В. Долгосрочный прогноз ледовитости Аральского моря.— «Труды Гидрометцентра СССР», 1975, вып. 161, с. 108—116.
7. Прокачева В. Г. Возможности картирования ледовой обстановки на крупных озерах по снимкам с искусственных спутников земли.— «Метеорология и гидрология», 1973, № 9, с. 48—55.
8. Сачкова А. И. О ледовых условиях на Аральском море.— «Труды НИИАК», 1962, вып. 17, с. 37—43.
9. Темников С. Н. О возможности использования спутниковых фотографий при картировании снежного и ледяного покрова.— «Океанология», 1973, № 3, с. 517—523.
10. Цуриков В. Л. Некоторые данные о льдах Аральского моря.— «Изв. ВГО», 1939, т. 71, вып. 8, с. 1200—1219.
11. Яушева Г. Ш. Опыт составления прогнозов замерзания и вскрытия Аральского моря.— «Труды ТашГО», 1956, вып. 12(13), с. 122—128.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О МОРФОМЕТРИИ САРЕЗСКОГО ОЗЕРА

В последнее десятилетие одной из центральных водохозяйственных проблем в Средней Азии является проблема Сарезского озера, к решению которой в настоящее время привлечены многие министерства и ведомства. В настоящее время основными задачами в изучении озера являются: оценка прорывоопасности водоема и разработка мероприятий, направленных на предотвращение угрозы прорыва Усойского завала, а также составление схем по использованию водных ресурсов водоема и р. Бартанг для целей ирригации и гидроэнергетики.

Сарезское озеро, расположенное в среднем течении р. Бартанг (Мургаб), образовалось в феврале 1911 г. вследствие подпруживания русла реки гигантским оползнем-обвалом тектонического происхождения. За менее чем семидесятилетний период своего существования озеро постоянно привлекало к себе внимание исследователей. В этот период район Сарезского озера посетило около 30 комиссий и экспедиций.

Наибольший вклад в изучение озера и Усойского завала внесли: Г. А. Шпилько, И. А. Преображенский, В. А. Афанасьев, В. В. Акулов, И. Е. Горшенин, В. В. Пославский, В. Н. Рейзвих и др. [1, 2, 4—8]. Однако несмотря на столь повышенный интерес к озеру морфология чаши и ее морфометрические характеристики до самого последнего времени были изучены недостаточно полно.

Таблица 1

Морфометрические характеристики Сарезского озера

Год	Экспедиция	Максимальная глубина, м	Длина озера, км	Максимальная ширина, м	Площадь озе- ра, км ²	Объем, км ³
1911	А. Шульц	—	2	500	—	—
1913—14	Г. А. Шпилько	279	28	1300	—	—
1915	И. А. Преображенский	352	—	—	—	—
1926	О. К. Ланге	477	70—75	—	—	—
1934	В. А. Афанасьев	486	68	3000	—	—
1946	В. В. Акулов	505	61	3380	88	17,5

Рядом исследователей определялись лишь некоторые из них (табл. 1), при этом последние определения относились к 1946 г. [1].

Морфометрические характеристики, приведенные в табл. 1, дают возможность проследить процесс наполнения чаши озера. При этом основным показателем является наибольшая глубина и интенсивность ее роста. С 1943 г. наблюдается стабилизация в режиме наполнения озера с хорошо выраженными сезонными колебаниями уровня воды, в то же время отмечается некоторая тенденция к росту уровня [3].

При разработке схемы комплексного использования водных ресурсов бассейна р. Бартанг и мероприятий по ликвидации угрозы прорыва Усойского завала в первую очередь встал вопрос о достоверности данных об объеме воды в Сарезском озере и других морфометрических характеристиках. По данным различных авторов объем озера оценивался от 17 до 22 км³, так как детальных промеров озера выполнено не было.

В 1976 г. УГМС Таджикской ССР было начато производство детальной батиметрической съемки озера, с тем чтобы установить его морфометрические характеристики. Вследствие воздействия горно-долинных ветров на озере наблюдается значительное ветровое волнение. Отсутствие плавсредств, рассчитанных для работ при волнении в 1—3 балла, не позволило провести промеры в летний период, в связи с чем они были выполнены в феврале-апреле 1976 и 1977 гг. со льда.

Учитывая суровость климата высокогорья, отсутствие опыта производства подобных работ и отсутствие жилья, первоначально в 1976 г. планировалось проведение промеров лишь в Лянгарском заливе. В качестве средства передвижения и переброски экспедиционного оборудования по льду озера был использован мотоцикл с коляской («Урал»), что позволило значительно повысить производительность работ.

Промеры выполнялись по поперечным профилям, расположенным на расстоянии 1 км друг от друга (рис. 1). Промерные точки на профилях намечались через каждые 100 м. Отсутствие в этот период крупномасштабной топоосновы значительно усложнило закрепление профилей на местности. Поэтому для увязки намечаемых створов и промерных точек и для дальнейшего нанесения их на топоплан велась тахеометрическая съемка. В качестве промерного троса использовался телефонный кабель со стальной жилой на гидрометрической лебедке со счетчиком. Преимуществом промеров со льда явилось точное определение местоположения промерных точек, а также высокая точность измерения глубин. В зиму 1976 г. был промерен Лянгарский залив и самая глубоководная область озера от завала до залива. В 1977 г. работы были продолжены и промеры озера полностью завершены к 10 апреля. Всего было разбито 58 поперечников и произведено определение глубин в семистах промерных точках. Быстрому окончанию работ способствовало применение механических ледовых буров и исполь-

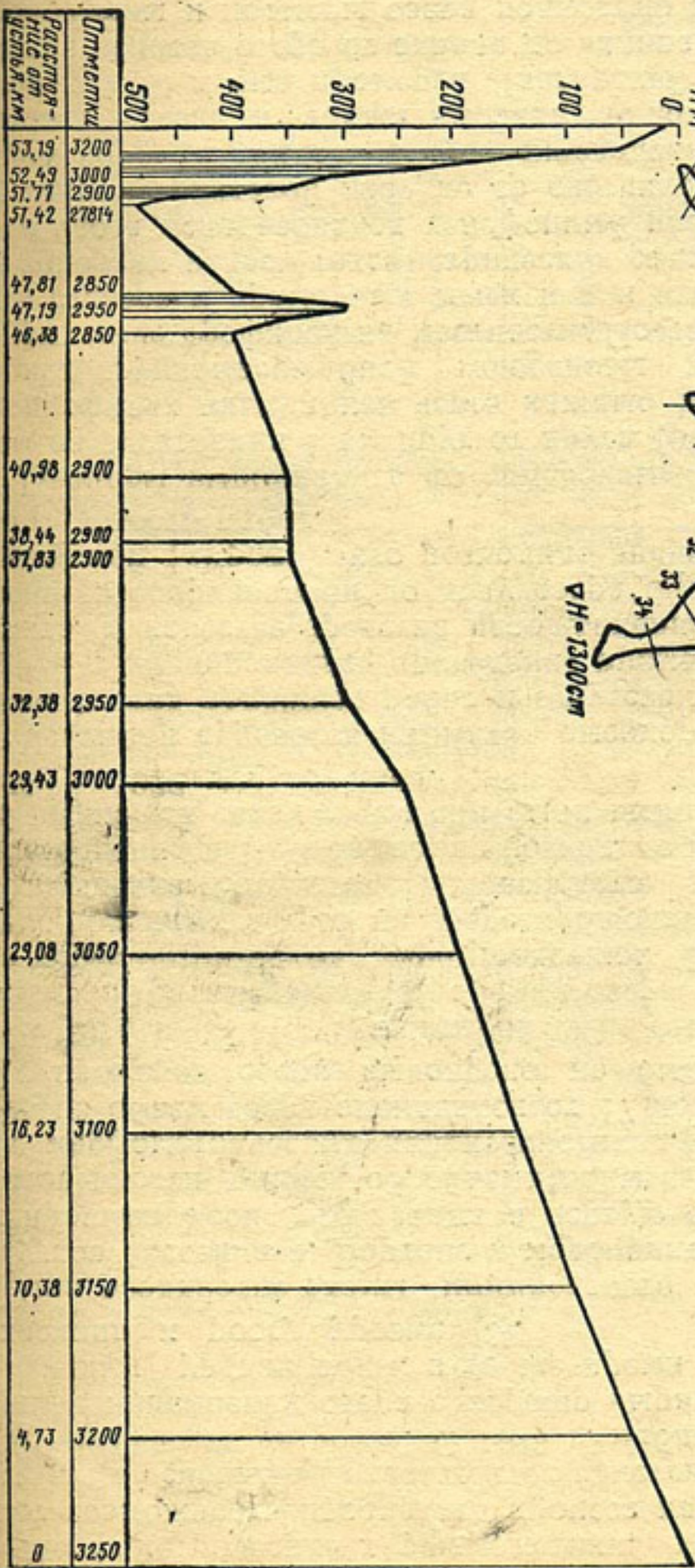
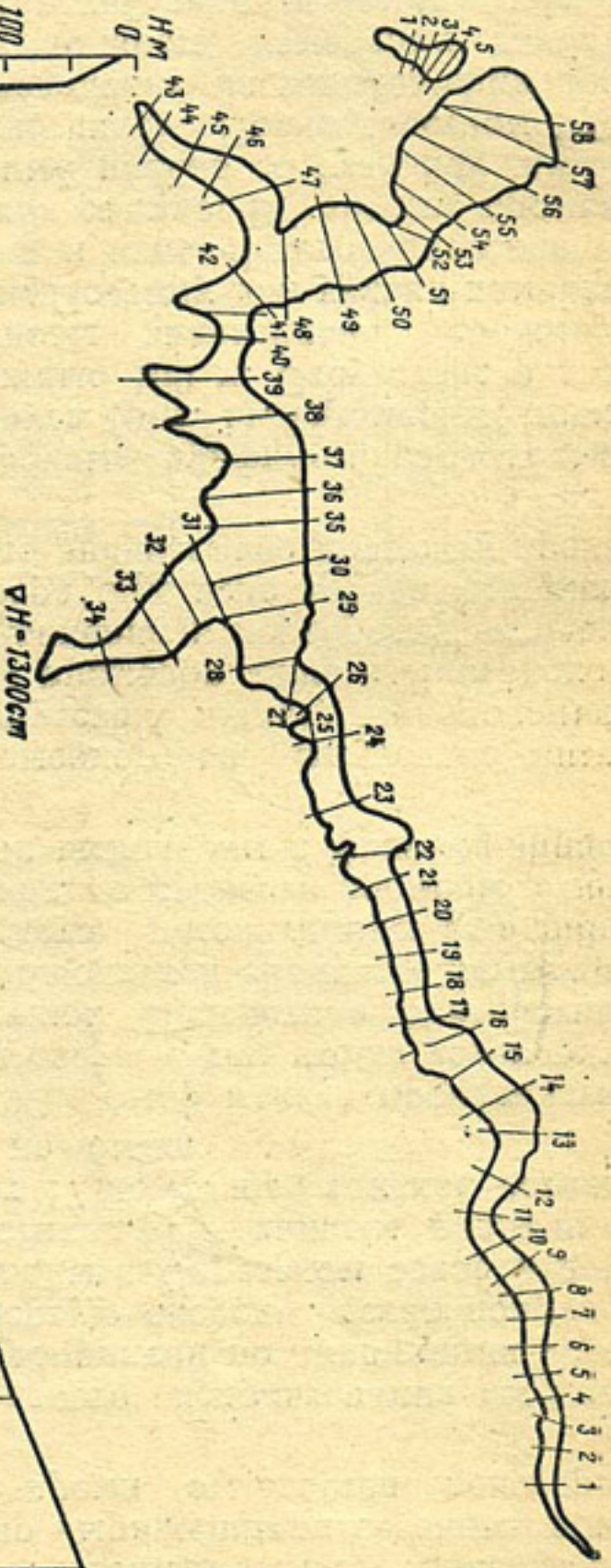


Рис. 1. Схема расположения поперечных створов и продольный профиль Сарезского озера

зование для передвижения и переброски оборудования снегоходов «Буран».

В связи с тем, что промерные работы велись в течение двух зимних периодов, а уровень воды в озере испытывал при этом сезонные колебания, измеренные глубины были приведены к единому уровню по водомерному посту Ирхт от 27 февраля 1976 г., который составил 1360 см над нулем графика (табл. 1). В дальнейшем репер водомерного поста Ирхт был привязан к госсети, и уровень в 1360 см соответствует отметке 3252,87 м. По измеренным и приведенным к единому уровню воды глубинам была построена батиметрическая карта в масштабе 1:10 000 с изобатами через 50 м.

Акватория озера делится на три морфологические зоны: наиболее глубоководную — западную, от завала до Лянгарского залива; глубоководную центральную — от Лянгарского залива до устья реки Даувлат, расширяющуюся в районе Марджанайского залива, и мелководную узкую восточную зону. Наиболее глубоководные зоны с глубинами до 400 м и более расположены в приплотинной части озера: первая — в 1,5 км от завала длиной до 2 км (до резкого сужения), и шириной 80—100 м, вторая таких же размеров — к северу от Лянгарского залива.

Области максимальных глубин совпадают с затопленным руслом р. Мургаб. Это наглядно иллюстрирует поперечный профиль № 48 (рис. 1), выбранный ниже Лянгарского залива. Максимальная глубина 421 м здесь указывает на русло р. Мургаб, а максимальная глубина в 386 м у левого берега — на бывшее русло р. Лянгар.

Область глубин свыше 400 м занимает площадь в 5 км². Наибольшая глубина, измеренная при промерах, составила 486 м, а максимальная при УВВ — 496,9 м. Глубины свыше 300 м занимают территорию более 20 км², повторяя очертания берегов и распространяясь на 20 км к востоку от завала. До впадения притока Ватасаиф глубины не превышают 200 м, а глубины до 100 м занимают площадь в 58,4 км². В верхней зоне они не превышают 10—15 м.

При выполнении в 1943 г. промеров в западной части озера И. Е. Горшениным было отмечено своеобразное распределение глубин этой зоны. На участке между 51 и 54 поперечниками наблюдалось резкое сужение русла и его исчезновение.

Было сделано предположение, что русло р. Мургаб не обнаружено вследствие недостаточной частоты и точности промеров и относительно небольшой ширины затопленного русла на этом участке. При промерах 1976 г. было сделано предположение о существовании подводного поднятия, приходящегося на наиболее узкую область западной зоны. В дальнейшем на километровом участке сужения было организовано 5 поперечных створов, промерные точки на которых располагались менее чем через 100 м. Русло р. Мургаб обнаружить не удалось. С правого берега этого сужения наблюдается ярко выраженная ниша оползня, который, вероятно,

произошел одновременно с Усойским завалом, но меньшего объема.

В настоящее время в этом районе наблюдаются обвалы небольшого объема, увеличивая тем самым высту подводной плотины. Плотина возвышается над дном озера на 160 м, имеет ширину 170 м и длину 1100 м.

В формировании котловины Сарезского озера первостепенное значение принадлежит процессам заиления — занесения чаши в результате аккумуляирования твердого стока притоков и переформирования берегов.

Наиболее интенсивно эти процессы прослеживаются от устья р. Мургаб на протяжении 10—12 км, а также в зонах впадения значительных боковых притоков — Лянгар, Каттамарджанай и др., которые играют весьма существенную роль в процессах накопления донных отложений.

Волнение, течения, геологические процессы и режим колебания уровня воды способствуют интенсивной переработке берегов. Крутые, обрывистые берега, сложенные гигантскими осыпями, постоянно обрушиваются в озеро, оказывая влияние на формирование берегов и их морфологию.

Роль продуктов обрушения берегов в занесении озера весьма значительна и, по-видимому, соизмерима с объемом твердого стока рек, так что их недоучет при дальнейших наблюдениях может привести к существенным ошибкам.

При разработке мероприятий по частичному опорожнению

Таблица 2

Морфометрические характеристики Сарезского озера
при уровне высоких вод

Элемент	Обозначение	Величина
Отметка уровня воды озера, м	H	3260,83
Площадь водосбора, км ²	F	16200
Площадь зеркала озера, км ²	f	79,4
Длина озера, км	l	55,3
Ширина наибольшая, км	$b_{\max}$	3,3
Ширина средняя, км	$b_{\text{ср}}$	1,44
Глубина наибольшая, м	$h_{\max}$	496,9
Глубина средняя, м	$h_{\text{ср}}$	200,0
Объем водной массы, км ³	V	15,85
Длина береговой линии, км	L	161,9
Показатель:		
удельного водосбора	F/f	204,0
условного водообмена	Q/V	0,09
удлиненности	$l/b_{\text{ср}}$	38,4
компонентности	$b_{\text{ср}}/b_{\max}$	0,43
развития акватории	$f_{\text{кр}}/f$	26,4
относительной глубины	$h_{\text{ср}}/\sqrt{f}$	46,5
формы озерной чаши	$h_{\text{ср}}/h_{\max}$	0,40

озера и проектированию ГЭС необходимо учесть наличие подводной плотины в призавальной зоне.

Полученные в результате проведенных исследований морфометрические характеристики озера приведены в табл. 2 и 3.

Акватория Сарезского озера характеризуется сложной формой, повторяющей очертания долины и сужающейся в восточном на-

Таблица 3

Координаты зависимости объемов и площадей зеркала
от уровня воды в озере

Отметка, м	Объем, км ³	Площадь, км ²	Отметка, м	Объем, км ³	Площадь, км ²
3260,83	15,85	79,40	3006,00	2,18	29,97
3256,00	15,27	78,54	2956,00	1,03	16,18
3206,00	11,51	72,01	2906,00	0,45	6,82
3156,00	8,33	54,85	2856,00	0,19	3,78
3106,00	5,79	47,13	2806,00	0,05	1,79
3056,00	3,77	33,80	2763,93	0	0

правлении. Длина озера при УВВ равна 55,3 км, наибольшая ширина 3,3 км при средней ширине 1,44 км.

По площади водной поверхности озеро относится к категории «средних» и характеризуется как удлиненное и среднекомпактное (табл. 2).

По показателю развития акватории, определенного как отношение площади круга, длина окружности которого равна длине береговой линии, к площади озера $U = 0,08 \frac{L^2}{F} = 26,4$, озеро характеризуется как сильно расчлененное, а по характеру глубин — как «очень глубокое» ($h_{отн} = \frac{h_{ср}}{\sqrt[3]{F}} = 46,5$). По форме котловины

тяготеет к конусу.

Показатель удельного водосбора указывает на весьма существенное влияние окружающих ландшафтов на режим озера, в то же время показатель условного водообмена характеризует водную массу водоема как весьма стабильную, формирующуюся под действием внутренних процессов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Акулов В. В. Некоторые наблюдения над состоянием Сарезского озера в 1946 г.— «Изв. ВГО», 1948, т. 80, вып. 3, с. 246—258.
2. Афанасьев В. А. Сарезское озеро.— «Соц. наука и техника», 1938, № 7, с. 69—77.

3. Гидрометеорологический режим бассейна Сарезского озера.— «Труды ГГИ», 1977, вып. 246, с. 34—57. Авт.: Т. П. Гронская и др.
4. Ланге О. К. Современное состояние Усойского завала.— «Изв. САГО», 1929, т. 19, с. 11—17.
5. Пославский В. В. Об одной катастрофе на Памире.— «Гидротехника и мелиорация», 1968, № 3, с. 98—116.
6. Преобрженский И. А. Усойский завал.— В кн.: Материалы по общей и прикладной геологии, 1920, вып. 14, Пг., 21 с.
7. Рейзвих В. Н. Основные черты гидрометеорологического режима Сарезского озера.— «Сб. работ ТашГМО», 1970, вып. 4, с. 29—48.
8. Шпилько Г. А. Землетрясение на Памире и его последствия.— «Изв. ВГО», 1914, т. 1, вып. 11, с. 69—94.

СОДЕРЖАНИЕ

А. М. Никитин, Н. Е. Горелкин. К вопросу гидрометеорологического обоснования эксплуатации и охраны водных ресурсов озер и водохранилищ Средней Азии	3
В. А. Николаенко, Л. Н. Даниелова, А. М. Никитин. Антропогенное влияние на изменение химического состава вод бассейна Кашкадарьи	10
Н. Е. Горелкин, В. А. Гороховский. Гидрохимическая характеристика Восточно-Арнасайских озер	17
Н. Е. Горелкин. Солевой баланс Арнасайской озерной системы	25
Д. Д. Нурбаев. Солевой баланс Кайраккумского водохранилища	41
Н. Е. Горелкин, А. М. Казаков, Д. Д. Нурбаев. Проникновение солнечной радиации в водные массы Чарвакского водохранилища	47
В. А. Гороховский, А. М. Казаков, Д. Д. Нурбаев. Термический режим и тепловой баланс Чарвакского водохранилища	53
Н. Е. Горелкин, И. Б. Милькис. Испарение с водоемов Арнасайского озерного комплекса	59
С. Н. Темников, А. М. Никитин. О точности измерения температуры поверхности водоемов Средней Азии радиационным термометром	69
С. Н. Темников. Ледовитость и суровость зим на Аральском море	75
Г. А. Керносов. Новые данные о морфометрии Сарезского озера	82

Труды САРНИГМИ, вып. 66(147)

ОЗЕРА И ВОДОХРАНИЛИЩА
СРЕДНЕЙ АЗИИ

Редактор Н. Г. Черникова

Техн. ред. Т. П. Сафонова

Корректоры Л. Б. Афанасьева и Р. З. Землянская

Т-19095 Сдано в набор 7/VI 1979 г. Подписано
к печати 26/X 1979 г. Индекс М-М-118. Формат
60×90¹/₁₆. Бумага тип. № 2. Литер. гарн. Печать
высокая. Печ. л. 6,0. Уч.-изд. л. 6,02. Зак. 1094.
Цена 40 коп. Тираж 440 экз.

Московское отделение Гидрометеониздата.
Москва 107061. Бужениновская ул., 42/1

Московская типография № 32 Союзполиграфпрома
при Государственном комитете СССР по делам
издательств, полиграфии и книжной торговли.
Москва, 103051, Цветной бульвар, 26.

К вопросу гидрометеорологического обоснования эксплуатации и охраны водных ресурсов озер и водохранилищ Средней Азии. Никитин А. М., Горелкин Н. Е. Труды САРНИГМИ, 1979, вып. 66(147), с. 3—9.

Рассматриваются основные направления в изучении гидрометеорологического режима озер и водохранилищ Средней Азии с учетом особенностей их распространения и водохозяйственного использования. Даны рекомендации об использовании современных технических средств и методов наблюдений.

Библ. 7.

УДК 556.531.4+556.551

Антропогенное влияние на изменение химического состава вод бассейна Кашкадарьи. Николаенко В. А., Даниелова Л. Н., Никитин А. М. Труды САРНИГМИ, 1979, вып. 66(147), с. 10—16.

Рассматриваются вопросы изменения минерализации ионного состава воды по длине реки и сезонам года. Оценена роль Чим-курганского водохранилища и коллекторно-дренажных стоков в изменении качества вод и их метаморфизация.

Табл. 1. Ил. 3. Библ. 6.

Гидрохимическая характеристика Восточно-Арнасайских озер. Горелкин Н. Е., Гороховский В. А. Труды САРНИГМИ, 1979, вып. 66(147), с. 17—24.

Приводятся сведения о водном и гидрохимическом режиме ирригационно-сбросовых озер, входящих в Арнасайский озерный комплекс. Анализируется режим озер в зависимости от особенностей коллекторно-дренажного притока. Установлено, что минерализация воды и режим главных ионов с небольшим изменением повторяют черты дренажных вод.

Большая часть вносимого растворенного азота поглощается в озерах, препятствуя накоплению его в последующих водоемах, входящих в озерный массив.

Табл. 5. Ил. 2. Библ. 3.

Солевой баланс Арнасайской озерной системы. Горелкин Н. Е. Труды САРНИГМИ, 1979, вып. (147), с. 25—40.

На основании экспедиционных наблюдений 1973—1976 гг. приводятся сведения об основных компонентах солевого баланса бессточных Арнасайских озер. Дана оценка точности расчетов, выполненных различными методами. Величина расходных компонентов много меньше поступлений солей в озера. За 1970—1976 гг. запас солей в озерах возрос с 40 до 80 тыс. т. В годы с установившимся режимом невязка баланса составляет 2—4% величины запаса солей в озерах.

Табл. 4. Ил. 2. Библ. 5.

Солевой баланс Кайраккумского водохранилища. Нурбаев Д. Д. Труды САРНИГМИ, 1979, вып. 66(147), с. 41—46.

Рассматривается вопрос применения наблюдений за электропроводностью в гидрохимических исследованиях. Организация ежедневных наблюдений за электропроводностью на основных входных и выходных створах водохранилища в сочетании со стандартными гидрохимическими наблюдениями позволила повысить точность подсчета компонентов солевых балансов в месячном интервале на 10—15%.

Табл. 2. Ил. 2. Библ. 2.

Проникновение солнечной радиации в водные массы Чарвакского водохранилища. Горелкин Н. Е., Казаков А. М., Нурбаев Д. Д. Труды САРНИГМИ, 1979, вып. 66(147), с. 47—52.

Рассматривается изменение альбедо водной поверхности и коэффициента пропускания в зависимости от высоты солнца и состояния водных масс водохранилища. Приводятся средние значения коэффициентов пропускания на различных глубинах при наиболее часто встречающихся величинах прозрачности на водохранилище. Излагаются результаты наблюдений за проникновением солнечной радиации в условиях ледостава.

Табл. 2. Ил. 2. Библ. 5.

Термический режим и тепловой баланс Чарвакского водохранилища. Гороховский В. А., Казаков А. М., Нурбаев Д. Д. Труды САРНИГМИ, 1979, вып. 66(147), с. 53—58.

Рассматриваются вопросы термического режима и теплового баланса глубоководного горного водохранилища с высокой степенью водообмена. Приводятся результаты изучения годового термического цикла, динамики теплозапасов водных масс. Анализируются условия влияния водообмена на распределение температуры по глубине и акватории водоема.

Табл. 3. Ил. 2. Библ. 2.

УДК Г.56.132

Испарение с водоемов Арнасайского озерного комплекса. Горелкин Н. Е., Милькис И. Б. Труды САРНИГМИ, 1979, вып. 66(147), с. 59—68.

Дается анализ метеорологических элементов над различными водоемами Арнасайского озерного комплекса. Приводятся материалы непосредственных наблюдений за испарением с различных частей озер и результаты выполненных расчетов. Для мелководных водоемов, расположенных в пустынной зоне, годовая величина испарения составляет 1300—1500 мм. Ожидаемое повышение минерализации воды в бессточных водоемах незначительно скажется на интенсивности испарения, средневзвешенная величина которой с учетом влияния мелководных зон и зарастания берегов в ближайшие годы будет стремиться к значению 1500 мм.

Табл. 4. Ил. 3. Библ. 12.

О точности измерения температуры поверхности водоемов Средней Азии радиационным термометром. Темников С. Н., Никитин А. М. Труды САРНИГМИ, 1979, вып. 66(147), с. 69—74.

Произведена оценка точности измерений температуры поверхности воды ИК радиометром МИР-3 с учетом влияния высоты наблюдений и состояния атмосферы.

Ил. 3. Библ. 6.

Ледовитость и суровость зим на Аральском море. Темников С. Н. Труды САРНИГМИ, 1979, вып. 66(147), с. 75—81.

Оценена связь температур воздуха по станциям и выделены районы с характерными особенностями температурного режима.

Проведена типизация зим по интегральным суммам отрицательных температур воздуха.

Получена связь интегральных сумм отрицательных температур воздуха и средней ледовитости для ее прогнозирования.

Табл. 3. Ил. 1. Библ. 11.