

06
КК-143

ISSN 0516—737X

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ СССР
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ И КОНТРОЛЮ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ

ТРУДЫ
КАЗАХСКОГО РЕГИОНАЛЬНОГО
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО ИНСТИТУТА

Выпуск 80

ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ
ИССЛЕДОВАНИЯ
И ПРОГНОЗЫ

МОСКВА
ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ
1983

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ СССР
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ И КОНТРОЛЮ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ

ТРУДЫ
КАЗАХСКОГО РЕГИОНАЛЬНОГО
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО ИНСТИТУТА

Выпуск

80

ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ
ИССЛЕДОВАНИЯ
И ПРОГНОЗЫ

Под редакцией
канд. географ. наук М. П. РЫБКИНОЙ



МОСКВА · МОСКОВСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОИЗДАТА — 1983

06+
КК-143

9,

УДК 556.01.06.

В сборнике рассмотрены основные направления гидрологической науки в Казахстане, указаны пути решения проблем современной гидрологии. На основании исследований водного баланса горных водосборов рассматривается возможность использования ряда блоков модели формирования стока для прогнозирования водности горных рек. В отдельных статьях содержатся результаты исследований по разработке методов расчета и прогноза гидрометеорологических характеристик, оценке ожидаемого изменения под влиянием хозяйственной деятельности, гидрологического и гидрохимического режима в бассейнах рек Казахстана.

Сборник рассчитан на широкий круг гидрологов, метеорологов и географов.

371792

Республиканск. научная
сельскохозяйственная
библиотека КазССР

Г $\frac{1903030200-327}{069(02)-83}$ 72-83(1)

© Казахский региональный научно-исследовательский институт, 1983 г.

В. В. ГОЛУБЦОВ, П. Ф. ЛАВРЕНТЬЕВ, И. С. СОСЕДОВ

ПРОБЛЕМЫ ГИДРОЛОГИИ КАЗАХСТАНА

Воды суши являются одним из звеньев важнейшего природного процесса — глобального круговорота воды. Они составляют неотъемлемую часть природной географической среды, теснейшим образом связанную с литогенными и биогенными элементами ландшафта, и представляют собой необходимый, а подчас и лимитирующий фактор существования человеческого общества и его экономического развития. Последнее особенно характерно для Казахстана, большая часть территории которого находится в зоне недостаточного увлажнения и избыточных теплоспасов.

Эти достаточно очевидные положения предопределяют значимость гидрологии суши.

В статье кратко рассматриваются проблемы гидрологии Казахстана в связи с такими отправными обстоятельствами, как: региональные гидрологические условия и их взаимосвязь с другими компонентами географической среды;

запросы к гидрологической науке в связи с перспективами развития народного хозяйства в республике;

современные задачи и перспективы гидрологии в системе смежных наук в условиях научно-технической революции.

Громадная территория республики отличается исключительным разнообразием гидрографических условий. Наряду со значительными пустынными пространствами, полностью лишенными поверхностных вод, здесь имеются возвышенные и горные районы с развитой речной сетью, обширные водоемы-озера и вечные скопления влаги в твердой фазе, в виде ледников и снежников.

В Казахстане насчитывается около 85 тыс. рек, временных водотоков и логов, по которым осуществляется поверхностный сток воды, в том числе 228 рек длиной более 100 км и 6 — более 1000 км. Густота речной сети колеблется от 0—0,05 км/км² в пустынных и равнинных районах до 0,4 км/км² и более в горах, а в среднем по республике она составляет 0,08 км/км², что почти вдвое меньше, чем в среднем по Союзу.

В республике учтено более 41 тыс. озер с общей площадью 44,6 тыс. км² (без Аральского моря). Большинство их расположено в северных районах. Около 90% озер составляют малые водоемы (менее 1 км²), на их долю приходится всего 10% площади. Более 270 озер имеют площадь зеркала свыше 10 км² каждый,

16 озер — свыше 100 км² и два — свыше 2000 км² (Балхаш и Алаколь). Громадный по величине, второй в мире бессточный водоем — Аральское море, относящийся к Казахстану и Узбекистану, находится в стадии антропогенного усыхания; к настоящему времени площадь водной поверхности уменьшилась с 63 000 до 53 000 км².

Высокогорные районы республики имеют мощное оледенение. Здесь насчитывается более 2700 ледников общей площадью 1960 км², содержащие около 90 км³ воды [3].

Гидрологический режим рек столь же разнообразен, как их водность и территориальное распределение. Для рек большей (аридной) части Казахстана характерно кратковременное и очень высокое весеннее половодье, за которым следует длительный меженный маловодный период, зачастую с полным прекращением поверхностного стока (так называемый Казахстанский тип режима), а также значительные колебания водности по годам. Большая многолетняя и внутригодовая изменчивость стока существенно затрудняет его использование.

Значительно более равномерным и благоприятным режимом стока отличаются горные территории, но здесь большую угрозу представляют селевые потоки.

По уточненным данным научно-исследовательского экономического института планирования и нормативов при Госплане Казахской ССР на 1 января 1981 г. в среднем многолетнем разрезе суммарный поверхностный сток в республике составляет 109,0 млрд. м³/год. Из этого количества немногим более половины (60 млрд. м³/год) формируется в пределах республики, а 49 млрд. м³ поступает из сопредельных территорий — из КНР по рекам Или и Иртышу (37%), из УзССР по р. Сырдарье (38%), из РСФСР по рекам Уралу и Тоболу (18%) и из Киргизии по рекам Чу, Талас и Ассы (6%).

Из общего поверхностного стока, формирующегося в СССР, на долю Казахстана приходится 1,4% (при площади 12%).

Распределение потенциальных ресурсов поверхностных вод по территории Казахстана и сравнение с некоторыми другими районами СССР в сопоставимых показателях удельной водообеспеченности (тыс. м³/год на 1 км²) характеризуются данными таблицы [2, 3].

Средняя водообеспеченность в Казахстане местным стоком составляет всего 22,2 тыс. м³/км² в год; заметим, что это в 6,1 раза меньше, чем в бассейне р. Оби, откуда предполагается переброска стока на юг, и в 1,1 раза меньше, чем в УзССР, куда в основном предназначается вода сибирских рек; с учетом транзитного стока последнее соотношение увеличивается до 5. По водообеспеченности суммарным стоком Казахстан занимает последнее место среди других республик Союза.

И без того небогатые водные ресурсы распределяются по территории республики крайне неравномерно. Если на юго-востоке и востоке местные водные ресурсы составляют 62—70 тыс. м³/км²

Территория	Местный сток			Транзитный сток			Суммарный сток		
	среднее за год	обеспеченность, %		среднее за год	обеспеченность, %		среднее за год	обеспеченность, %	
		10	95		10	95		10	95
Казахская ССР	22,2	34,1	10,3	20,3	31,1	11,5	42,5	65,2	21,8
Водохозяйственные районы КазССР:									
восточный	70,5	104	36,6	19,9	26,0	13,4	90,4	130	50,0
северный	8,2	19,4	0,34	0,50	1,20	0,02	8,70	20,6	0,36
центральный	6,64	16,0	0,25	—	—	—	6,64	16,0	0,25
юго-восточный	62,3	81,0	41,8	49,7	60	36,2	112	141	78,0
южный	12,6	18,1	6,90	51,6	67,2	32,0	64,2	85,3	38,9
западный	7,20	16,2	0,48	14,3	26,7	2,99	21,5	42,9	3,47
Узбекская ССР	25,0	36,0	13,0	197	249	141	222	285	154
Бассейн р. Оби	135	163	102	—	—	—	135	163	102
СССР	197	236	151	14	18	10	211	254	161

в год, то в северном и центральном водохозяйственных районах даже с учетом транзитного стока водообеспеченность не превышает 6,5—8 тыс. м³/км² в год, а в маловодные годы повторяемостью раз в 20 лет она уменьшается в 20—25 раз.

Приведенные цифры характеризуют суммарные потенциальные возобновляемые ресурсы поверхностных вод, которые не могут быть полностью использованы прежде всего вследствие большой временной изменчивости стока; в наибольшей мере это относится к центральному, северному и западному районам республики.

Возможные к использованию на территории республики ресурсы поверхностных вод, определенные как разность между стоком за год 75%-ной обеспеченности с учетом емкости водохранилищ, с одной стороны, и объемами воды, необходимыми для удовлетворения нужд за пределами Казахстана, с другой, составляют около 62 млрд. м³/год на современном уровне и 52 млрд. м³/год — на более отдаленную перспективу, т. е. соответственно 57 и 48% потенциальных ресурсов [3].

Говоря о поверхностных водах, нельзя обойти молчанием воды подземные, поскольку те и другие находятся в тесной взаимообусловленности. Кроме того, подземные воды играют важную роль в общем водном балансе республики.

Единого представления о ресурсах подземных вод Казахстана нет. По сведениям Министерства геологии КазССР, прогнозные эксплуатационные запасы подземных вод в республике составляют около 42 млрд. м³/год, из них пресные (до 1 г/л), — 11 млрд. м³/год. По данным Института гидрогеологии и гидрофизики АН КазССР прогнозные эксплуатационные запасы оцениваются в 61,8 млрд. м³/год, в том числе ежегодно возобновляемых — 38 млрд. м³/год; на перспективу к использованию — 35 млрд. м³/год [1].

Поскольку возобновление подземных вод происходит главным образом за счет инфильтрации поверхностных, и воды этих двух типов зачастую находятся в тесной гидравлической связи, интенсивное использование одних неизбежно скажется на ресурсах других. Количественными показателями этой взаимосвязи мы не располагаем; для условий Средней Азии считается, что при полном использовании запасов пресных подземных вод ресурсы вод поверхностных могут уменьшиться на 70—80% величины используемых ресурсов подземных вод. В настоящее время утвержденные запасы подземных вод в Казахстане составляют 10,6 млрд. м³/год, из них по категориям А+В — 6,7 млрд. м³/год; используется пока немногим более 2 млрд. м³/год. В свете этих обстоятельств представляется, что величина реально возможных для использования ресурсов подземных вод будет несколько меньше рекомендованной.

Таким образом, несмотря на значительные ресурсы подземных вод и большие перспективы их использования, основным источником остаются поверхностные воды, ресурсы которых, как видно

из приведенных выше данных, весьма ограничены и отличаются большой неравномерностью территориального и временного распределения.

В условиях Казахстана проблема водообеспечения является важнейшей. Это обусловлено как природными особенностями республики, так и задачами по освоению ее климатических, земельных и минеральных ресурсов, развитию сельского хозяйства, промышленности и культуры.

В соответствии с директивами XXVI съезда КПСС и планами развития народного хозяйства в Казахстане предстоит в два-три раза увеличить добычу угля и переработку нефти, почти вдвое расширить площадь орошения; аналогичные темпы развития предусматриваются и по другим важнейшим отраслям народного хозяйства. Напомним, что большинство из них являются весьма водоемкими. Так, для получения одной тонны конечной продукции на предприятиях черной металлургии требуется около 20 м³ воды, цветной — от 100 до 160 м³, химической — от 4 до 2000 м³, целлюлозно-бумажном производстве — 20—300 м³; для получения одной тонны пшеницы на поливных землях расходуется 750—1500 м³ воды; риса — 4000—6000 м³. Для выработки 1 млн. кВт электроэнергии требуется около 2000 м³ воды, а для разбавления 1 м³ очищенных промышленных стоков до биологически пригодных кондиций — 10—15 м³ чистой воды и т. д. [4].

Суммарные нужды различных водопотребителей в свежей воде из источников с учетом тенденций развития отдельных отраслей народного хозяйства и совершенствования технологии на перспективу могут быть оценены ориентировочно в размере 55—60 млрд. м³/год, т. е. в 1,5—1,8 раза больше современного водопотребления. Основным водопотребителем остается орошение (около 80%), удельный вес забора воды на нужды промышленности и городов возрастает от 10% в 1978 г. до 15—16%. С учетом нужд различных водопользователей — транспорта, энергетики, рыбного хозяйства, водоохранных мероприятий и др. (всего около 20 млрд. м³/год) — общие потребности в воде возрастают до 75—80 млрд. м³/год.

Сопоставление возможных к использованию ресурсов поверхностных и подземных вод с потребностями свидетельствует, что на перспективу во всех водохозяйственных регионах будет наблюдаться больший или меньший дефицит воды, который в сумме по республике составит значительную величину — около 10—15 млрд. м³/год. В ряде районов — центральном, западном и южном — дефицит ощущается уже сейчас, особенно в маловодные годы.

Недостаток воды влечет большие прямые и косвенные ущербы экономического и социального характера, существенно затрудняет дальнейшее развитие производительных сил и зачастую вызывает необратимые экологические изменения, последствия которых трудно предвидеть; примером могут служить современные процессы в низовьях р. Сырдарьи. Поэтому задача водообеспечения

народного хозяйства приобретает значение неотложной проблемы большой государственной важности. Для ее решения необходимо выполнение трех основных условий: рационального использования имеющихся ресурсов, увеличения водных ресурсов республики и их рационального использования, охраны воды от загрязнения. Этим в значительной мере предопределяются основные задачи гидрологической науки Казахстана.

Известно, что в качестве радикальной меры увеличения водных ресурсов рассматриваются возможности переброски в Казахстан и Среднюю Азию части стока сибирских рек в количестве до 50—60 млрд. м³/год в отдаленной перспективе. Это — грандиозное мероприятие глобального масштаба, не имеющее прецедента в мировой практике.

В порядке первой очереди намечается направить из среднего течения р. Оби через Тургайский прогиб в Среднюю Азию и Южный Казахстан до 25 млрд. м³/год, что позволит увеличить площади орошаемых земель в Казахстане более чем на 1 млн. га.

В последние годы основное внимание большого числа планирующих научных и проектных организаций различного профиля сосредоточено на всестороннем изучении широкого комплекса сложных гидротехнических, мелиоративных, социально-экономических, экологических и гидрологических вопросов, возникающих в связи с планами переброски вод. Следует, однако, подчеркнуть, что переброска предназначена для пополнения водных ресурсов, а отнюдь не для замены местных вод. Практическая реализация этого проекта, многие важные стороны и возможные последствия которого еще недостаточно ясны, потребует еще немало усилий, времени и больших материальных ресурсов. Проект не решает водообеспечения многих дефицитных районов Казахстана. В целом он ни в коей мере не снимает большой и первоочередной значимости рационального использования и охраны имеющихся местных водных ресурсов.

Решение проблемы водообеспечения связано с выполнением таких мероприятий, как перераспределение стока во времени путем аккумуляции паводков и части стока многоводных лет; межбассейновое и внутрибассейновое перераспределение стока по территории; уменьшение потерь на непродуктивное испарение и фильтрацию; уменьшение удельных затрат чистой воды на производство единицы продукции; сохранение качества вод путем предупреждения загрязнений, очистки сбросных вод и изъятия грязных стоков из водооборота; активное вовлечение в хозяйственный водооборот ресурсов подземных вод; опреснение соленых озерных и подземных вод.

Каждое из этих мероприятий имеет целый ряд гидрологических аспектов инженерного и географо-экологического характера. Осуществление их прежде всего связано с возведением на реках различных сооружений — плотин, водозаборов, водохранилищ, дамб и т. д.

Гидротехническое строительство, проводимое повсеместно и во все возрастающих масштабах, нуждается в предвидении гидрологических условий. С другой стороны, возведение сооружений может привести к изменению природной гидрографической сети с необратимыми изменениями естественного гидрологического режима. Это в свою очередь нарушает природные взаимосвязи потока с ложем и прилегающей территорией, что ведет к изменению в литологическом и биологическом звеньях региональных экологических комплексов и, в конечном счете, к нежелательным последствиям экономического и социального характера. В пределах Казахстана можно найти множество примеров проявления отмеченной выше цепочки причинных связей разного масштаба; они свойственны любому гидрографическому объекту с измененным режимом и проявляются весьма многообразно, подчас с нежелательными последствиями. Так, регулирование стока р. Иртыш Бухтарминским водохранилищем в энергетических целях привело к уменьшению весенних разливов на нижележащем участке реки, иссушению пойменных лугов, сокращению кормовой базы Павлодарской области и производства мясо-молочной продукции. Эколого-экономические последствия воздействий на реки весьма многообразны и существенны, они должны стать предметом специальных географических, биологических и социально-экономических исследований.

Аналогичный комплекс гидрологических и связанных с ними иных проблем возникает и при создании искусственных водных трактов. Уже сейчас общая длина каналов в республике превышает 9 тыс. км (в том числе с пропускной способностью более 50 м³/с — 640 км), коллекторно-дренажной и водосборной сети — более 4 тыс. км, а оросительной 60 тыс. км; особой сложностью и масштабностью отличаются перспективные вопросы, связанные с переброской сибирской воды.

Большое влияние на гидросферу в целом оказывает также хозяйственная деятельность на пространствах речных водосборов. Такие мероприятия, как снегозадержание, распашка целинных и залежных земель, создание лесозащитных полос, горнорудные работы, урбанизация, планировка, рекультивация территорий, орошение земель и т. д., существенно влияют на фундаментальные процессы водообмена атмосферы с почвенно-геологическим субстратом. В результате этого меняется структура теплового и водного баланса деятельной поверхности, величина, режим и закономерности территориального распределения стока воды, растворенных веществ и наносов, ухудшается качество вод вследствие увеличивающегося загрязнения водосборов. Эти обстоятельства дополняют и осложняют преобразующие воздействия отмеченных выше русловых гидротехнических мероприятий. Искажение первоначального естественного состояния вод суши и взаимосвязанных с ним других компонентов ландшафта под воздействием совокупности антропогенных факторов представляет собой неотвратимый

и необратимый процесс, интенсивность и масштабы которого со временем неуклонно возрастают.

Определенное место в водной системе республики занимают озера, особенно многочисленные в равнинной части Казахстана. За редким исключением они представляют собой конечные бессточные водоемы, играющие роль испарителей воды, аккумуляторов солей и наносов. Только малые водоемы (менее 10 км²) ежегодно испаряют около 15 млрд. м³ воды.

Хозяйственные мероприятия на озерах и в озерных бассейнах существенно сказываются на их водном и солевом балансе, экологии и возможностях использования. Ярким примером этого является усыхание и засоление величайшего озера мира — Аральского моря — со всеми последствиями этого процесса в результате резкого увеличения безвозвратных изъятий речного стока. Аналогичная судьба угрожает оз. Балхаш. Немало озер Казахстана деградируют (вследствие распашки водоохраннх зон и задержания влаги на полях) и превращаются в сточные ямы для сброса загрязненных вод, в то время как многие из них перспективны для водохозяйственного использования. Проблема комплексного использования озер, их водных и других ресурсов требует соответствующего гидрологического обеспечения.

Можно детализировать и продолжить перечень гидрологических аспектов развития народного хозяйства Казахстана, они многочисленны и разнообразны. Фактически ни одна область хозяйственно-социальной деятельности не может обойтись без соответствующего комплекса данных о поверхностных водах. По мере развития производительных сил задачи гидрологии непрерывно усложняются.

Без опасения впасть в преувеличение можно сказать, что по значимости воды в народном хозяйстве и в природных процессах гидрология в условиях Казахстана занимает особо важное место в системе географических наук, в неразрывной связи с рядом точных, биологических, технических и общественно-экономических наук.

Всестороннее изучение и охрана вод, гидрологическое обеспечение современных запросов народного хозяйства и перспективных планов его развития — в этом заключается общая, генеральная задача гидрологии; она включает в себя комплекс проблем, содержание которых изменяется (в зависимости от региональных условий) по мере развития народного хозяйства и самой науки.

При определении современной гидрологической проблематики необходимо учитывать:

- региональные особенности гидрографии и водного режима;
- единство природных атмосферных, поверхностных, почвенно-грунтовых и подземных вод;
- неразрывную взаимообусловленность гидросферы и других компонентов географической среды и ее региональные особенности;

неуклонное количественное и качественное увеличение народнохозяйственных запросов;

усиление антропогенных воздействий на гидрологические процессы, создание искусственных водных объектов;

увеличивающееся загрязнение вод и географической среды в целом.

В свете этих обстоятельств и тенденций развития народного хозяйства республики на первый план выдвигается комплекс вопросов, связанных с преобразующим воздействием хозяйственной деятельности человека, которые можно объединить под общим названием антропогенной гидрологии; ей в перспективе предстоит в значительной мере заменить традиционную гидрологию природных вод в их естественном состоянии.

В антропогенной гидрологии уже сложился ряд направлений. Из числа их в условиях Казахстана прежде всего следует выделить вопросы гидрологии орошаемых территорий, или мелиоративную гидрологию, с задачами: оценка и прогноз водного и солевого балансов орошаемых территорий, определение оптимальных поливных норм и безвозвратных потерь, влияние орошения на круговорот воды в системе атмосфера — деятельная поверхность — геологический субстрат и т. д. Особенностью мелиоративной гидрологии является ее тесное сплетение с метеорологией, гидрогеологией, почвоведением и агротехникой.

В связи с освоением больших массивов целинных и залежных земель и вообще с богарным земледелием, площади которого в Казахстане исчисляются миллионами гектаров, возникает ряд гидрологических вопросов, которые могут быть объединены под общим названием агрогидрологии. Основной задачей этого направления является изучение влияния снегозадержания, лесозащитных полос и других агротехнических мероприятий на формирование и режим стока, водную эрозию, водный баланс и его почвенную составляющую, на процессы заиления и загрязнения рек, озер и водохранилищ, рекреационное и санитарно-биологическое состояние водоемов и др. Это направление непрерывно связано с агротехникой, агрометеорологией и рядом наук биологического цикла.

Интенсивные и весьма специфические преобразования ландшафта происходят на территориях, занимаемых городами и городскими агломерациями, размеры которых быстро возрастают в связи с ростом городского населения. Последняя за 1930—1980 гг. увеличилась в Казахстане в 12,5 раза при среднем для СССР увеличении в 3 раза. Это влечет большую концентрацию водных ресурсов и значительное загрязнение вод, распространяющееся на сопредельные территории.

В недалеком прошлом гидрология городов сводилась в основном к оценке ливневого стока, да и то весьма упрощенной (о чем наглядно свидетельствуют хотя бы потоки на улицах Алма-Аты при ливнях), в то время как для нее характерны весьма существенные особенности всех элементов гидрологического режима. Возрастающие запросы промышленного и градостроительства и

охраны природной среды привели к выделению гидрологии урбанизированных территорий как одного из направлений антропогенной гидрологии.

К числу актуальных вопросов этого направления следует отнести испарение и водный баланс урбанизированных территорий, максимальный талый и дождевой сток и водоотведение, взаимодействие поверхностных и подземных вод, процессы химического и биологического загрязнения и самоочищения, гидрологические аспекты водоснабжения и рекреационного благоустройства городских и природных территорий.

Отмеченные направления гидрологии связаны с процессами преобразования географической среды (ландшафтов) и условий формирования стока на более или менее значительных пространствах.

Несколько иные, преимущественно инженерные, задачи возникают при сосредоточенном и непосредственном воздействии на русловую сток и водотоки, которые свойственны мероприятиям по забору, канализации и регулированию стока. Так, в связи с массовым строительством в Казахстане водоемов различного назначения большую актуальность приобретает гидрология водохранилищ. Это направление охватывает сложный комплекс вопросов, относящихся к различным разделам гидрологии и смежных наук географического, биологического и технического профиля. Оно имеет два основных аспекта: проектную оценку гидрологических условий создания и эксплуатации водохранилищ в водохозяйственной системе и прогноз гидрологического и гидробиологического режимов создаваемого водоема и нижележащего участка реки, его влияние на микроклимат, биологию, инженерно-геологические и гидрогеологические условия прилегающей территории, процессы загрязнения и самоочищения среды и т. д.

В этом плане специального внимания заслуживают менее изученные горные условия, поскольку по ряду важных обстоятельств (меньшие площади затопляемых и подтопляемых земель, возможность использования энергетического потенциала, меньшие потери на непродуктивное испарение и т. д.) регулирование стока в горах более рационально, чем на равнине.

В условиях Казахстана, с его большими задачами по территориальному перераспределению (переброске) стока, важное самостоятельное значение приобретает такое направление, как гидрология каналов и водных трактов, включающее широкий круг вопросов по гидрологии, гидрофизике, гидравлике, водному, солевому и тепловому балансу как самих искусственных водных трактов, так и территорий в зоне их влияния. Опыт проектирования, строительства и эксплуатации каналов в различных условиях (Арысь-Туркестанский, Иртыш—Караганда—Джезказган, Чилик—Чемолган и др.) свидетельствует о большой значимости прогнозной оценки режима создаваемых водных систем и возможных последующих изменений во всей цепи взаимосвязанных гидрофизических и биологических процессов.

Поскольку водохозяйственные мероприятия, особенно крупные, носят комплексный характер, в практике их гидрологического обеспечения приходится решать задачи, относящиеся к разным направлениям гидрологии. В этом отношении особое место занимает переброска части стока сибирских рек на южный склон среднего региона, которая ставит самый сложный комплекс вопросов прогнозного характера по транзиту и использованию на орошение громадных масс воды в различных почвенно-климатических зонах республики. При этом происходит не простое сложение частных задач, а их качественное изменение, с ростом значимости климатических, почвенно-гидрогеологических, экономических и социально-экономических последствий. Именно эти аспекты переброски стока представляют собой наиболее сложную и наименее разработанную часть всей проблемы, что является одним из основных факторов, сдерживающих ее дальнейшее продвижение.

Иной круг гидрологических вопросов сложился по другой крупнейшей водной проблеме Казахстана и Средней Азии — проблеме Аральского моря. Здесь в результате значительных изъятий стока из Амударьи и Сырдарьи и изменений его режима уже произошло необратимое нарушение водного и солевого баланса водоема и речных дельт, продолжается снижение уровня и повышение минерализации вод с разнообразными негативными последствиями.

Это ставит перед гидрологией ряд новых задач по прогнозу дальнейших изменений и по определению гидрологических параметров моря и устьевых участков рек в условиях оптимизации водохозяйственного баланса всего его бассейна.

Аналогичные процессы усыхания со значительными эколого-экономическими последствиями развиваются на оз. Балхаш и в дельте Или в результате значительного увеличения изъятий стока на орошение и затопление Капчагайского водохранилища без выполнения предусматривавшихся ранее компенсирующих мероприятий в дельте и в бассейне, на что наложилась по времени маловодная фаза многолетних колебаний увлажнения.

По региональным условиям необходимо и возможно сохранение значительной части озера в виде продуктивного водоема в составе единой управляемой Балхаш-Илийской водохозяйственной системы. Разработка гидрологической основы реконструкции озера и системы в целом с прогнозной оценкой параметров оптимального режима — неотложная и важная задача гидрологии в этом регионе. При этом опережающее развитие должны получить исследования географо-экологического характера.

Новой и исключительно важной проблемой гидрологии, также непосредственно связанной с хозяйственной деятельностью, является проблема качества вод и их охраны. Следует подчеркнуть, что всегда, когда идет речь о водных ресурсах, имеется в виду вода хорошего качества, которая без отрицательных последствий может участвовать в биологическом и других звеньях круговорота и пригодна для использования во всех сферах человеческой

деятельности. В связи с загрязнением природной среды именно качественная сторона водной проблемы является наиболее угрожающей. Не случайно IV Всесоюзный гидрологический съезд в своих решениях среди других проблем природопользования выдвинул на первый план проблему качества воды.

О большом государственном значении, которое придается в нашей стране проблеме охраны вод и других природных ресурсов, свидетельствуют законодательные меры, а также соответствующее расширение сферы деятельности Гидрометслужбы с преобразованием ее в Государственный комитет по гидрометеорологии и контролю природной среды.

В Казахстане при ограниченности водных ресурсов, загрязненности атмосферных осадков, засолении почв, большой концентрации городского населения и промышленности и при громадных масштабах использования удобрений и ядохимикатов проблема сохранения чистоты вод особенно актуальна. Это ставит перед гидрологией ряд новых и сложных вопросов: исследование региональных особенностей формирования и миграции химических компонентов и биогенных веществ в природных водах в связи с условиями формирования стока; изучение динамики химического, биологического и теплового загрязнения и процессов самоочищения; определение предельно допустимых концентраций загрязняющих веществ и границ водоохраных зон. Они не могут быть решены без активных и координируемых усилий представителей географических, медико-биологических и химико-технологических наук.

Помимо отмеченных выше сравнительно новых проблем антропогенной гидрологии, к числу актуальных относится также немало задач «старой», традиционной гидрологии естественных водных объектов.

Прежде всего это относится к неосвоенным и подчас труднодоступным возвышенным и горным территориям — районам интенсивного формирования основной массы ресурсов чистой воды, которыми располагает республика. Уровень их гидрологической изученности существенно отстает от опережающего развития запросов народного хозяйства. В связи с этим перед горной гидрологией стоят такие задачи, как дальнейшее изучение и уточнение водных ресурсов на генетической балансовой основе, закономерностей формирования и территориально-временной изменчивости жидкого, растворенного и твердого стока, исследование возможностей воздействия на осадки и процессы абляции льда и снега, обоснование мероприятий по регулированию стока, охране качества вод и борьбе с опасными эрозийно-селевыми процессами.

Другое немаловажное обстоятельство связано с тем, что в основе гидрологических явлений, искаженных хозяйственной деятельностью, сохраняются естественные гидрометеорологические, гидрохимические, гидрофизические и гидравлические процессы и

свойственные им природные закономерности общего и регионального характера. Таким образом, возможно более глубокое познание природных гидрологических явлений остается необходимой базой для предвидения последствий хозяйственной деятельности и разработки методов количественной оценки параметров искаженного гидрологического режима.

В условиях Казахстана, при ограниченности и неравномерности распределения поверхностных вод и значительных ресурсах подземных вод, которые все более активно вовлекаются в использование, большой научный и практический интерес представляет сложная проблема взаимосвязи поверхностных и подземных вод; она носит комплексный, гидролого-гидрогеологический характер в той же мере, в какой поверхностные и подземные воды представляют собой единую гидросферу. В целях достоверной оценки водных ресурсов, обоснования способов их использования и охраны необходимо установить количественные показатели взаимосвязей поверхностных и подземных вод в различных характерных условиях — на орошаемых территориях, в районах влияния искусственных и естественных водоемов, водотоков и подземных водозаборов в зонах интенсивного питания и разгрузки подземных вод. Наряду с водообменом большой интерес представляют процессы солеобмена, особенно на орошаемых массивах.

Помимо сооружений по использованию поверхностных вод и их ресурсов, на обширных пространствах республики насчитываются тысячи различных больших и малых объектов — мостов, водоспусков, трубопереходов, опор ЛЭП, сельскохозяйственных плантаций, заводов, населенных пунктов и т. д., в той или иной мере зависящих от режима водотоков и водоемов. Число и значимость их непрерывно возрастают. Ежегодный экономический эффект достоверного определения расходов и уровней воды различной повторяемости и других расчетных гидрологических параметров, от которых во многом зависит выбор местоположения и конструкции сооружений, их стоимость, сохранность и надежность эксплуатации, исчисляется миллионами рублей. Удовлетворение разнообразных строительных запросов было и остается одной из важных прикладных задач инженерной гидрологии.

По мере развития народного хозяйства все большее значение приобретают гидрологические прогнозы как важнейшее условие оптимизации водопотребления и водоиспользования и уменьшения ущербов от опасных гидрологических явлений. В Казахстане гидрологические прогнозы прочно вошли в практику обслуживания народного хозяйства.

В составе общих задач по увеличению числа прогнозируемых элементов, увеличению заблаговременности и оправданности прогнозов наиболее актуальными являются:

разработка детерминированных математических моделей прогнозируемых процессов с использованием ЭВМ, в том числе для объектов с искаженным режимом;

уточнение методов прогноза стока горных рек на вегетационный период и разработка сверхдолгосрочных прогнозов;

разработка методов прогноза селевых потоков разного генезиса и ливневых паводков, уточнение прогнозов максимальных расходов и уровней половодья;

совершенствование методов прогнозов ледовых явлений на реках, озерах и водохранилищах.

Как видно из приведенного выше краткого обзора, перед гидрологией Казахстана на современном этапе ее развития стоит ряд разнообразных и сложных проблем, включающих широкий круг задач первостепенного народнохозяйственного значения.

До последнего времени большинство задач количественной оценки водных ресурсов и показателей гидрологического режима решается с помощью аппарата математической статистики и корреляционного анализа, основанного на представлении о стационарном стохастическом характере природного гидрологического процесса и гомогенности временных совокупностей фазово-однородных явлений, что позволяет использовать прошлое как адекватную модель будущего. При этом задача сводится к возможно более достоверному определению параметров кривых распределения вероятности — по ряду фактических наблюдений или путем их географической интерполяции на основе коррелятивных связей с ограниченным числом характеристик водосбора.

Такой путь весьма удобен при слабой изученности, поскольку позволяет обходиться общими качественными представлениями о гидрологическом процессе и ограниченным числом количественных показателей, но он справедлив лишь в естественных условиях с неискаженным природным гидрологическим режимом. При антропогенных воздействиях различного характера, нарушающих стационарность гидрологического процесса и однородность рядов, статистический подход становится неправомерным и неэффективным; по этой причине, в частности, он не может обеспечить решения комплекса задач, связанных с загрязнением и охраной вод.

Таким образом, наряду с совершенствованием и детализацией традиционных действующих методов гидрологических расчетов и прогнозов необходимы поиски и разработка новой, более совершенной и перспективной методологической основы. Исследования в этом направлении ведутся все более активно. Их результаты свидетельствуют о том, что прогнозная оценка гидрологических явлений в условиях бесконечного разнообразия антропогенных воздействий и их сочетаний возможна лишь на основе ясного представления о функционирующем гидрологическом процессе в целом.

Для этого необходим широкий системный подход к анализу геофизического, химического, геологического, биологического и хозяйственного звеньев гидрологического процесса в системе атмосфера—деятельная поверхность—геологический субстрат на ос-

нове решения уравнений водного и энергетического балансов с учетом биологических закономерностей.

Рациональным способом выражения такого анализа является математическая модель гидрологического цикла (или его звена) в параметрах, доступных для определения, основанная на синтезе стохастических и детерминированных методов.

Можно сказать, что рассмотренный подход в известной мере является возвращением к известному географо-гидрологическому направлению, сформулированному одним из основателей советской гидрологии В. Г. Глушковым, но отличается от него более высоким уровнем решений, что соответствует возросшим требованиям к техническим возможностям.

Для решения новых фундаментально-методических и прикладных задач гидрологии необходима и новая, значительно более обширная фактическая информация о всех звеньях гидрологического процесса. Основным ее источником была и остается опорная сеть систематических режимных наблюдений Государственного комитета СССР по гидрометеорологии и контролю природной среды.

Казахским управлением Госкомгидромета систематически ведется большая работа по расширению и совершенствованию сети. Так, с 1950 по 1979 г. число гидрологических постов в пределах республики увеличилось с 217 до 461, метеостанций — с 225 до 385 и метеопостов — от 140 до 309. На части постов введены полуавтоматические и дистанционные измерительные устройства, но в целом оснащенность сети отстает от быстрого развития техники. Кроме общегосударственной имеется обширная ведомственная сеть эксплуатационной гидрометрии (около 1400 пунктов, в том числе более 700 — на каналах), но большая часть ее материалов не может быть использована из-за невысокого качества.

С 1977 г. создана общегосударственная служба наблюдений и контроля за загрязнением окружающей среды (ОГСНК), которая ведет наблюдения в 361 речных створах.

В свете актуальных задач гидрологии необходимо дальнейшее совершенствование наблюдений в части:

специализации сети и увеличения числа наблюдаемых элементов, технического оснащения современным оборудованием, автоматизации и механизации измерений, передачи, систематизации и выдачи данных;

дальнейшего расширения сети, прежде всего в горных районах формирования водных ресурсов.

В районах интенсивного использования стока и орошения надежную опорную сеть на каналах и водохранилищах, аналогичную государственной сети на источниках, фактически необходимо создавать заново, без этого нельзя ставить и решать задачи антропогенной и мелиоративной гидрологии.

Основой для существенного улучшения гидрологической информации являются создание Единой системы государственного учета вод и Государственного водного кадастра, ведение которых

371492

Республиканск. научная
сельскохозяйственная
библиотека Ка ССР

возложено на Госкомгидромет (поверхностные воды), Министерство геологии (подземные воды) и Министерство мелиорации и водного хозяйства (использование вод).

Наряду с режимными наблюдениями значительно более широкое развитие должны получить воднобалансовые специализированные исследования, которые являются общепризнанным средством познания фундаментальных закономерностей, решения теоретических и прикладных аспектов гидрологии. При этом, как показал многолетний опыт ГГИ, КазНИИ Госкомгидромета и АН КазССР на целинных и орошаемых землях и в горных районах Казахстана, весьма эффективно сочетание стационарных и комплексных экспедиционных исследований.

Повсеместное проникновение хозяйственной деятельности делает реальной угрозой полной потери представлений о фоновом, естественном характере гидрологических процессов, без чего невозможны изучение климатически обусловленных колебаний элементов режима, оценка антропогенных воздействий и разработка расчетно-прогностических моделей и природоохранных мероприятий. В связи с этим становится актуальной задача создания гидрологических заказников и заповедников-объектов и территорий со строго регламентированным режимом водопользования или полностью изъятых из хозяйственного оборота.

Такие заказники и заповедники необходимы в различных типичных физико-географических районах Казахстана, они должны включать в себя и широкий комплекс наблюдений на балансовой основе. Гидрологические программы должны стать неотъемлемой частью работы природных заповедников.

Большие возможности открывают перед гидрологией новые методы, основанные на использовании дистанционной, радиолокационной, аэро- и спутниковой информации. Они находятся еще в стадии поисков, но уже находят практическое применение при оценке динамики оледенения и снежного покрова, температуры и влажности деятельной поверхности, затоплений и подтоплений полей и т. д. В Казахстане при обширности его территории и контрастности гидрологических условий эти методы особенно перспективны, но разрабатываются и используются они еще очень слабо.

Решение современных и перспективных задач, связанных с использованием и охраной воды, невозможно без соответствующих специалистов. В 1955 г. на географическом факультете КазГУ организована кафедра гидрологии суши, выпускающая ежегодно 18—20 инженеров-гидрологов общего профиля. Гидрологи средней квалификации, потребность в которых особенно велика, в республике вообще не готовятся. Поэтому более половины специалистов, работающих в проектно-изыскательских, производственных и научных организациях в области гидрологии, — это практики, не имеющие специального образования. Для исправления положения с кадрами гидрологов представляется необходимым:

организовать в Казахстане выпуск гидрологов и метеорологов среднего звена;

расширить и дифференцировать подготовку инженеров-гидрологов со специализацией по таким актуальным для Казахстана направлениям, как гидрология орошаемых территорий, горная гидрология (включая ледники, селевые потоки), гидрохимия и охрана вод, водные исследования, моделирование гидрологических процессов. Возможно, это потребует организации кафедр на географическом факультете КазГУ.

Многообразие, новизна и сложность водных и гидрологических проблем республики предопределяют основополагающую роль науки в их решении.

Приходится констатировать, что гидрологическая наука в Казахстане, достигнув определенных успехов в первые послевоенные десятилетия, в последний период замедлила свое развитие и находится на уровне, не отвечающем в полной мере ее современным, а тем более перспективным задачам.

В республике имеется лишь одно специализированное научное учреждение — КазНИИ Госкомгидромета, где гидрология, кроме селеведения, представлена лишь небольшой его частью, которая не в состоянии охватить все актуальные вопросы. Последние рассредоточены по ряду других НИИ и проектно-производственных организаций, где решаются соответственно их профилю преимущественно в инженерно-прикладном направлении.

В отличие от других республиканских и региональных академических центров в Казахстане, где водные проблемы особо значимы, гидрология не представлена в структуре Академии наук. Координация разрозненных научных исследований в области гидрологии в республике фактически отсутствует.

Рост научных кадров гидрологов в последние годы резко сократился, что в известной мере вызвано отсутствием в Казахстане (как и республиках Средней Азии) научного центра с правом приема к защите диссертаций по гидрологии географического профиля.

Современное положение гидрологической науки в Казахстане нельзя считать оптимальным при решении указанных выше, весьма сложных и многообразных проблем по обеспечению народного хозяйства республики.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ахмедсафин У. М., Джабасов М. Х., Шлыгина В. Ф. Ресурсы и использование подземных вод Казахстана. — Алма-Ата: Наука, 1972. — 199 с.
2. Водные ресурсы и водный баланс территории Советского Союза. — Л.: Гидрометеоздат, 1967. — 199 с.
3. Лаврентьев П. Ф., Лаврентьева Л. Д. Водные ресурсы Казахстана. — В кн.: Проблемы гидроэнергетики и водного хозяйства. 1976. вып. 13, с. 146—154.
4. Укрупненные нормы водопотребления и водоотведения для различных отраслей промышленности. — М.: Стройиздат, 1978. — 590 с.

**РАСЧЕТ ТРАНСФОРМАЦИИ
ВЕСЕННЕГО ПОЛОВОДЬЯ
НА БЕСПРИТОЧНОМ УЧАСТКЕ ВОДОТОКА
(на примере р. Иртыш)**

В модели формирования гидрографов паводков и половодий, предложенной в [1], рассматривается неустановившееся движение воды по склону, а затем по руслу водотока. Расчеты неустановившегося движения предполагается вести по методу «кривых наполнения русла» [2]. Представляется интересным подтвердить правильность выбора решения, сопоставив рассчитанные по методу кривых наполнения и наблюдаемые уровни на каком-либо водотоке. Хорошим объектом для такой проверки является практически бесприточный участок р. Иртыш, ниже строящегося Шельбинского гидроузла. Здесь весеннее половодье проходит транзитом по участку реки длиной более 1000 км. Условия этого участка р. Иртыш соответствуют второй части модели формирования гидрографов паводков при отсутствии рассредоточенного притока воды в русло реки. Поэтому достаточно хорошая точность хода уровней р. Иртыш, полученная при расчете по методу кривых наполнения, может служить доказательством правильности выбора этого метода в качестве основы модели.

Река Иртыш является крупной водной артерией северо-восточной части Казахстана. Сток верхней части этой реки практически полностью зарегулирован Бухтарминским водохранилищем. Ниже по течению создано небольшое по емкости Усть-Каменогорское водохранилище, в которое впадает несколько малых водотоков. Два больших притока — реки Уба и Ульба — вливаются в р. Иртыш несколько ниже Усть-Каменогорского гидроузла. Дальше же, до самого устья, р. Иртыш практически бесприточна. Ниже Усть-Каменогорского водохранилища строится Шульбинский гидроузел. После окончания строительства этого гидроузла и наполнения создаваемого им Шульбинского водохранилища расходы воды в р. Иртыш, ниже гидроузла, будут зарегулированы тремя водохранилищами, и режим уровней будет обуславливаться величиной и формой попуска воды через Шульбинский гидроузел. Этот попуск будет определяться расходом рек Убы и Ульбы, расходом воды, сбрасываемой через Бухтарминский гидроузел, а также небольшой величиной сброски или наполнения Шульбинского водохранилища.

Установившийся режим течения воды на бесприточном участке р. Иртыш может наступить только при длительном поддержании постоянного расхода воды через Шульбинский гидроузел, что возможно только в меженный период года. Гидрографы же весеннего половодья и весенних попусков для залива поймы трансформируются в процессе неустановившегося движения воды по

руслу и поймам реки: максимальные расходы уменьшаются, а продолжительность половодья увеличивается. Поэтому меженные уровни воды допустимо находить по зависимостям $Q=f(H)$, построенным для условий установившегося движения воды в реке. Для оценки же режима уровней в период весеннего половодья необходим расчет неустановившегося движения воды. Выполненные исследования позволяют сделать вывод о том, что в условиях сложной конфигурации потока воды в р. Иртыш, возникающей из-за наличия широкой поймы неправильной конфигурации, целесообразно использовать для расчета хода уровней весеннего половодья метод «кривых наполнения русла» [2], в котором трансформирующее влияние русловой и пойменной емкости учитывается в интегральной форме и оценивается всего двумя параметрами.

Кривая наполнения характеризует закономерность изменения уровня водотока во времени в данном пункте при переходе от одного установившегося режима к другому, тоже установившемуся, т. е. характеризует ход уровня воды при одноступенчатом графике пускa с неограниченной длительностью сохранения величины расхода воды до и после его мгновенного изменения. Принимается, что начало изменения уровня запаздывает на время пробега (T), а ход изменения уровня (ΔH) в момент времени t подчиняется экспоненциальному закону

$$\Delta H = \Delta H_{уст} \{1 - \exp[-A(\tau - T)]\},$$

где $\Delta H_{уст}$ — разность установившихся уровней воды после и до изменения расхода воды; A и T — параметры, характеризующие влияние емкости русла и поймы на ход уровней воды во времени и на добегание начала заметного изменения уровня.

Значения A и T зависят от гидроморфометрических характеристик водотока и устанавливаются методом последовательного приближения по данным натурных измерений уровня воды при неустановившемся режиме.

Изменение уровня воды при нескольких ступенях изменения расхода определяется при помощи принципа суперпозиции.

Для рек, имеющих сложные, неправильные сечения, параметры A и T существенно различны при движении воды до и после выхода на пойму. В этом случае расчет ведется отдельно до выхода на пойму — по параметрам A и T русла — и после — по параметрам A и T поймы. Для этого в исходном гидрографе необходимо иметь одну ступень расхода, соответствующего уровню выхода воды на пойму.

Сопоставление вычисленных уровней с измеренными выполнено по результатам расчета на ЭВМ ЕС-1022 по программе, составленной на языке Фортран-4. Оптимизация параметров A и T осуществлена для 8 пунктов р. Иртыш от с. Подпуск до с. Черлак за ряд лет (всего 34 годовых пункта). Среднеквадратичная ошибка, средняя по всем пунктам за рассчитанные годы, составила 0,29 м,

Таблица 1

Среднеквадратичные ошибки (м) расчета уровней р. Иртыш
на участке с. Подпуск—с. Черлак
по методу кривых наполнения русла [2]

Пункт	Год										Сред- нее
	1964	1966	1967	1969	1970	1971	1972	1974	1975	1977	
Подпуск	0,27	0,37	—	0,46	—	—	0,30	—	—	—	0,35
Лебяжье	—	—	—	—	0,38	0,24	0,30	0,26	0,29	—	0,29
Ямышево	0,32	—	—	0,21	—	—	0,31	—	—	0,21	0,26
Павлодар	0,16	0,24	—	0,29	—	—	0,24	—	—	—	0,23
Самрадка	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,39	0,39
Качиры	0,31	0,21	—	0,37	—	—	0,40	—	—	0,28	0,31
Иртышское	0,22	0,20	0,20	0,36	0,27	—	0,26	—	—	0,24	0,25
Черлак	0,31	0,22	—	0,31	—	—	0,20	—	—	—	0,26
Среднее	0,26	0,25	0,20	0,30	0,32	0,24	0,29	0,26	0,29	0,23	0,29

с колебаниями от 0,16 до 0,46 м (табл. 1). Такой результат получен при учете колебания уровней в течение всего половодья, включая и периоды подъема уровней при ледоставе и заторах. Ошибки расчета уровней в безледный период половодья значительно меньше. Так, максимальные уровни определяются расчетом по кривым наполнения русла со среднеквадратичной ошибкой всего 0,06 м. Наглядное представление о качестве расчета трансформации волны половодья на бесприточном участке р. Иртыш можно получить, рассматривая рис. 1, где нанесены измеренные и рассчитанные уровни р. Иртыш в пунктах, расположенных

Таблица 2

Параметры кривых наполнения для р. Иртыш
в пределах Павлодарской области для исходного гидрографа,
взятого в створе с. Семиарское

Водомерный пост	Расстояние от с. Семи- арское, км	A_p	A_n	T_p	T_n	H_n
Семиарское	0	—	—	—	—	—
Подпуск	82	2,4	0,48	0,5	0,5	4,5
Лебяжье	111	2,21	0,457	0,5	0,7	4,5
Ямышево	193	1,80	0,36	1,0	2,17	6,38
Павлодар	274	1,44	0,24	2,38	5,0	3,0
Самрадка	367	1,15	0,168	4,0	7,35	6,60
Качиры	458	0,863	0,144	4,58	9,0	4,3
Иртышское	561	0,72	0,122	6,66	10,5	2,7
Черлак	712	0,60	0,108	8,0	15,5	4,8

между селами Подпуск и Черлак. Параметры A и T установлены методом оптимизации по наблюдаемым уровням воды р. Иртыш для ряда пунктов в течение половодий 1964, 1966, 1977, 1969—1972, 1974, 1975 и 1977 гг. (табл. 2) и построены графики $A=f(X)$

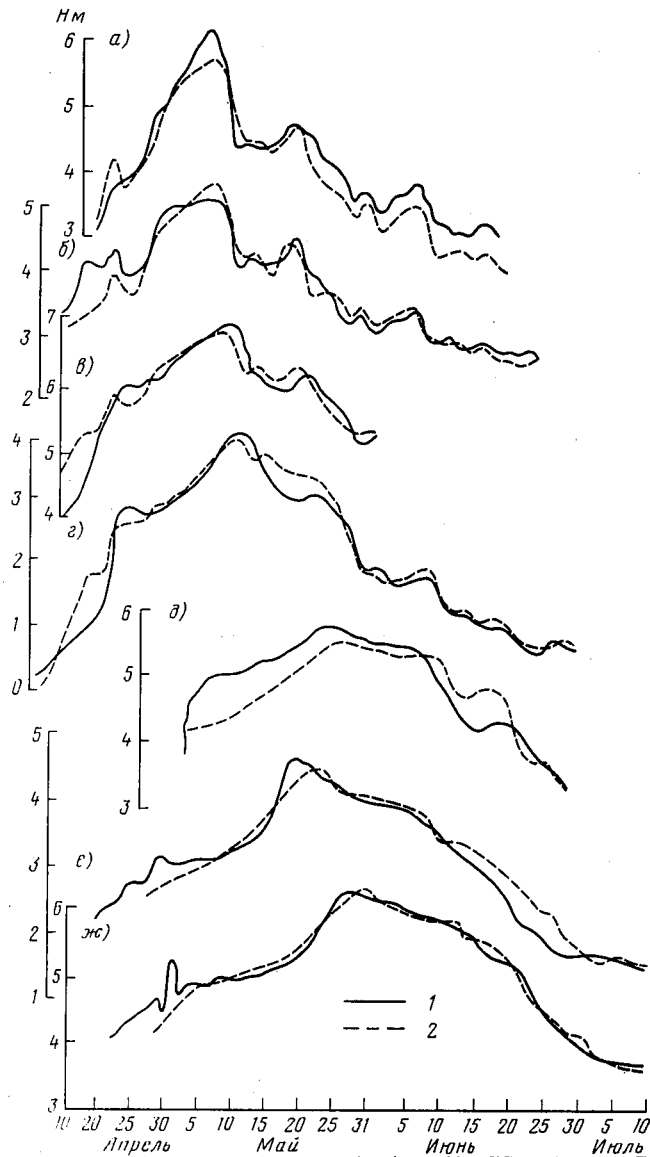


Рис. 1. Трансформация волн половодья 1972 г. р. Иртыш:

a — Подпуск, $б$ — Лебяжье, $в$ — Самарадка, $г$ — Павлодар,
 $д$ — Качиры, $е$ — Иртышское, $ж$ — Черлак; 1 — измеренные,
 2 — рассчитанные

и $T=f(X)$, где X — расстояние от пункта, где задавалось изменение расходов воды р. Иртыш (с. Семиярское) (рис. 2).

Расчеты хода уровней для всех контрольных пунктов р. Иртыш выполнены без учета уменьшения расходов воды из-за безвозвратного задержания ее на пойме. Неучет этого явления при-

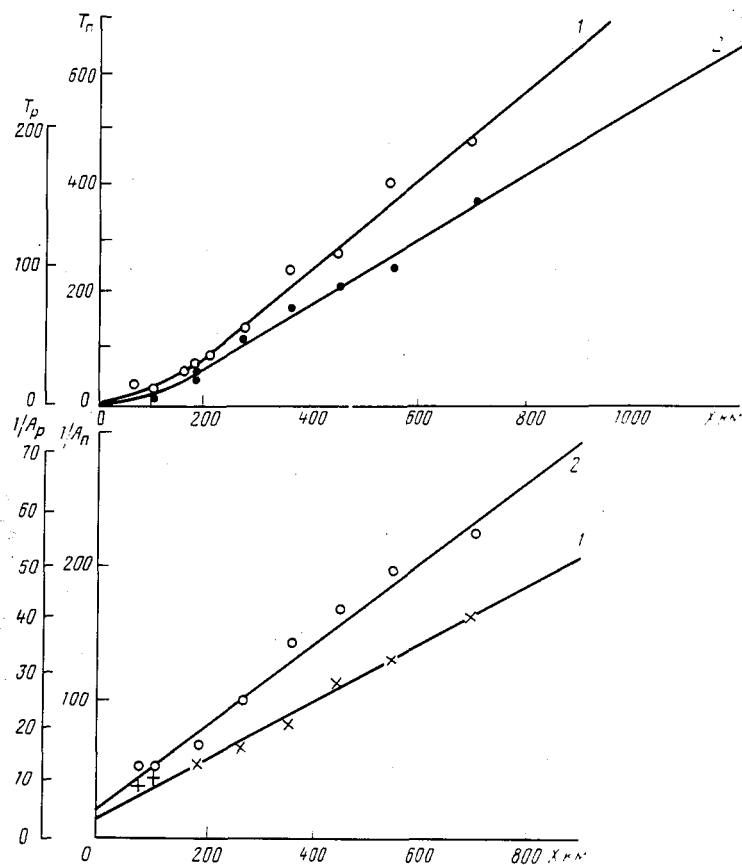


Рис. 2. Зависимость параметров кривых наполнения ($1/A_p$, $1/A_n$, T_p и T_n), найденных методом оптимизации, от расстояния по р. Иртыш ниже с. Семиярское:
1 — русло, 2 — пойма

вел к небольшому завышению, и то только в отдельные годы, уровней на подъеме половодья в пунктах, расположенных ниже г. Павлодара. Несмотря на это, точность расчета уровней по кривым наполнения русла оказалась все же удовлетворительной. Это объясняется, по-видимому, тем, что для больших половодий доля безвозвратно задержанной на пойме р. Иртыш воды невелика по сравнению со всем объемом половодья.

Выполненные исследования позволяют сделать вывод о том, что даже для водотоков, отличающихся весьма сложным морфо-

Таблица 3

Характерные уровни весеннего половодья р. Иртыш
на участке с. Подпуск—с. Черлак после постройки Шульбинского гидроузла

Пункт	Расстояние от Шуль- бинского гидроузла, км	Максимальный уровень поло- водья, м абс.	Уровень затопления поймы продолжи- тельностью, сут		
			5	10	20
Обеспеченность половодья 0,01%					
Подпуск	360	135,90	135,58	135,37	133,50
Лебяжье	389	131,70	131,42	131,22	129,60
Ямышево	471	117,75	117,60	117,47	116,38
Павлодар	552	109,34	109,27	108,98	107,40
Самрадка	645	102,32	102,27	102,04	100,90
Качиры	736	96,14	96,05	95,82	94,46
Иртышское	839	90,82	90,66	90,34	88,45
Черлак	990	82,82	82,64	82,27	80,40
Обеспеченность половодья 0,1%					
Подпуск	360	135,54	135,10	134,94	133,34
Лебяжье	389	131,30	130,96	130,72	129,16
Ямышево	471	117,44	117,28	117,17	115,80
Павлодар	552	108,92	108,84	108,58	107,07
Самрадка	645	102,10	102,02	101,84	100,71
Качиры	736	95,86	95,74	95,52	94,22
Иртышское	839	90,27	90,10	89,82	88,00
Черлак	990	82,25	82,08	81,77	80,14
Обеспеченность половодья 1%					
Подпуск	360	134,94	134,56	134,44	131,70
Лебяжье	389	130,75	130,45	130,30	128,55
Ямышево	471	117,07	116,91	116,74	115,30
Павлодар	552	108,46	108,35	108,04	106,40
Самрадка	645	101,80	101,75	101,52	100,30
Качиры	736	95,48	95,35	95,14	93,98
Иртышское	839	89,65	89,48	89,17	87,64
Черлак	990	81,62	81,48	81,12	79,84
Обеспеченность половодья 5%					
Подпуск	360	134,58	134,30	134,30	131,30
Лебяжье	389	130,42	130,02	129,87	127,94
Ямышево	471	116,86	116,70	116,70	115,04
Павлодар	552	108,20	108,14	107,98	105,84
Самрадка	645	101,70	101,57	101,40	99,90
Качиры	736	95,30	95,20	95,00	93,80
Иртышское	839	89,27	89,06	88,74	87,45
Черлак	990	81,25	81,10	80,70	79,60
Обеспеченность половодья 10%					
Подпуск	360	134,29	134,28	134,16	131,40
Лебяжье	389	130,17	130,15	130,05	127,75
Ямышево	471	116,69	116,65	116,60	114,70
Павлодар	552	108,17	108,04	107,82	105,46
Самрадка	645	101,70	101,52	101,28	99,57
Качиры	736	95,30	95,08	94,65	93,50
Иртышское	839	89,27	88,90	88,36	87,44
Черлак	990	81,25	80,86	80,38	79,54

Продолжение табл. 3

Пункт	Расстояние от Шульбинского гидроузла, км	Максимальный уровень половодья, м абс.	Уровень затопления поймы продолжительностью, сут		
			5	10	20
Обеспеченность половодья 25%					
Подпуск	360	134,29	134,28	134,16	131,40
Лебяжье	389	130,17	130,15	130,05	127,75
Ямышево	471	116,69	116,65	116,60	114,70
Павлодар	552	108,17	108,04	107,82	105,46
Самрадка	645	101,70	101,52	101,28	99,57
Качиры	736	95,30	95,08	94,65	93,50
Иртышское	839	89,27	88,90	88,36	87,44
Черлак	990	81,25	80,86	80,38	79,54
Обеспеченность половодья 50%					
Подпуск	360	134,29	134,28	134,16	131,40
Лебяжье	389	130,17	130,15	130,05	127,75
Ямышево	471	116,69	116,65	116,60	114,70
Павлодар	552	108,17	108,04	107,82	105,46
Самрадка	645	101,70	101,52	101,28	99,57
Качиры	736	95,30	95,08	94,65	93,50
Иртышское	839	89,27	88,90	88,36	87,44
Черлак	990	81,25	80,86	80,38	79,54

метрическим строением русла и поймы, расчет неустановившегося движения воды по методу кривых наполнения обеспечивает достаточно высокую точность оценки хода уровней. Учитывая также, что этот метод отличается чрезвычайной простотой и удобством применения, использование его в нашей модели формирования гидрографов паводков [1] представляется предпочтительным.

Хорошее совпадение расчета с натурой позволяет использовать метод для расчета хода уровней в период весеннего половодья, по которым можно установить расчетные значения их для р. Иртыш ниже Шульбинского гидроузла. Они необходимы для правильного проектирования мелиоративных мероприятий, направленных на обеспечение высоких и устойчивых урожаев луговых трав на заливных лугах в пойме р. Иртыш. Наибольший интерес представляют максимальные уровни весеннего половодья и уровни, имеющие продолжительность стояния до 20—30 сут. Величины таких уровней получены по графикам хода уровней в период весеннего половодья, построенным по результатам расчета трансформации гидрографов паводков в нижнем бьефе Шульбинского гидроузла обеспеченностью 0,01; 0,1; 1; 5; 10; 25; 50% для 8 пунктов. Расчетные уровни приведены в табл. 3.

Результаты расчета хода уровней р. Иртыш в период половодья на участке ниже Шульбинского гидроузла наглядно показывают, как трансформируется волна половодья при движении ее по руслу реки. Так, например, максимальный расход половодья

1%-ной обеспеченности уменьшается от 7447 м³/с в нижнем бьефе Шульбинского гидроузла до 3200 м³/с у с. Черлак, т. е. более чем в два раза.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Браславский А. П., Остроумова Л. П. О модели формирования гидрографа паводка, основанной на расчете неустановившегося движения воды по кривым наполнения русла. — Труды КазНИИ Госкомгидромета, 1980, вып. 55, с. 83—91.
2. Браславский А. П. Приближенный способ расчета колебаний уровня воды при неустановившемся движении воды. — Труды ГГИ, 1950, вып. 26, с. 10—26.

Л. П. ОСТРОУМОВА

МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПАРАМЕТРОВ КРИВЫХ НАПОЛНЕНИЯ РУСЛА

Рассмотрение ряда гидрологических процессов требует учета неустановившегося движения воды в водотоке и на склоне водосбора. Только путем расчета неустановившегося движения воды можно физически обоснованно оценить трансформацию пускоков воды из водохранилищ, формирование дождевого и снегового паводков и их максимальных расходов и др. Одним из простых и в то же время достаточно точных приемов такого расчета является метод кривых наполнения русла [1]. В этом методе используется эмпирическая интегральная зависимость (1), аппроксимирующая неустановившийся ход уровня в расчетном створе водотока (H_τ) при одноступенчатом изменении расхода воды в вышерасположенном пункте, от начального (Q_n) до конечного (Q_k):

$$H_\tau = H_n + \Delta H_y \{1 - \exp[-A_x(\tau - T_x)]\}, \quad (1)$$

где H_n и H_k — начальный и конечный уровни воды в данном створе при установившемся движении воды, соответствующие расходам Q_n и Q_k ($\Delta H_y = H_k - H_n$); A_x и T_x — параметры, отражающие влияние емкости русла водотока на интенсивность изменения уровня во времени (A_x) и на время добегания фронта заметного изменения уровня до расчетного створа (T_x).

При наличии многоступенчатого гидрографа рассчитываются изменения уровня от каждой ступени гидрографа и затем алгебраически складываются.

Метод кривых наполнения русла предполагается использовать при реализации модели расчета паводков и половодий, предложенной в [2]. Эта реализация окажется возможной, если будет найден метод определения параметров A_x и T_x в любом створе по длине водотока.

Для определения параметров A и T можно использовать два пути: подбор их значений по данным натуральных измерений хода уровня в расчетном створе водотока и установление связи величин параметров A и T с морфометрическими и гидравлическими характеристиками водотока, используя для этого уравнение водного баланса участка водотока от места изменения расхода воды до расчетного створа.

Очевидно, первый путь пригоден только при наличии данных наблюдений за уровнями водотока и не может обеспечить получения непрерывной по длине его информации о параметрах A и T . Этим путем можно получить опорные дискретные значения этих параметров.

Второй путь является более перспективным и в случае успеха можно будет получить непрерывный ход параметров A и T по длине водотока, что, в частности, необходимо при разработке упомянутой выше модели расчета паводков с применением метода кривых наполнения русла [2].

Подбор параметров A и T по данным наблюдений за уровнями воды был выполнен для р. Волги ниже Ивановского гидроузла [3], для р. Иртыш ниже Шульбинского гидроузла. Найденные значения параметров приведены в табл. 1. Эти данные использованы как контрольные при разработке второго пути определения параметров A и T . Качество подбора параметров можно оценить по среднеквадратичной ошибке расчета уровней (табл. 2).

Попытки использовать второй путь определения параметра были сделаны в [1 и 5]. Однако эти попытки не дали положительных результатов: полученную расчетную зависимость для параметра A невозможно использовать практически, так как в нее входит параметр T , а практически метода его оценки не дается. Ниже излагается методика определения параметров A и T по

Таблица 1

Параметры A и T , полученные подбором по фактическим данным изменений уровней водотоков

Р. Волга ниже Ивановского гидроузла			Р. Иртыш ниже с. Шульба				
x км	A ч ⁻¹	T ч	x км	русло		пойма	
				A сут ⁻¹	T сут	A сут ⁻¹	T сут
0,7	0,95	0,01	360	1,11	1,7	0,345	2,6
1,2	0,90	0,02	389	1,01	2,0	0,300	3,3
4,9	0,4	0,5	471	0,80	2,9	0,204	5,4
9,1	0,23	1,7	552	0,64	3,8	0,159	7,4
12,3	0,19	2,3	645	0,51	4,8	0,127	9,7
19,2	0,09	4,5	736	0,43	5,8	0,108	11,8
24,7	0,07	5,2	839	0,34	7,1	0,094	14,2
			990	0,22	8,8	0,08	18,0

Таблица 2

**Характеристика точности расчета уровней
по методу кривых наполнения русла**

Номер пункта и пункт изме- рения уровня	Расстояние от места измерения расхода воды, км	Период изменений уровней	Амплитуда колебания уровня, м	Средняя квад- ратическая ошибка расчета уровня	
				м	% от ампли- туды
Р. Волга ниже Иваньковского гидроузла, специальный попуск					
1	0,7	8—11 августа 1939 г.	1,09	0,06	5,5
2	1,2		1,05	0,06	5,7
3	4,9		1,02	0,05	5,9
4	9,2		1,01	0,06	5,9
5	12,4		0,9	0,04	4,4
6	19,2		0,6	0,06	10
7	24,7		0,5	0,06	12
Р. Иртыш ниже с. Шульба, весеннее половодье					
Подпуск	360	1964, 1966, 1969, 1972 гг.	3,27	0,35	10,7
Лебяжье	389	1970—1975 гг.	2,50	0,29	11,6
Ямышево	471	1964, 1969, 1972, 1977 гг.	2,40	0,26	10,8
Павлодар	552	1964, 1966, 1969, 1972 гг.	3,10	0,23	7,4
Самрадка	645	1977 г.	3,00	0,39	13,0
Качиры	736	1964, 1966, 1969, 1977 гг.	2,80	0,31	11,1
Иртышское	839	1964—1970, 1972, 1977 гг.	3,60	0,25	6,9
Черлак	990	1964, 1966, 1969, 1972 гг.	3,30	0,26	7,9

морфологическим и гидравлическим характеристикам водотока. Отличием ее является то, что в основу вывода расчетных зависимостей положено не одно, а два уравнения водного баланса для участка водотока между местом изменения расхода воды и расчетным створом.

Первое уравнение записывается для интервала времени от момента изменения расхода воды в верхнем створе до момента перехода неустановившегося движения воды в установившееся в расчетном створе (рис. 1 а). Второе уравнение водного баланса составляется для интервала времени от того же момента изменения расхода воды в верхнем створе до момента начала изменения уровня в нижерасположенном расчетном створе (рис. 1 б).

Для вывода первого уравнения выделим два характерных интервала времени: от момента изменения расхода воды в верхнем створе водотока до начала изменения уровня в расчетном пункте и от этого момента до бесконечности.

Такой подход к записи уравнения водного баланса удобен потому, что в течение всего первого интервала времени T расход воды, протекающей через верхний створ, равен Q_k , а через нижний расчетный створ — Q_n и, следовательно, легко найти объем

воды, накопившейся за время T на участке. Очевидно, он равен $(Q_k - Q_n)T$.

В течение второго интервала времени расход через расчетный створ (Q_r) изменяется от Q_n до Q_k — участок B_1B_2 кривой $Q_r = f(x)$ (рис. 1 в, г). Так как расход воды через верхний створ

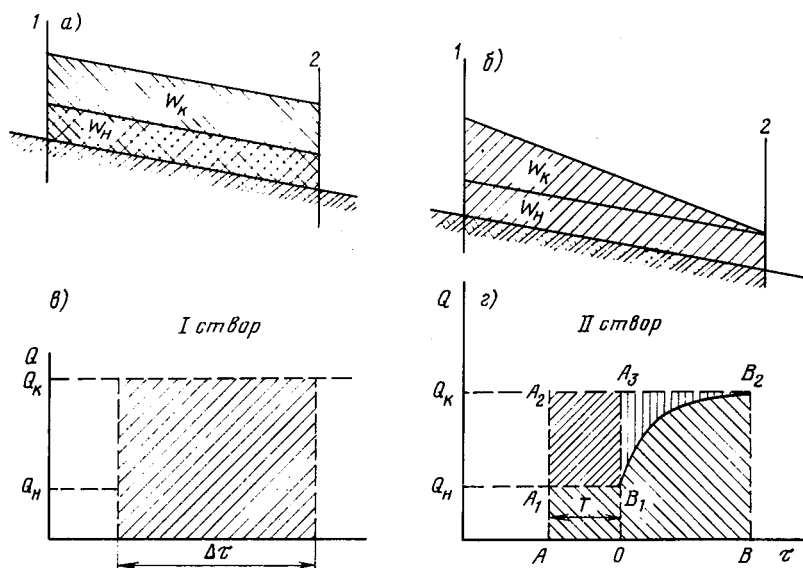


Рис. 1. Схемы к выводу уравнений водного баланса участка реки от места изменения расхода воды до расчетного створа:

а — схема 1; б — схема 2; в — схема 3, I створ; г — схема 3, II створ

остается все время одинаковым и равным Q_k , то очевидно, что объем накопившейся воды на расчетном участке за второй интервал времени (от 0 до ∞) будет равен $\int_0^{\infty} (Q_k - Q_r) d\tau$. Этот объем изображен на рис. 1 г в виде заштрихованной фигуры $B_1A_3B_2$. Общий объем воды, аккумулированный на расчетном участке, будет равен $(Q_k - Q_n)T + \int_0^{\infty} (Q_k - Q_r) d\tau$.

Из остальных слагаемых водного баланса водотока учтем только изменение ΔW_n объема воды на участке от W_n до W_k , соответствующее установившемуся режиму движения воды с расходами Q_n и Q_k . Величинами боковой приточности, испарения, атмосферных осадков, водообмена грунтовых вод будем пренебрегать, полагая их малыми по сравнению с указанными выше двумя слагаемыми водного баланса участка водотока. Тогда первое уравнение этого баланса запишется так:

$$\Delta W_n = (Q_k - Q_n)T + \int_0^{\infty} (Q_k - Q_r) d\tau \quad (2)$$

Для решения интеграла, записанного в правой части этого уравнения, необходимо знать функцию $Q_\tau = f(\tau)$. Найдем эту функцию, используя основное уравнение методики кривых наполнения русла (1), представляющее собой зависимость $H_\tau = f_1(\tau)$, и уравнение кривой расходов воды в расчетном створе водотока $Q_y = f_2(H)$. Так как это уравнение описывает связь расхода воды Q_y с уровнем H при установившемся движении воды, то при использовании его в условиях неустановившегося движения [4, 5] введем поправочный коэффициент K_i и окончательно запишем

$$Q_\tau = K_i Q_y = K_i f_2(H_\tau) = K_i f_2[f_1(\tau)].$$

Для практического использования этого выражения надо знать $f_2(H_\tau)$ и коэффициент K_i . Для перехода от H_τ до Q_τ используем уравнение кривой расходов, которое для интервала уровней от H_n до H_k удобно записать в виде

$$Q_y = Q_1 + (Q_2 - Q_1) \left(\frac{H_\tau - H_1}{H_2 - H_1} \right)^n, \quad (3)$$

где H_τ — уровень, лежащий между H_1 и H_2 ; H_1 и H_2 — установившиеся уровни, соответствующие расходам воды Q_1 и Q_2 ; n — параметр, характеризующий кривизну рассматриваемого участка кривой.

Для случая увеличения расходов $Q_1 = Q_n$ и $Q_2 = Q_k$ соответственно $H_1 = H_n$ и $H_2 = H_k$. Для случая уменьшения расходов $Q_1 = Q_k$, $Q_2 = Q_n$, $H_1 = H_k$ и $H_2 = H_n$. Параметр n находим из условия совпадения третьей точки на участке кривой расходов между Q_1 и Q_2 , соответствующей среднему уровню

$$H_{cp} = \frac{(H_n + H_k)}{2}, \quad (4)$$

$$n = -1,443 \ln \left(\frac{Q_s - Q_1}{Q_2 - Q_1} \right),$$

где Q_s — установившийся расход воды при H_{cp} .

Если кривую расходов, как это обычно принято, выразить уравнением

$$Q_y = BH^m,$$

то H — уровень воды над отметкой, соответствующей нулевому расходу

$$Q_s = B [0,5 (H_n + H_k)]^m,$$

и тогда

$$n = -1,443 \ln \left\{ \frac{Q_k - B [0,5 (H_n - H_k)]^m}{\Delta Q} \right\}.$$

Определим теперь приближенную расчетную зависимость для вычисления коэффициента K_i , учитывающего влияние неустановив-

шегося движения воды в водотоке на связь $Q_y = f_2(H)$, найденную при установившемся движении. Как известно, при медленно изменяющемся движении воды в динамическом уравнении, описывающем это движение, наибольшую роль играет потеря энергии на трение. В этом случае коэффициент K_i можно выразить в виде

$$K_i = \sqrt{\frac{i_\tau}{i_0}}, \quad (5)$$

где i_τ — уклон свободной поверхности водотока в момент τ , i_0 — такой же уклон при установившемся движении воды.

Уклон i_0 является гидравлической характеристикой водотока, постоянной при данном расходе воды в нем. Он заранее известен. Уклон же i_τ изменяется во времени, т. е. $i_\tau = f(\tau)$. Приближенно эту зависимость можно найти следующим образом.

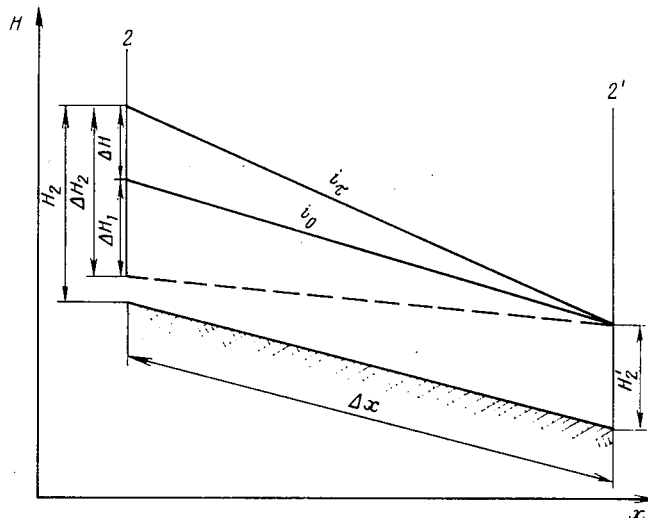


Рис. 2. Схема к выводу коэффициента K_i

Выделим в районе расчетного створа 2 (рис. 2) участок небольшой длины Δx . Начало этого участка приурочим к створу 2. Конец участка Δx обозначим 2'. Падение уровня воды на этом участке определяется разностью отметок уровней на его концах, а эти уровни при неустановившемся движении воды изменяются во времени неодинаково: в створе 2 подъем уровня происходит быстрее, чем в створе 2', так как здесь начало подъема запаздывает на время добегающего фронта заметного изменения уровня. Из-за этого уклон свободной поверхности увеличивается при подъеме и уменьшается при спаде уровней по сравнению с уклоном при установившемся движении. Так, если при неустановившемся движении воды ход уровня воды определяется параметрами A и T , из-

меняющимися по длине водотока, то при выводе формулы, описывающей закономерность $i_x = f(\tau)$, в принципе, следует учитывать влияние зависимостей $A = f(x)$ и $T = f(x)$. В [2] при выводе формулы $i_x = f(x)$ оценивалось изменение только одного параметра A , который принимался обратно пропорциональным расстоянию от места изменения расхода воды, т. е. считалось, что $A = \frac{\alpha}{x}$.

В результате было получено

$$i_x = \frac{\Delta H_y}{x} A \tau e^{-A(\tau-T)}$$

Проверка этой формулы по материалам наблюдений за неустановившимся движением воды р. Волги в нижнем бьефе Ивановского гидроузла [3] показало неудовлетворительное совпадение расчета с натурой. По-видимому, это связано с тем, что наиболее сильное влияние на изменение уклона оказывает не параметр A , а различие во времени начала подъема уровней в створах 2 и 2', связанное с изменением времени добега фронта заметного изменения уровня (T) по длине водотока. Приведем вывод зависимости $i_x = f(\tau)$ с учетом этого обстоятельства.

Приближенно будем считать, что T пропорционально расстоянию

$$T = K_1 x.$$

Как видно из рис. 2, уклон свободной поверхности водотока на участке 2—2' равен

$$i_x = \frac{\Delta H_2}{\Delta H} = \frac{\Delta H_1}{\Delta x} + \frac{H_2 - H_2'}{\Delta x}. \quad (6)$$

Уровни H_2 и H_2' в соответствии с формулой (1) будут равны:

$$H_2 = H_n + \Delta H_y [1 - e^{-A\tau}], \quad (7)$$

$$H_2' = H_n + \Delta H_y [1 - e^{-A(\tau - \Delta T)}]. \quad (8)$$

Следовательно,

$$i_x = i_0 + \frac{\Delta H_y [e^{-A(\tau - \Delta T)} - e^{-A\tau}]}{\Delta x}. \quad (9)$$

Уклон i_x в створе 2 получаем, полагая $\Delta x \rightarrow 0$:

$$i_x = i_0 + \Delta H_y \lim_{\Delta x \rightarrow 0} \frac{e^{-A(\tau - \Delta T)} - e^{-A\tau}}{\Delta x} = i_0 + \frac{\Delta H_y}{x} A \tau e^{-A\tau}. \quad (10)$$

Тогда

$$Q_x = Q_y \sqrt{1 + \frac{\Delta H_y}{i_0 x} A \tau e^{-A\tau}}. \quad (11)$$

С учетом выражения (11) уравнение водного баланса (2) можно записать в виде

$$\Delta W_n = (Q_k - Q_n) T + \int_0^{\infty} \left(Q_k - Q_y \sqrt{1 + \frac{\Delta H_y T}{i_0 x} A e^{-A\tau}} \right) d\tau. \quad (12)$$

Приближенное решение интеграла, записанного в правой части уравнения (12), выполним путем разложения в ряд коэффициента при Q_y , сохранив два члена этого ряда

$$\sqrt{1 + \frac{\Delta H_y T}{i_0 x} A e^{-A\tau}} = 1 + 0,5 \frac{\Delta H_y T}{i_0 x} A e^{-A\tau}.$$

При увеличении расхода воды уравнение кривой расхода будет иметь вид

$$Q_y = Q_n + (Q_k - Q_n) \left(\frac{H_\tau - H_n}{H_k - H_n} \right)^n, \quad (13)$$

а при уменьшении

$$Q_y = Q_k + (Q_n - Q_k) \left(\frac{H_\tau - H_k}{H_n - H_k} \right)^n. \quad (14)$$

Используя уравнения (1), (12)–(14), получаем выражения: для степени увеличения расхода

$$\int_0^{\infty} (Q_n - Q_\tau) d\tau = \frac{\Delta Q n}{A} \left(1 - \frac{n-1}{4} \right) - \Delta Q b n \left(\frac{1}{n} - \frac{1}{2} + \frac{n-1}{6} \right) - Q_n b, \quad (15)$$

где

$$\Delta Q = Q_k - Q_n;$$

для степени уменьшения расхода

$$\int_0^{\infty} (Q_k - Q_\tau) d\tau = \frac{\Delta Q}{An} + \frac{\Delta Q b}{1+n} - Q_n b. \quad (16)$$

После подстановки выражений (15) и (16) в (2) находим искомое значение параметра A .

Для случая увеличения расхода воды

$$A = \frac{n \left(1 - \frac{n-1}{4} \right)}{\frac{\Delta W}{\Delta Q} - T + nb \left(\frac{1}{n} - \frac{1}{2} + \frac{n-1}{6} \right) + \frac{Q_n}{\Delta Q} b}, \quad (17)$$

а для случая уменьшения расхода

$$A = \frac{1}{n \left(\frac{\Delta W}{\Delta Q} - T + \frac{Q_k}{\Delta Q} b - \frac{b}{1+n} \right)}. \quad (18)$$

Рассмотрим второе уравнение водного баланса участка, записанное для интервала времени T . Основными слагаемыми этого

уравнения являются (рис. 1 б) разность притока и оттока воды через створы 1 и 2, равная $(Q - Q_n) T$, и изменение объема воды на участке 1—2 за время T :

$$\Delta W_T = W_{k, \tau} - W_n$$

Следовательно,

$$(Q_k - Q_n) T = \Delta W_T, \quad (19)$$

где W_n — объем воды на участке водотока при установившемся движении воды с расходом Q , соответствующий начальному моменту времени; $W_{k, \tau}$ — объем воды на том же участке водотока в момент начала изменения уровня во втором створе; T — время добегания фронта заметного изменения уровня от 1-го до 2-го створа.

Остальными слагаемыми уравнения водного баланса участка водотока будем пренебрегать, как это было сделано и при выводе первого уравнения водного баланса (2).

Объем воды, находящейся на участке водотока, зависит от его длины и площади водного сечения потока (F). Обычно значение F связывают с уровнем воды. Удобнее использовать связь площади F с расходом воды водотока при установившемся режиме движения:

$$F = RQ_y. \quad (20)$$

Обратная величина коэффициента R представляет собой среднюю скорость течения воды в поперечном сечении водотока

$$\frac{1}{R} = \frac{Q_y}{F} = V_{cp}$$

Объем воды, заполняющий участок водотока длиной x , можно определить как

$$W = \int_0^x F_x dx,$$

где F_x — площадь поперечного сечения потока, выраженная в виде функции от расстояния x , отсчитываемого от сечения 1. Рассмотрим призматический участок водотока, для которого $R = \text{const}$. Объем воды на таком участке в начальный момент при установившемся движении воды с расходом Q_n будет

$$W_{n, n} = \int_0^x F_n dx = \int_0^x RQ_n dx = RQ_n x. \quad (21)$$

Объем воды на участке водотока через интервал времени T после момента изменения расхода воды в створе 1 будет

$$\begin{aligned} W_{k, \tau} &= \int_0^x F_x dx = \int_0^x RQ_x dx = \int_0^x R \left[Q_k - \Delta Q \left(\frac{H_k - H}{\Delta H_y} \right)^n \right] dx = \\ &= \int_0^x RQ_k dx - \int_0^x R \Delta Q \left\{ \frac{H_k - H_n - \Delta H_y [1 - e^{-A_x (T - T_x)}]}{\Delta H_y} \right\}^n dx = \\ &= W_{k, n} - \Delta F \int_0^x e^{-A_x^n (T - T_x)} dx. \end{aligned} \quad (22)$$

Учитывая эти выражения, запишем второе уравнение водного баланса участка водотока в виде

$$\begin{aligned} \Delta QT &= W_{к.п} - \Delta F \int_0^x e^{-A_x n (T - T_x)} dx - W_{н.п} = \\ &= \Delta W_{п} - \Delta F \int_0^x e^{-A_x n (T - T_x)} dx. \end{aligned} \quad (23)$$

Для решения этого уравнения необходимо знать функции $A_x = f(x)$ и $T_x = f(x)$, что существенно затрудняет определение параметров A и T для данного створа водотока путем совместного решения двух уравнений водного баланса (2) и (23). Алгоритм этого решения в конечных разностях приобретает громоздкий вид. Участок водотока между сечениями 1—2 делится на малые отрезки, в пределах которых допустимо считать линейными все переменные и их функции. Затем поочередно, начиная от верхнего участка, рассчитываются A и T для нижних концов отрезков Δx , решая систему уравнений (17) или (18) и (23).

Такое решение возможно, если будут известны значения A и T в начале участка (A_n и T_n). Для всех участков, кроме первого, A_n и T_n будут известны из расчета предшествующего участка, так как $A_{н,i} = A_{к,i-1}$ и $T_{н,i} = T_{к,i-1}$. Для первого же участка известно только, что $T_{н,1} = 0$, значение же $A_{н,1}$ можно найти приближенно, назначив длину первого участка (Δx_1) достаточно малой для того, чтобы принять $A_{н,1} = A_{к,1} = A_1$. Решая интеграл в формуле (23) методом трапеции, получаем расчетные уравнения для определения A_1 и $T_{к,1}$, например, для ступени уменьшения расхода воды в виде

$$\begin{aligned} A_1 &= \frac{1}{n \left[\frac{\Delta W_{п}}{\Delta Q} - T_{к,1} + \frac{0,5 \Delta H_y T}{l_0 x} \left(\frac{Q_k}{\Delta Q} - \frac{1}{n+1} \right) \right]}, \\ T_{к,1} &= \frac{1}{\Delta Q} \left\{ \Delta W_{п} - 0,5 \Delta F \Delta x_1 [1 + \exp(-n A_1 T_{к,1})] \right\}. \end{aligned} \quad (24)$$

Эта система уравнений решается методом итераций. Значения параметров A_k и T_k для нижних концов всех остальных участков находятся из системы уравнений (17) или (18) и (23). Интеграл, записанный в правой части второго уравнения, вычисляется методом трапеций, а объем $\Delta W_{п}$ — суммированием его значений по участкам водотока. Расчетные формулы приобретают, например для ступени уменьшения расхода воды, следующий вид:

$$A_j = \frac{1}{n \left[\frac{1}{\Delta Q} \sum_{i=1}^j \left(\frac{\Delta F'_{к,i} + \Delta F''_{к,i}}{2} \Delta x_i \right) - T_j + \frac{0,5 \Delta H_y T_j}{l_0 x_j} \left(\frac{Q_k}{\Delta Q} - \frac{1}{n+1} \right) \right]}, \quad (25)$$

$$T_j = \frac{1}{\Delta Q} \sum_{i=j}^1 \left(\frac{\Delta F'_i + \Delta F''_i}{2} \Delta x_i \right).$$

В этих уравнениях параметры A_j и T_j соответствуют концу участка j ; значения $\Delta F'_i$ и $\Delta F''_i$ — приращения площади поперечного сечения потока в начале и конце i -го участка, соответствующие времени T_j от момента изменения расхода в створе I ; $\Delta F'_{к,i}$ и $\Delta F''_{к,i}$ — то же после достижения установившегося режима движения воды при расходе Q_k .

Значение ΔF вычисляется как разность $F_k - F_n$, а эти площади определяются по формуле (20), в которой расход Q_y находится по уровню воды. Уровень же определяется по основному уравнению (1) метода кривых наполнения русла. Величина его рассчитывается аналогично, но при $Q_y = Q_k$.

Система двух уравнений (2) и (23) позволяет определять параметры A и T для водотоков, имеющих непризматическую форму русла. В этом случае необходимо деление водотока на расчетные участки осуществить так, чтобы в пределах одного участка приближенно выполнялось требование линейности изменения всех переменных и их функций.

Описанный выше порядок определения параметров A и T весьма трудоемок, так как требует установления путем итерационных расчетов зависимостей $A=f(x)$ и $T=f(x)$ для всего водотока от места изменения расходов воды до расчетного створа. Поэтому представляет практический интерес разработка упрощенных путей установления зависимости параметров A и T от морфометрических и гидравлических характеристик водотока. Один из них излагается ниже.

Как показал анализ материалов исследований неустановившегося движения воды на реках Волге и Иртыше (табл. 3), существует достаточно тесная зависимость между объемами ΔW_T и ΔW_n . Их отношение

$$K_T = \frac{\Delta W_T}{\Delta W_n}$$

оказалось хорошо коррелирующимся с расстоянием x между расчетным створом и местом изменения расхода воды. Эта связь достаточно точно выражается экспоненциальной зависимостью

$$K_T = 1 - \exp(-ax^{n_1}). \quad (26)$$

Для рек Волги и Иртыша $a=0,1256$ и $n_1=0,31$. Используя (26), можно найти параметр

$$T = \frac{\Delta W_n K_T}{\Delta Q}. \quad (27)$$

Зная T , по формуле (18) определяется A .

Таблица 3

Коэффициенты K_T , полученные по данным наблюдений

Номер створа и пункт	T	x км	ΔW_T млн. м ³	ΔW_{II} млн. м ³	$K_T = \frac{\Delta W_T}{\Delta W_{II}}$	$K_T = \frac{1 - \exp(-ax^2)}{x(-ax^2)}$
Р. Волга ниже Иваньковского гидроузла, специальный попуск 8 августа 1939 г.						
1	0,05 ч	0,7	0,0234	0,2275	0,103	0,106
2	0,1	1,2	0,0468	0,455	0,103	0,124
3	0,5	4,9	0,234	1,7005	0,138	0,186
4	1,5	8,2	0,702	2,773	0,253	0,214
5	2,3	12,4	1,0764	4,273	0,252	0,270
6	4,5	19,2	2,106	6,483	0,325	0,269
7	5,2	24,7	2,4336	8,2705	0,294	0,288
Р. Иртыш ниже с. Шульба, весенние половодья до выхода воды на пойму						
Подпуск	1,7 сут	360	220,3	372,6	0,591	0,540
Лебяжье	2,0	389	259,2	443,46	0,584	0,550
Ямышево	2,9	471	375,84	925,515	0,406	0,570
Павлодар	3,8	552	492,48	745,2	0,661	0,589
Самрадка	4,8	645	622,08	957,825	0,649	0,607
Качиры	5,8	736	751,68	1148,16	0,655	0,622
Иртышское	7,1	839	920,16	1371,77	0,671	0,637
Черлак	8,8	990	1140,48	1707,75	0,667	0,656
Р. Иртыш ниже с. Шульба, весенние половодья после выхода воды на пойму						
Подпуск	2,6 сут	360	112,32	199,8	0,560	0,540
Лебяжье	3,3	389	142,56	250,63	0,547	0,550
Ямышево	5,4	471	233,28	414,48	0,562	0,570
Павлодар	7,4	552	319,68	552,0	0,579	0,589
Самрадка	9,7	645	419,04	712,72	0,588	0,607
Качиры	11,8	736	509,76	875,84	0,582	0,622
Иртышское	14,2	839	613,44	1040,36	0,590	0,637
Черлак	18,0	990	777,60	1277,10	0,609	0,656

Таблица 4

Расчет параметров A и T по формулам (17) и (26)
для р. Волга ниже Иваньковского гидроузла

Номер участка	x м	Объем, м ³			T ч	A ч ⁻¹
		ΔW_p	$\Delta W_{доп}$	$\Delta W_{II} = \Delta W_p + \Delta W_{доп}$		
1	700	209 300	65 000	274 300	0,1	1,01
2	1200	358 000	108 000	466 800	0,2	0,74
3	4900	1 465 100	108 000	1 573 100	0,6	0,35
4	9100	2 720 900	108 000	2 828 900	1,5	0,22
5	12 300	3 677 700	243 000	3 920 700	2,2	0,16
6	19 100	5 710 900	243 000	5 953 900	3,5	0,11
7	24 000	7 176 000	243 000	7 419 000	5,0	0,10

Примечание. $\Delta W_{доп}$ — дополнительный объем на заполнение староречья р. Волги (участок 1), отводящего канала шлюза (участок 2), устьевого участка р. Сестры (участок 5); параметр R принят постоянным на всех расчетных участках; $R = 2,3$ с/м; $\Delta Q = 130$ м³/с; $Q_H = 10$ м³/с; $Q_N = 140$ м³/с; $i_0 = 0,00013$; $H_H = 0,17$ м; $H_K = 1,25$ м; $H_{cp} = 0,71$ м; $Q_s = 66,8$ м³/с; $l = 1,195$.

Таблица 5

Расчет параметров A и T по формулам (17) и (26) для р. Иртыш на участке с. Подпуск—с. Черлак

Пункт	х км	R с/м	Объем, м ³		H _н м	H _к м	ΔH _у м	H _с м	Q _с м ³ /с	n	b ₀	T сут	A сут ⁻¹
			ΔW=RxΔQ	ΔQ									
р. Иртыш, русло													
(Q _н = 500 м ³ /с, Q _к = 2000 м ³ /с, ΔQ = 1500 м ³ /с)													
Подпуск	360	0,66		3,564 · 10 ⁸	130,1	132,6	2,54	131,4	1105	1,310	0,00013	1,6	1,11
Лебяжье	389	0,71		4,14285 · 10 ⁸	126,4	128,8	2,40	127,6	1077	1,379	0,00016	1,9	1,01
Ямышеве	471	0,80		5,652 · 10 ⁸	113,7	115,6	1,92	114,6	1129	1,268	0,00012	2,6	0,80
Павлодар	552	0,87		7,2036 · 10 ⁸	103,8	106,7	2,91	105,2	1127	1,259	0,00006	3,4	0,64
Самрадка	645	0,92		8,901 · 10 ⁸	97,8	100,6	2,76	99,3	1162	1,180	0,00007	4,5	0,51
Качиры	736	1,00		11,04 · 10 ⁸	91,5	94,9	3,36	93,2	1065	1,409	0,00006	5,5	0,43
Иртышское	839	1,06		13,340 · 10 ⁸	85,4	98,8	3,37	87,1	1077	1,379	0,00005	6,7	0,34
Черлак	990	1,15		17,0775 · 10 ⁸	77,5	80,8	3,25	79,2	1036	1,485	0,00005	8,6	0,22
р. Иртыш, пойма													
(Q _н = 2800 м ³ /с, Q _к = 3300 м ³ /с, ΔQ = 500 м ³ /с)													
Подпуск	360	1,47		2,4588 · 10 ⁸	133,6	134,1	0,50	133,8	2994	1,366	0,00013	2,5	0,34
Лебяжье	389	1,60		2,6406 · 10 ⁸	129,6	130,0	0,34	129,8	3008	1,266	0,00016	3,3	0,30
Ямышеве	471	2,01		4,72884 · 10 ⁸	116,3	116,6	0,25	116,4	3016	1,211	0,00012	5,5	0,21
Павлодар	552	2,25		6,2928 · 10 ⁸	107,8	108,0	0,29	107,9	3010	1,252	0,00006	7,5	0,16
Самрадка	645	2,40		7,74645 · 10 ⁸	101,6	101,8	0,22	101,7	3035	1,089	0,00007	10,0	0,13
Качиры	736	2,51		9,2368 · 10 ⁸	95,38	95,6	0,22	95,5	3037	1,077	0,00006	12,6	0,12
Иртышское	839	2,60		10,92378 · 10 ⁸	89,47	89,84	0,37	89,7	3031	1,114	0,00005	15,3	0,10
Черлак	990	2,68		13,28085 · 10 ⁸	81,53	81,91	0,38	81,7	3037	1,077	0,00005	19,4	0,09

Примечание. Для р. Иртыш R находится по зависимости от расстояния между местом измерения расхода воды и расчетным створом, отдельно для русла и поймы.

Упрощенный прием расчета параметров A и T с использованием коэффициента K_T исключает необходимость итерационных расчетов, дает возможность получить искомые параметры сразу для расчетного створа водотока с достаточно хорошей точностью (табл. 4, 5). Вопрос о том, насколько стабильны найденные для рек Волги и Иртыша значения параметров a и n_1 в формуле (26), требует дополнительного исследования. По-видимому, следует ожидать наличия связи $a=f(R)$ и $n_1=f(R)$.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Браславский А. П. Приближенный способ расчета колебаний уровня при неустановившемся движении воды. — Труды ГГИ, 1950, вып. 26, с. 10—26.
2. Браславский А. П., Остроумова Л. П. О модели формирования гидрографа паводка, основанной на расчете неустановившегося движения воды по кривым наполнения русла. — Труды КазНИГМИ, 1980, вып. 55, с. 83—91.
3. Гильденблат Я. Д., Макулов В. В., Семиколенов А. С. Неустановившийся режим нижнего бьефа гидростанций. — Проблемы регулирования речного стока, 1948, вып. 2, с. 43—142.
4. Кондратьев Н. Е., Урываев В. А. Исследования неустановившегося движения воды на реках Тверца и Оредеж. — Л.: Гидрометеоздат, 1963. — 288 с.
5. Оразымбетова Э. Н. К вопросу о параметрах уравнения для приближенного расчета неустановившегося движения воды. — Проблемы гидроэнергетики и водного хозяйства, 1965, вып. 3, с. 206—213.

М. М. БУРАКОВ

К МЕТОДИКЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ГЕОФИЛЬТРАЦИОННЫХ ПАРАМЕТРОВ ВОДОНОСНОГО ПЛАСТА ДЛЯ ПРОГНОЗА ЗАГРЯЗНЕНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Проблема охраны окружающей среды (и в первую очередь гидросферы) в последнее время все чаще встает перед учеными и специалистами-практиками многих отраслей народного хозяйства. Назревшая актуальность охраны природных вод обусловлена стремительно возрастающими потребностями населения, промышленности и сельского хозяйства в качественных, преимущественно пресных водах и все возрастающими размерами их загрязнения.

В последнее время основной упор как на источник питьевых и технических вод делается на подземные воды, которые обладают достаточно высокой стабильностью в сравнении с поверхностными водами и атмосферными осадками. Вместе с тем подземные воды, являясь частью гидросферы, тесно взаимосвязаны с поверхностными и весьма активно реагируют на загрязнение пос-

ледних. Собственно говоря, принос загрязняющих компонентов из атмосферы, естественных и искусственных водоисточников в водоносный пласт и обуславливает загрязнение подземных вод.

Обоснованный и правильный прогноз загрязнения подземных вод, движения загрязняющих компонентов немислимы без исчерпывающих данных о важнейших геофильтрационных и миграционных параметрах водоносного пласта (коэффициентах фильтрации, пьезо- и уровнепроводности, водоотдачи, динамической пористости, гидравлической дисперсии и т. п.). Наиболее достоверные данные о них получают, как правило, в результате проведения комплекса опытно-фильтрационных и опытно-миграционных работ в колодцах и скважинах. Метод интерпретации результатов опытно-фильтрационных работ, в частности, откачек, в несовершенных шахтных колодцах, работающих стенками и дном, изложен в [2, 3, 10, 11, 16].

Бытует мнение о целесообразности постановки опытно-фильтрационных работ в несовершенных колодцах и скважинах [1, 10]. Это обычно объясняется пространственной ограниченностью возмущающего влияния несовершенных выработок, что позволяет производить зональное определение параметров по глубине.

С другой стороны, справедливо указывая на возможные и неоправданные осложнения интерпретации опытно-фильтрационных работ в таких выработках, некоторые исследователи отмечают, что «...различные ... (факторы — М. Б.) ... приводят к однотипной форме индикаторной кривой и поэтому вносят неоднозначность в ее толкование. Частичный выход из этой неоднозначности надо искать в степени деятельности гидрогеологической разведки, направленной на определение преобладающего влияния того или иного из факторов, которые формируют однотипный характер кривой. Вместе с тем предпочтительно избегать испытания несовершенных скважин, так как они вносят дополнительные элементы неоднозначности и еще более затрудняют диагностику. Сооружение таких скважин целесообразно только после детального исследования, когда все остальные возможности исчерпаны» [14].

Не вдаваясь в дискуссию о степени объективности той или иной точки зрения на возможность опробования несовершенных колодцев и скважин, отметим только, что разработка предлагаемого метода интерпретации результатов опытно-фильтрационных работ определялась двумя соображениями. Во-первых, используя его, можно значительно увеличить массив данных о геофильтрационных параметрах при неизменном или даже сокращенном объеме буровых работ за счет широкого привлечения в опытно-фильтрационные работы бытовых колодцев. Во-вторых, существующие методы интерпретации основываются на предпосылке об установившемся притоке воды к ним [18, 19] при заведомом искажении получаемых параметров (вследствие своеобразной схемы фрагментирования потока). Поэтому более точное по схематизации решение для нестационарного режима фильтрации к несовершенным колодцам позволяет, с одной стороны, сократить объ-

ем опытно-фильтрационных работ (разумеется, продолжительность конкретного опыта определяется в первую очередь его целевым назначением и сложностью гидрогеологических условий исследуемого участка водоносного пласта), с другой — повысить точность определения геофильтрационных параметров.

Известна методика определения геофильтрационных параметров при экспресс-откачке из колодца в случае притока воды через его стенки и дно, разработанная Н. Н. Веригиным [4]. Однако в последнее время большинство исследователей весьма критически оценивает результаты экспресс-опробования водовмещающих отложений, справедливо считая, что «...решающее влияние на качество диагностики и достоверность результатов ОФР (опытно-фильтрационных работ — М. Б.) оказывает масштаб эксперимента, причем во многих случаях обилие мелкомасштабных опытов не может заменить одного крупномасштабного» [17].

Возможен еще один способ интерпретации результатов опытно-фильтрационных работ в несовершенных шахтных колодцах, работающих стенками и дном, основанный на рекомендованном для анализа фильтрации к несовершенным выработкам в полуограниченном пласте [17, 20]. Он заключается в том, что весь колодец заменяется полусферой приведенного радиуса r'_0 и моделируется точечным источником, помещенным на кровлю пласта (под уровень грунтовых вод). Несмотря на все достоинства (особенно для напорных вод) этого весьма простого приема, применение его для анализа фильтрации в безнапорном пласте (и особенно в водоносных отложениях с малым коэффициентом водоотдачи) имеет элемент неопределенности, при значительных понижениях уровня грунтовых вод приведенный радиус существенно изменяется, т. е. в функцию точечного источника вводится еще одна переменная, которую тоже надо анализировать, — приведенный радиус колодца.

В основу предлагаемого метода интерпретации положен метод параллельного фрагментирования [9], причем в отличие от используемой традиционной схемы (см. решения В. Д. Бабушкина для притока к колодцам через плоское дно при стационарном режиме фильтрации [18, 19]), за условный водоупор принимается плоскость, которая проводится на высоте r'_0 (цилиндрический колодец радиусом r'_0) или b (колодец квадратного сечения со стороной $2b$), от дна колодца (рис. 1). Эта плоскость практически точно совпадает с линиями тока, поэтому условие отсутствия вертикальной составляющей фильтрации через плоскость (водоупор) выполняется достаточно полно (рис. 2). Нижняя отсеченная часть колодца заменяется полусферой, ее радиус оценивается из условия равенства объемов или боковых поверхностей отсеченных цилиндра или призмы и полусферы.

Приток в колодец складывается из притоков из зоны A (совершенный по степени вскрытия колодец в безнапорном пласте) и зоны B (приток в несовершенный шахтный колодец, вскрытый

напорный пласт сферическим дном). Понижение уровня одно и то же для обеих зон на всех этапах откачки.

Основой для обработки опытных данных принят графоаналитический метод. Он наряду с методом эталонной кривой характеризуется наименьшими дисперсиями оценок водопроводности по разведываемому участку [12].

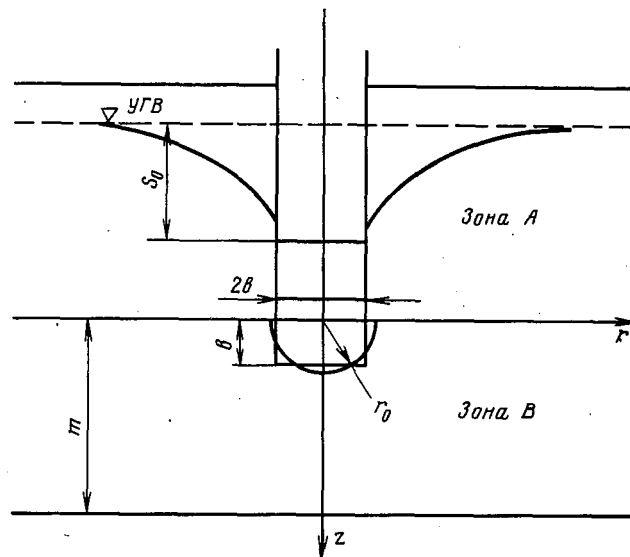


Рис. 1. Схема фрагментирования потока для колодца, работающего стенками и дном

Для расчета фильтрационных параметров предлагается следующая система уравнений:

$$Q = Q_A + Q_B,$$

$$Q_A = \varphi(K, a),$$

$$Q_B = \psi(K, a),$$

где вид функций $\varphi(K, a)$ и $\psi(K, a)$ устанавливается в зависимости от граничных условий в зоне В, числовые значения которых снимаются с графиков прослеживания; Q — общий приток в колодец; Q_A — расход совершенной части колодца (зоны А); Q_B — приток через полусферическое дно колодца (из зоны В); далее Q_B будет писаться без значка, т. е. Q .

Ранее автором [8, 9] получено решение для одиночного колодца, вскрывшего сферическим дном напорный пласт (в зоне В), при постоянном дебите откачки и проанализированы способы обработки опытных данных, получены уравнения для расчета дополнительного сопротивления на несовершенство колодца по сте-

пени вскрытия водоносного пласта. Проанализированы возможные режимы откачки в зависимости от граничных условий на кровле и подошве пласта (зоны *B*). Напомним, что эти режимы соответствовали условиям откачки из полуограниченного напорного пласта, изолированного напорного пласта и промежуточно, когда граничные условия меняются в процессе опыта.

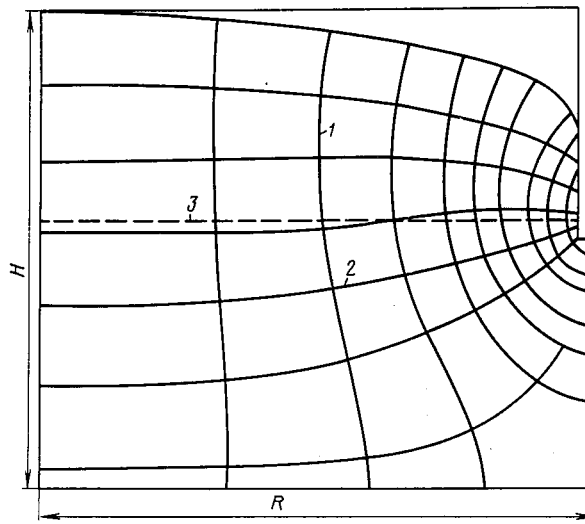


Рис. 2. Гидродинамическая сетка потока вблизи не-
совершенного колодца [22]:
1 — эквипотенциали, 2 — линии тока, 3 — плоскость ус-
ловного водоупора

Решения, соответствующие граничным условиям изолированного пласта в зоне *B*, совпадают с решением Тейса, а опытные данные обрабатываются стандартным графоаналитическим методом (методом Джейкоба) точно так же, как обрабатываются результаты опыта в совершенной части колодца (в зоне *A*). При переменных дебитах в зонах или при откачке с постоянным понижением уровня можно использовать известные решения и способы обработки, приведенные в [4—7]. Поправки на несовершенство возмущающего колодца и наблюдательных скважин (пьезометров) в случае кустовых откачек рассчитываются по формулам, полученным в [8, 10, 17, 20], в зависимости от конкретной схемы их расположения.

Отличительной особенностью опытов по принятой схеме при любом режиме откачки является то, что в напорном пласте (зоне *B*) может проявиться эффект Болтона [5, 17, 19, 20], однако это не должно смущать интерпретатора, так как не следует забывать, что колодец в целом работает в безнапорном пласте, а напорная зона выделена условно. Надежным индикатором прояв-

ления эффекта и начала расчетного участка графика может служить совершенная часть колодца или куста.

Исследуем работу колодца, вскрывшего сферическим дном полуограниченный напорный пласт (зона В), при различных режимах притока воды к нему и способы обработки опытных данных.

Постоянный расход откачки из колодца

В [8, 9] автором данной статьи исследовалась работа одиночного колодца при постоянном дебите откачки из него. Решения для этого случая сводятся в общем виде (для колодца и наблюдательных пьезометров) к интегрированию дифференциального уравнения

$$\frac{a}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left(r \frac{\partial h}{\partial r} \right) = \frac{\partial h}{\partial t} \quad (1)$$

при следующих начальных и граничных условиях

$$S(r, z, Q) = 0; \quad \frac{\partial S(r, Q, t)}{\partial z} = 0; \quad Q = \text{const}; \quad S(\alpha, z, t) = 0.$$

Воспользовавшись функцией точечного источника

$$S = \frac{1}{8 \pi K \sqrt{\pi a}} \int_0^t \frac{Q(\tau)}{(V t - \tau)^3} e^{-\frac{\rho^2}{4a(t-\tau)}} d\tau \quad (2)$$

и введя в уравнение (2) подстановки

$$Q = \text{const}; \quad \rho^2/4a(t-\tau) = \lambda^2; \quad t-\tau = \rho^2/4a\lambda^2; \quad d\tau = \rho^2 d\lambda/2a\lambda^3,$$

получаем следующее уравнение для расчета понижения уровня от действия точечного источника, помещенного на кровлю пласта [8, 10, 17, 20] (рис. 3):

$$S = \frac{Q}{2 \pi K \rho} \operatorname{erfc} \frac{\rho}{2\sqrt{at}} = \frac{Q}{2 \pi K \rho} f_{\kappa}. \quad (3)$$

В уравнениях (1)–(3) и последующих: h — напор; S — понижение уровня; Q — расход откачки; K — коэффициент фильтрации водоносного пласта; a — коэффициент уровнепроводности; t — время от начала опыта; $\rho = \sqrt{r^2 + z^2}$ — радиус-вектор в координатах r и z системы, в которой определяется понижение уровня S .

Для одиночного колодца в уравнении (3) $\rho = r_0$, где r_0 — радиус сферического дна колодца.

При больших t (в условиях квазистационарного режима фильтрации), когда выполняется условие $\rho/2\sqrt{at} \leq 0,5$ или $\rho \leq 0,9\sqrt{at}$,

можно считать $\operatorname{erfc} \lambda \cong 1 - \frac{2\lambda}{\sqrt{\pi}}$ [3, 11—13]. Тогда уравнение (3) примет вид

$$S = \frac{Q}{2\pi K \rho} \left(1 - \frac{\rho}{\sqrt{\pi a t}} \right). \quad (4)$$

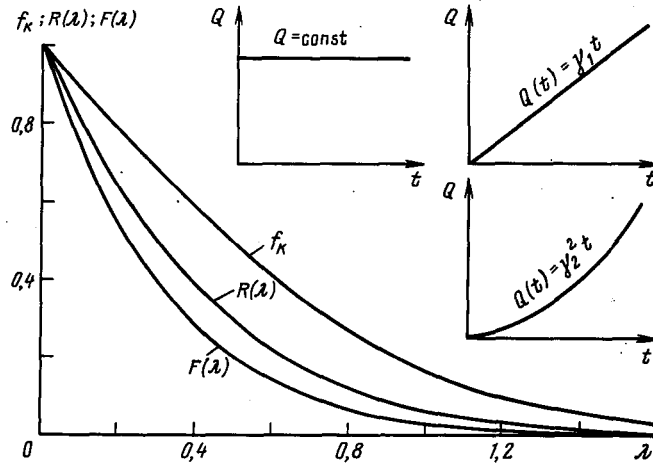


Рис. 3. Графики безразмерных сопротивлений f_k , $R(\lambda)$, $F(\lambda)$ от безразмерного времени λ в зависимости от режимов откачек

Это уравнение и является основой для графоаналитического метода обработки опытных данных.

Изменяющийся расход откачки из колодца

Здесь имеется в виду изменение расхода только из зоны B . Исследование таких режимов откачек интересно в первую очередь потому, что при понижении уровня в колодце ниже какой-то критической отметки приток в зону A начнет уменьшаться вследствие осушения большей части безнапорного пласта [13, 15]. Приток же из зоны B будет увеличиваться на ту же величину — это обусловлено постоянством общего дебита откачки.

Представим, что дебит Q в уравнении (2) изменяется по различным законам. Рассмотрим следующие случаи.

1. Скачкообразное изменение расхода (рис. 4). Закономерности фильтрации при скачкообразном изменении дебита откачки для скважин — линейных источников и способы их интерпретации подробно изложены в [5—7, 19]. По аналогии с ними получаем следующую расчетную зависимость для определения понижения:

$$S = \frac{Q_T}{2\pi K \rho} \sum_{i=1}^n \frac{Q_i - Q_{i-1}}{Q_T} \operatorname{erfc} \left[\frac{\rho}{2\sqrt{a(t-t_{i-1})}} \right], \quad (5)$$

где Q_T — максимальный приток в колодец из зоны B в течение всего периода откачки; Q_i — расход в интервале времени i ; n — число интервалов изменения расхода.

Понижение уровня на каждой ступени опыта рассматривается изолированно, при этом считается, что дебит последующей ступени обеспечивается включением колодца — точечного источника

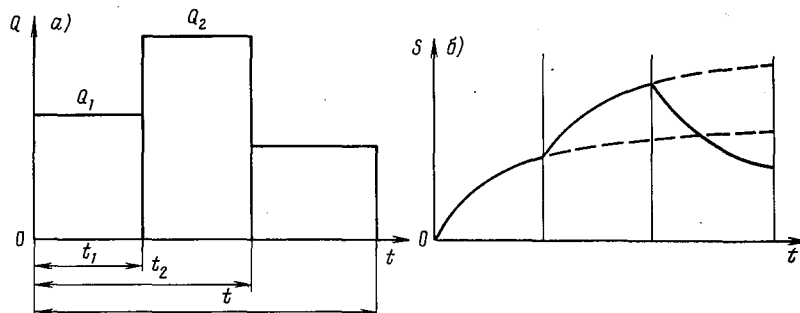


Рис. 4. Схема скачкообразного изменения притока из зоны B (а) и соответственно понижения уровня (б)

(помещенного в ту же точку, что и источник, моделирующий работу колодца на предыдущем этапе откачки) с расходом ΔQ . Отсчет понижения от действия этого источника ведется в преобразованной системе координат от продолжения кривой снижения уровня на предыдущем этапе (на рис. 4 б показана пунктиром).

Как видим, уравнение (5) по своей структуре аналогично уравнениям для расчета понижения при скачкообразном изменении дебита скважины — линейного источника. Интерпретация опытных данных на его основе принципиально производится так же, как это рекомендовано в методической литературе для совершенных скважин [5].

2. Линейное изменение расхода из зоны B (рис. 3). Для скважин линейных источников задачу в такой постановке решали В. М. Шестаков [21], Ю. П. Борисов. Она хорошо освещена в литературе [2, 6, 7].

Положим, что расход с начала откачки изменяется (например, увеличивается) согласно формуле

$$Q(t) = \gamma_1 t. \quad (6)$$

Подставив (6) в основную формулу для несовершенного колодца (2) и учитывая граничные условия, имеем

$$S = \frac{Q(t)}{2\pi K \rho} \frac{1}{t} \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_{\lambda_0}^{\infty} \left(t - \frac{\rho^2}{4a\lambda^2} \right) e^{-\lambda^2} d\lambda. \quad (7)$$

Интегрирование выражения (7) дает

$$S = \frac{Q(t)}{2\pi K\rho} \left[(1 + 2\lambda_0^2) \operatorname{erfc} \lambda_0 - \frac{2}{\sqrt{\pi}} \lambda_0 e^{-\lambda_0^2} \right]. \quad (8)$$

Сомножитель в квадратной скобке не что иное, как $R(\lambda) = t^2 \operatorname{erfc} \lambda$. Значения функции $R(\lambda)$ приведены в [6], в виде графика она изображена на рис. 3.

При более или менее значительной продолжительности откачки, когда $\lambda_0^2 \ll 1$ (за критерий можно принять контрольное время наступления квазистационарного режима фильтрации $\lambda_0^2 \leq 0,05$ [2, 5, 7, 19]), вместо (8) можно пользоваться более простой зависимостью (с погрешностью до 5%):

$$S = \frac{Q(t)}{2\pi K\rho} \left(1 - \frac{1,8\rho}{\sqrt{\pi at}} \right). \quad (9)$$

Уравнение (9) является основой для обработки опытных данных графоаналитическим методом.

3. Изменение расхода из зоны B по параболическому закону (рис. 3). В этом случае изменение расхода в процессе откачки описывается формулой

$$Q(t) = \gamma_2 t^2. \quad (10)$$

Подставив (10) в (2) и произведя несложные преобразования, получаем

$$S = \frac{Q(t)}{2\pi K\rho} \frac{1}{t^2} \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_{\lambda_0}^{\infty} \left(t - \frac{\rho^2}{4a\lambda^2} \right)^2 e^{-\lambda^2} d\lambda. \quad (11)$$

Интегрирование выражения (11) приводит к следующей расчетной зависимости:

$$S = \frac{Q(t)}{2\pi K\rho} F(\lambda), \quad (12)$$

где

$$F(\lambda) = \left(1 + 4\lambda_0^2 + \frac{4}{3}\lambda_0^4 \right) \operatorname{erfc} \lambda_0 - \frac{2}{3\sqrt{\pi}} \lambda_0 e^{-\lambda_0^2} (5 + 2\lambda_0^2). \quad (13)$$

Функция $F(\lambda)$ нами протабулирована, в виде графика она изображена на рис. 3.

При $\lambda^2 \leq 0,05$ уравнение (13) можно заменить более простой зависимостью (с погрешностью до 6,5%):

$$F(\lambda) \cong 1 - \frac{4,4\lambda}{\sqrt{\pi}}, \quad (14)$$

и тогда формула для расчета понижения приобретет вид

$$S = \frac{Q(t)}{2\pi K\rho} \left(1 - \frac{2,2\rho}{\sqrt{\pi at}} \right), \quad (15)$$

на основе которой можно обрабатывать опытные данные графо-аналитическим методом.

Решения для совершенных скважин — линейных источников с расходом откачки, изменяющимся по параболическому закону, приведены в [2, 6, 7].

Откачка с постоянным понижением уровня

Условие постоянства понижения уровня выдерживается при откачке грунтовых вод в случае использования насосов поверхностного действия, когда максимальное понижение ограничивается вакуумом насоса. При неустановившейся фильтрации воды дебит колодца со временем уменьшается, и во всех точках пласта, за исключением возмущающего колодца, снижается уровень грунтовых вод.

По аналогии с решениями для совершенных скважин, приведенными в [7], можно записать, что общая формула для определения понижения в любой точке пласта имеет вид

$$S = S_0 R_n, \quad (16)$$

где R_n — безразмерное сопротивление.

Установлено, что при длительных откачках соотношения между понижением уровня в любой точке пласта и в колодце формально оказываются такими же, как и при откачке с постоянным дебитом [7, 19]. Воспользовавшись этим выводом, запишем уравнение (16) в следующем виде:

$$S = \frac{Q(t)}{2\pi K \rho} \operatorname{erfc} \frac{r}{2\sqrt{at}}, \quad (17)$$

которое, в свою очередь, может быть заменено уравнением

$$S = \frac{Q(t)}{2\pi K \rho} \left(1 - \frac{r}{\sqrt{\pi at}}\right). \quad (18)$$

На основе уравнения (18) и обрабатываются опытные данные при откачках с постоянным понижением уровня из несовершенных колодцев, вскрывших напорный пласт сферическим дном.

Несколько слов необходимо сказать о рациональной схеме расположения пьезометров, так как способы интерпретации опытных данных во многом зависят от нее. Эти вопросы подробно исследованы в [1, 4, 10, 15, 17, 20]; там же рассмотрены и особенности обработки и интерпретации результатов прослеживания уровня в зависимости от схемы опытного куста.

В соответствии с рекомендациями, изложенными в них, мы предлагаем использовать точечные пьезометры, расположив их так, как показано на рис. 5. В этом случае для несовершенной части куста (зона В) в режиме откачки из полуограниченного пласта в расчетных зависимостях принимается $z=0$, и тогда для всех случаев $\rho=r^0$. В режиме откачки из изолированного пласта

дополнительное сопротивление на несовершенство пьезометра по степени вскрытия пласта зависит только от отношения r^0/m [8] и рассчитывается весьма просто.

В совершенной части куста (зона А) принятая схема соответствует рекомендуемой в [15, 17] схеме опытного куста с расположением пьезометров в нижней части пласта.

Для оценки степени анизотропии в однородном пласте дополнительно устанавливаются точечные пьезометры ниже пьезометров $H1$ и $H2$ (рис. 5) на заданной глубине, т. е. с заданной величиной z .

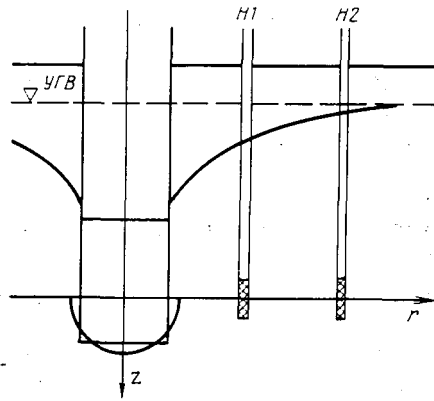


Рис. 5. Схема расположения пьезометров

Существенное значение на точность определения геофильтрационных параметров, особенно в слабопроницаемых отложениях, оказывает инерционность пьезометра. Методы ее оценки подробно изложены в работе В. А. Мироненко и В. М. Шестакова [17].

В заключение рассмотрим коротко разновидности графоаналитического способа обработки результатов опытно-фильтрационных работ на основе, например, уравнения

(4). По своей структуре расчетные зависимости (9), (15) и (18) ничем не отличаются от него, и опытные данные на их основе обрабатываются точно так же.

Обработка данных временного прослеживания [17, 20] снижения уровня грунтовых вод в колодце и наблюдательных пьезометрах производится построением графиков опытных данных в координатах $S - \frac{1}{\sqrt{t}}$, которые должны быть прямолинейными

(рис. 6 а). Эти прямые отсекают на оси S величину $S_\infty = \frac{Q}{2\pi Kr^0}$, а

на оси $\frac{1}{\sqrt{t}}$ — величину $\left(\frac{1}{\sqrt{t_0}}\right) = \frac{\sqrt{\pi a}}{r^0}$, откуда и рассчитываются параметры K и a .

При наличии нескольких наблюдательных пьезометров проводится обработка данных способом комбинированного прослеживания [17, 20]. Для этого строится график в координатах $r^0 S - \frac{r^0}{\sqrt{t}}$.

Все опытные точки должны лечь на одну прямую, отсекающую на оси $r^0 S$ отрезок $(r^0 S)_\infty = \frac{Q}{2\pi K}$, а на оси $\frac{r^0}{\sqrt{t}}$ значение $\left(\frac{r^0}{\sqrt{t_0}}\right) = \sqrt{\pi a}$

(рис. 6 в).

По аналогии с разновидностями графоаналитического метода обработки опытных данных для совершенных скважин мы считаем целесообразным использовать способ площадного прослеживания снижения уровней грунтовых вод в наблюдательных пьезометрах, ранее в литературе не упоминавшийся. Преобразуем уравнение (4) к виду

$$S = \frac{Q}{2\pi K} \left(\frac{1}{r^0} - \frac{1}{\sqrt{\pi a t}} \right). \quad (19)$$

Приняв в уравнении (19) $t = \text{const}$, строим график опытных данных на фиксированный момент времени, отвечающий квазистационарному режиму фильтрации, в координатах $S - \frac{1}{r}$. Опытные

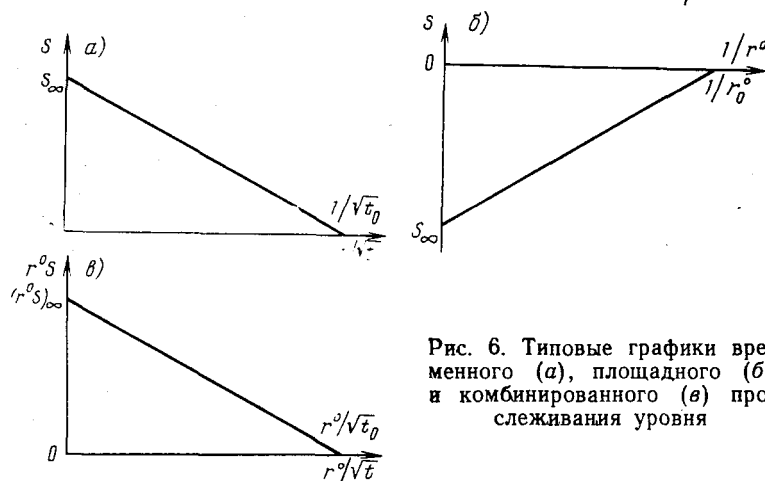


Рис. 6. Типовые графики временного (а), площадного (б) и комбинированного (в) прослеживания уровня

точки должны лечь на прямую линию (рис. 6 б). Эта прямая отсекает на оси $\frac{1}{r}$ величину $\left(\frac{1}{r_0}\right) = \frac{1}{\sqrt{\pi a t}}$, а на оси S — отрезок $-S_\infty = -\frac{Q}{2\pi K \sqrt{\pi a t}}$, откуда и определяются параметры K и a .

Графики площадного прослеживания могут строиться на несколько моментов времени. Параллельность прямых, построенных в координатах $S - \frac{1}{r}$, является надежным критерием квазистационарного режима фильтрации.

Аналогично обрабатываются и опытные данные восстановления уровней в колодце и пьезометрах. При обработке результатов откачек с переменным дебитом (в том числе и с постоянным понижением уровня) графики прослеживания строятся в координатах: временного прослеживания $-\frac{S}{Q} - \frac{1}{\sqrt{t}}$; комбинированного прослеживания $-\frac{r^0 S}{Q} - \frac{r^0}{\sqrt{t}}$; площадного прослеживания $-\frac{S}{Q} - \frac{1}{r}$.

Способы площадного и комбинированного прослеживания основаны на использовании данных об изменении уровней в наблюдательных пьезометрах, способом временного прослеживания могут обрабатываться данные как для возмущающего колодца, так и для пьезометров. Это объясняется тем, что на абсолютную величину понижения в возмущающем колодце значительное влияние оказывают дополнительные сопротивления на характер и степень вскрытия пласта, поэтому ошибки коэффициентов пьезо- и уровнепроводности, определенных по откачкам из одиночных колодцев и скважин, достигают нескольких порядков [5, 17, 19]. Вместе с тем дополнительное сопротивление быстро стабилизируется, и темп снижения уровня в колодце и пьезометрах (отрезок, отсекаемый на оси S) одинаков.

Кроме того, при расчетах по одиночным колодцам в водоносных пластах с малой водопроницаемостью необходимо учитывать емкость самого колодца. Это влияние проявляется в начальные периоды откачек и вносит значительные дополнительные трудности в обработку опытных данных. В. М. Шестаков предложил поэтому использовать для расчетов периоды времени, при которых освобождением емкости можно пренебречь [19]. Критерием наступления такого периода откачки служит неравенство вида

$$\frac{Qt}{\omega S} \leq 20, \quad (20)$$

где Q — дебит откачки; t — время откачки; S — понижение уровня на момент времени t ; ω — площадь горизонтального сечения колодца. При выполнении условия (20) с погрешностью менее 5% влияние емкости можно не учитывать.

Общие методические рекомендации относительно техники проведения опытов, их продолжительности можно найти в специальной литературе [5, 15, 17, 19].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бабушкин В. Д. Указания по определению коэффициента фильтрации при опытных откачках из несовершенных скважин. — М.: Изд. ВНИИВОДГЕО, 1950. — 40 с.
2. Бочеввер Ф. М., Лапшин Н. Н., Орадовская А. Е. Защита подземных вод от загрязнения. — М.: Недра, 1979. — 254 с.
3. Бочеввер Ф. М., Орадовская А. Е. Гидрогеологическое обоснование защиты подземных вод и водозаборов от загрязнений. — М.: Недра, 1972. — 128 с.
4. Богомолов Ю. Г., Жабин В. Ф., Хачатурьян В. Х. Изменение гидрогеологических условий под влиянием мелиорации. — М.: Недра, 1979. — 164 с.
5. Боровский Б. В., Самсонов Б. Г., Язвин Л. С. Методика определения параметров водоносных горизонтов по данным откачек. — М.: Недра, 1979. — 326 с.
6. Бочеввер Ф. М. и др. Основы гидрогеологических расчетов / Бочеввер Ф. М., Гармонов И. В., Лебедев А. В., Шестаков В. М. — М.: Недра, 1969. — 368 с.

7. Бочевер Ф. М. Теория и практические методы гидрогеологических расчетов эксплуатационных запасов подземных вод. — М.: Недра, 1968. — 328 с.
8. Бураков М. М. К вопросу о работе колодца, вскрывшего сферическим дном напорный пласт. — Вест. АН КазССР. — Алма-Ата, 1981, с. 9.
9. Бураков М. М. Интерпретация опытно-фильтрационных работ в несовершенных шахтных колодцах для целей водоснабжения и водоотведения. — В кн.: Проблемы освоения и комплексного использования минерально-сырьевых ресурсов Джезказган-Жайремского промышленного узла. — Алма-Ата—Джезказган, 1981, с. 10—12.
10. Веригин Н. Н. и др. Гидродинамические и физико-химические свойства горных пород / Веригин Н. Н., Васильев С. В., Саркисян В. С., Шержуков В. С. — М.: Недра, 1977. — 271 с.
11. Гольдберг В. М. Гидрогеологические прогнозы качества подземных вод на водозаборах. — М.: Недра, 1976. — 153 с.
12. Зеленин И. В. Методика обобщения и оценки надежности результатов определения параметров фильтрации при оценке запасов подземных вод. — В кн.: Методы оценки ресурсов подземных вод. Т. XV. — М.: Наука, 1980, с. 199—202.
13. Зейберлих Н. Э., Сыдыков Ж. С. Зависимость дебита скважин от понижения уровня и водопроницаемости в неоднородном пласте безнапорных вод. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1979, № 2, с. 82—86.
14. Йотов И. Г., Мироненко В. А. Методы определения гидрогеологических параметров. — В кн.: Методы оценки ресурсов подземных вод. Т. XV. М., Наука, 1980, с. 40—43.
15. Керкис Е. Е. Методы изучения фильтрационных свойств горных пород. — Л.: Недра, 1975. — 231 с.
16. Мироненко В. А., Румынин В. Г., Учаев В. К. Охрана подземных вод в горнодобывающих районах (опыт гидрогеологических исследований). — М.: Недра, 1980. — 320 с.
17. Мироненко В. А., Шестаков В. М. Теория и методы интерпретации опытно-фильтрационных работ. М.: Недра, 1978. — 325 с.
18. Справочное руководство гидрогеолога. Т. I. — Л.: Недра, 1967. — 592 с.
19. Справочное руководство гидрогеолога. Т. I. — Л.: Недра, 1979. — 512 с.
20. Шестаков В. М. Динамика подземных вод. — М.: Изд-во МГУ, 1979. — 368 с.
21. Шестаков В. М. Об определении гидрогеологических параметров пластов по данным опытных откачек в условиях неустановившейся фильтрации. — Разведка и охрана недр, 1962, № 12, с. 37—42.
22. Шестаков В. М. Теоретические основы оценки подпора, водопонижения и дренажа. — М.: Изд-во МГУ, 1965. — 234 с.

В. В. ГОЛУБЦОВ, В. И. ЛИ

О ПРЕДВЕСЕННИХ СНЕГОЗАПАСАХ В ГОРНЫХ БАССЕЙНАХ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА

Предвесенние снегозапасы являются одним из основных факторов, обуславливающих формирование стока горных рек в период весенне-летнего половодья, и широко используются при разработке методов гидрологических прогнозов. Первые представления о величине и характере распределения средних многолетних значений максимальных снегозапасов в горных бассейнах Восточного

Казахстана приведены в работах [1—5]. В связи с моделированием гидрографа стока возникает необходимость обобщения материалов снегомерных съемок Казахского УГКС и определения снегозапасов на конец марта в бассейнах рек Ульбы и Бухтармы за весь период наблюдений. Для решения поставленной задачи были использованы материалы высокогорных маршрутных снего съемок в бассейнах рек Ульбы, Белой Берели и Сарым-Сакты за 1954—1978 гг., а также снегомерных съемок в районе метеорологических станций и постов наблюдений за высотой снега по снегомерным рейкам.

Для определения снегозапасов в пределах отдельных высотных зон горных бассейнов строились зависимости их значений от высоты местности в абсолютных значениях и в модульных коэффициентах. Совместный анализ указанных зависимостей позволил более объективно определять значение снегозапаса для отдельных высотных зон речных бассейнов. Следует отметить, что в рассматриваемых бассейнах модульные коэффициенты предвесенних снегозапасов в большинстве случаев не изменяются с высотой местности. Только в отдельные годы наблюдается некоторое увеличение или уменьшение модульных коэффициентов снегозапасов с высотой местности. Так, в бассейне р. Ульбы из 20 лет наблюдений увеличение модульных коэффициентов с высотой наблюдалось в 1963, 1964, 1968 и 1970 гг., а уменьшение — в 1960, 1961 и 1965 гг. В бассейнах рек Белой Берели и Сарым-Сакты за 25-летний период наблюдений увеличение снегозапасов с высотой наблюдалось в 1968, 1970 и 1973 гг., а уменьшение — в 1960 и 1966 гг. Такой характер изменения зависимостей модульных коэффициентов снегозапасов от высоты местности позволяет успешно использовать их для экстраполяции.

В результате проведенных исследований удалось установить закономерности изменения снегозапасов от высоты местности для бассейнов рек Ульбы, Белой Берели и Сарым-Сакты за отдельные годы и многолетний период. На рис. 1 приведена зависимость средних многолетних предвесенних (на конец марта) снегозапасов от высоты местности. В пределах отдельных высотных зон наибольшими снегозапасами характеризуется бассейн р. Ульбы, наименьшими — бассейн р. Сарым-Сакты. Бассейн р. Белой Берели занимает промежуточное положение. Следует полагать, что предвесенние снегозапасы в бассейнах рек Убы (кроме его нижней части) и Тургусун занимают промежуточное положение между снегозапасами в бассейнах рек Ульбы и Белой Берели.

Бассейн р. Ульбы характеризуется наиболее равномерными градиентами изменения средних предвесенних снегозапасов с высотой местности: они изменяются от 35—45 мм на 100 м в зоне высот 200—1000 м до 50 мм в средней и верхней частях бассейна. Наиболее неравномерным распределением градиентов изменения снегозапасов характеризуются бассейны рек Белой Берели и Сарым-Сакты. В нижних частях бассейнов этих рек (до 800 м) градиенты изменяются от 10 до —7,5 мм на 100 м. В средней и

верхних частях бассейнов этих рек наблюдается увеличение градиентов снеготазпасов от —5 мм до 30—35 мм на 100 м (бассейн р. Сарым-Сакты) и от 2,5 мм до 65—70 мм на 100 м (бассейн р. Белой Берели). Высотные градиенты изменения снеготазпасов в бассейне р. Тургусун, по-видимому, занимают промежуточное положение между градиентами бассейнов рек Белой Берели и Ульбы.

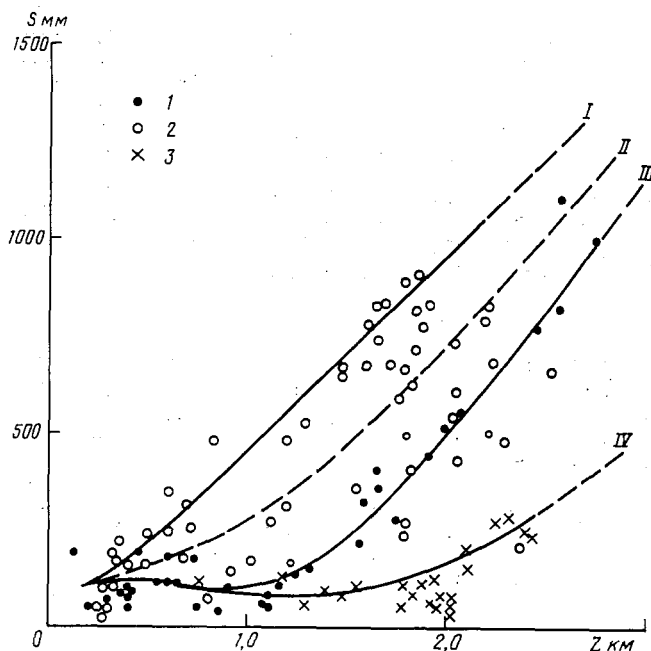


Рис. 1. Зависимость средних многолетних предвесенних снеготазпасов от высоты местности:
 I — бассейн р. Ульбы (2), II — бассейн р. Тургусун, III — бассейн р. Белой Берели (1), IV — бассейн р. Сарым-Сакты (3)

Следует полагать, что аналогичными градиентами характеризуется и нижняя часть бассейна р. Убы (расположенного севернее бассейна р. Ульбы). Градиенты средней и верхней части этого бассейна по-видимому приближаются к градиентам в бассейне р. Ульбы.

В таблице приведены значения предвесенних снеготазпасов в указанных бассейнах для высот 500, 1000, 1500, 2000 и 2500 м. Величины снеготазпасов в бассейне р. Тургусун следует рассматривать как приближенные.

Для решения различных задач при выполнении расчетов характеристик водности рек за отдельные годы возникает необходимость в оценке обеспеченности годовых предвесенних снеготазпасов. С этой целью нами рассчитаны средние значения снеготазпасов \bar{H} и их изменчивость в пределах отдельных высотных зон.

Годовые значения предвесенних снегозапасов на конец марта

Год	Z м абс.					Год	Z м абс.				
	500	1000	1500	2000	2500		500	1000	1500	2000	2500
Бассейн р. Ульбы											
1954	195	415	640	875	1100	1967	145	330	560	815	1105
1955	200	445	725	1045	1370	1968	110	350	775	1215	1650
1956	205	335	530	775	1065	1969	340	705	1080	1450	1820
1957	205	410	680	1000	1320	1970	165	390	630	865	1100
1958	250	545	855	1170	1480	1971	285	585	885	1180	1480
1959	165	370	590	810	1030	1972	315	615	920	1220	1525
1960	260	420	600	815	1050	1973	335	700	1070	1440	1810
1961	195	350	520	735	990	1974	215	420	625	830	1040
1962	200	365	550	780	1075	1975	225	435	660	905	1170
1963	155	330	540	775	1025	1976	225	495	770	1040	1315
1964	205	550	890	1240	1585	1977	320	590	860	1135	1405
1965	285	515	740	965	1190	1978	190	380	570	765	950
1966	380	700	1015	1335	1655						
Бассейн р. Тургусун											
1954	165	270	450	670	930	1967	130	210	365	585	845
1955	170	285	495	775	1100	1968	70	200	460	735	1010
1956	150	200	330	570	900	1969	255	435	705	1020	1340
1957	175	275	500	815	1150	1970	120	230	420	660	925
1958	205	345	590	890	1205	1971	210	350	580	865	1185
1959	135	220	400	615	850	1972	225	360	590	900	1250
1960	245	310	500	735	985	1973	220	405	680	1025	1385
1961	155	235	375	600	890	1974	150	245	390	575	760
1962	160	240	375	595	905	1975	180	275	430	690	975
1963	115	205	365	540	740	1976	165	290	480	745	1030
1964	145	320	560	845	1150	1977	235	370	565	835	1125
1965	205	315	475	690	945	1978	140	230	375	565	770
1966	315	475	720	1025	1365						
Бассейн р. Белой Берели											
1954	130	125	250	480	760	1967	115	90	170	350	595
1955	130	120	245	515	835	1968	30	50	130	245	370
1956	105	65	120	375	735	1969	175	175	340	590	865
1957	140	155	330	625	975	1970	80	65	205	450	735
1958	165	150	320	605	940	1971	125	110	260	550	880
1959	110	65	205	430	670	1972	130	100	270	585	970
1960	225	210	395	650	925	1973	110	115	285	605	950
1961	115	120	240	465	790	1974	90	80	150	300	475
1962	120	110	200	405	750	1975	130	100	205	480	800
1963	80	80	175	310	460	1976	100	80	100	460	750
1964	85	85	235	460	710	1977	155	115	260	540	845
1965	130	120	215	440	705	1978	100	75	175	370	580
1966	250	250	420	730	1080						
Бассейн р. Сарым-Сакты											
1954	130	100	110	160	270	1959	110	65	45	65	125
1955	130	110	110	185	345	1960	225	155	155	215	380
1956	105	65	25	60	195	1961	115	90	95	190	420
1957	140	80	80	120	205	1962	120	100	90	150	315
1958	165	120	110	115	160	1963	80	60	60	70	115

Продолжение таблицы

Год	Z м абс.					Год	Z м абс.				
	500	1000	1500	2000	2500		500	1000	1500	2000	2500
1964	85	60	60	120	265	1972	130	100	100	195	385
1965	130	105	100	155	305	1973	110	95	110	255	495
1966	250	200	170	260	485	1974	90	70	75	115	220
1967	115	85	70	130	270	1975	130	100	100	160	320
1968	25	30	70	140	245	1976	100	75	80	175	320
1969	175	160	155	265	450	1977	155	95	70	175	395
1970	80	50	85	210	420	1978	100	65	40	70	175
1971	125	100	120	225	395						

В результате проведенного анализа удалось установить, что наибольшей изменчивостью характеризуются снегозапасы в бассейне рек Сарым-Сакты ($C_v = 0,36-0,39$) и Белой Берели ($C_v = 0,23-$

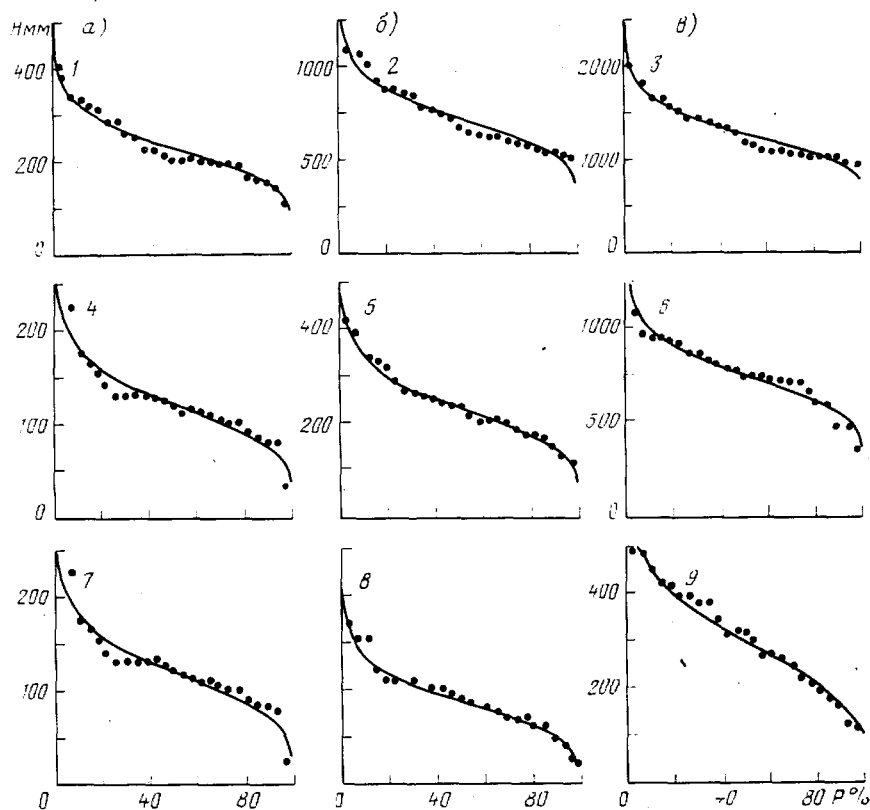


Рис. 2. Кривые обеспеченности предвесенних снегозапасов в бассейнах рек Ульбы (1, 2, 3), Белой Берели (4, 5, 6), Сарым-Сакты (7, 8, 9):

$a - Z = 500$ м, $b - Z = 1500$ м, $c - Z = 2500$ м: 1 - $\bar{H} = 231$ мм, $C_v = 0,30$; 2 - $\bar{H} = 731$ мм, $C_v = 0,24$; 3 - $\bar{H} = 1292$ мм, $C_v = 0,21$; 4 - $\bar{H} = 125$ мм, $C_v = 0,36$; 5 - $\bar{H} = 240$ мм, $C_v = 0,32$; 6 - $\bar{H} = 766$ мм, $C_v = 0,23$; 7 - $\bar{H} = 125$ мм, $C_v = 0,37$; 8 - $\bar{H} = 91$ мм, $C_v = 0,39$; 9 - $\bar{H} = 307$ мм, $C_v = 0,36$

0,36), наименьшей — в бассейне р. Ульбы ($C_0 = 0,21—0,30$). На рис. 2 приведены эмпирические и теоретические кривые обеспеченности предвесенних снегозапасов рассматриваемых бассейнов для высотных зон 500, 1500 и 2500 м.

Выполненные расчеты показывают, что при соотношении $C_0 = 2C_0$ наблюдается вполне удовлетворительное соответствие эмпирических и теоретических кривых обеспеченности. Это дает основание полагать, что значения предвесенних снегозапасов в бассейнах горных рек Восточного Казахстана характеризуются гамма-распределением.

В заключение следует отметить, что пространственные закономерности распределения величин предвесенних снегозапасов в общих чертах хорошо согласуются с распределением максимальных снегозапасов [1—5] в пределах рассматриваемых бассейнов. В бассейне р. Бухтармы наблюдается большое различие снегозапасов правобережной и левобережной частей бассейна. Для характеристики снегозапасов правобережной части бассейна этой реки может быть использован высокогорный снегомерный маршрут в бассейне р. Белой Берели, а левобережной — снегомерный маршрут в бассейне р. Сарым-Сакты. Следует отметить очень слабую изученность снежного покрова в бассейнах рек Убы и Тургусун, характеризующихся довольно значительной водностью. Указанное обстоятельство в значительной мере затрудняет разработку методов прогноза водности этих рек. Для решения задач по моделированию снегозапасов в речных бассейнах Восточного Казахстана крайне необходима организация в бассейне р. Убы снегомерного маршрута и установка снегомерных реек в пределах его высотных зон, а также открытие одной-двух метеорологических станций на высотах 2000—2500 м. Проведение указанных мероприятий дало бы возможность существенно уточнить параметры моделей прогноза водности горных рек рассматриваемого района.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Болдырев В. М., Гальперин Р. И. Распределение максимальных снегозапасов по территории Восточного Казахстана. — В кн.: Сб. Вопросы географии Казахстана. 1965, вып. 11, с. 13—18.
2. Гальперин Р. И. Распределение твердых и жидких осадков по территории Восточного Казахстана. — В кн.: Сб. Вопросы географии Казахстана. — Алма-Ата: Наука, 1965, вып. 11, с. 3—11.
3. Малик Л. К. Характеристика снежного покрова как одного из факторов паводков в бассейне р. Обь — Изв. СО АН КазССР, 1961, № 9, с. 10—13.
4. Ревякин В. С. и др. Снежный покров Горного Алтая. — В кн.: Сб. Материалы гляциологических исследований (хроника, обсуждения) / Ревякин В. С., Барахтин В. Н., Виноградов В. А. и др. — М.: Изд-во АН СССР, 1974, вып. 23, с. 160—168.
5. Ресурсы поверхностных вод СССР. Алтай и Западная Сибирь. Горный Алтай и Верхний Иртыш. Т. 15, вып. 1. — Л.: Гидрометеониздат, 1969, с. 46—61.

УТОЧНЕНИЕ МЕТОДА ДОЛГОСРОЧНОГО АЛЬТЕРНАТИВНОГО ПРОГНОЗА ПРИТОКА ВОДЫ В ВОДОХРАНИЛИЩЕ КАПЧАГАЙСКОЙ ГЭС

Надежный долгосрочный прогноз притока воды к створу Капчагайской ГЭС (второй по мощности в Казахстане) крайне необходим, так как с большой заблаговременностью позволяет проводить необходимую подготовку многих народнохозяйственных объектов к работе как в условиях неблагоприятных лет, так и в благоприятные годы.

Основная схема альтернативного прогноза притока в Капчагайское водохранилище на водохозяйственный год и вегетационный период с годовой заблаговременностью изложена в [3]. В предлагаемой статье рассматриваются вопросы некоторого уточнения метода, разработанного ранее путем анализа синхронности [1] многолетних колебаний стока р. Или с метеоэлементами, косвенно характеризующими снегозапасы в бассейне, которые формируют около 50% стока [2].

Для решения поставленной задачи в первую очередь возникает необходимость в выборе периода, за который происходит снегонакопление, предиктора, достовернее характеризующего запас воды в снеге на начало снеготаяния, и в отборе наиболее репрезентативных станций.

В горных бассейнах, где освещенность материалами наблюдений за снежным покровом недостаточна, в качестве индекса, характеризующего снегозапасы, рассчитываются обычно суммы осадков. В проведенном исследовании было получено, что число дней с осадками за период снегонакопления также является информативным показателем для прогноза стока.

Поскольку 60% площади водосбора р. Или находится в пределах КНР и сведения об осадках на этой территории отсутствуют, в расчеты включались материалы наблюдений по смежным районам Заилийского и Джунгарского Алатау за 1934—1980 гг. по 15 метеорологическим станциям, расположенным в диапазоне высот 600—3000 м.

Суммы осадков и числа дней с осадками для двух градаций ($x \geq 0,1$ мм и $x \geq 0,2$ мм) определялись для периодов: октябрь—февраль, октябрь—март, ноябрь—февраль, ноябрь—март, от даты перехода средней суточной температуры воздуха через 0°C до конца марта. Период снегонакопления ограничивался концом марта в связи с учетом заблаговременности выпуска прогнозов. Корреляционный (табл. 1) и графический анализы зависимостей притока воды в водохранилище Капчагайской ГЭС за вегетационный период от суммы осадков (Σx) и числа дней с осадками (n) за указанные выше периоды показали:

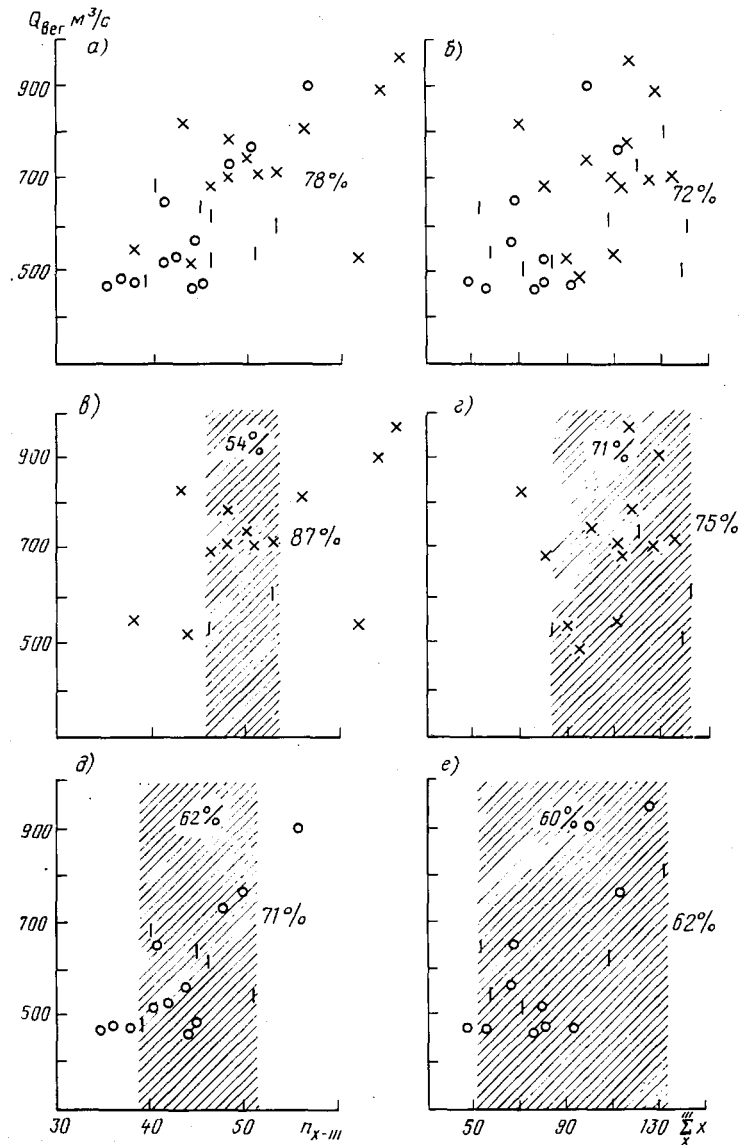
Таблица 1

Коэффициенты корреляции ($r_{x,y}$) между притоком воды в водохранилище Каттагайской ГЭС за вегетационный период и числом дней (n) с осадками и суммой осадков (Σx) за различные периоды снегонакопления

Метеостанция	Высота станции z м	Число лет наблюдений	Число дней (n) с осадками $x > 0,1$ мм				Число дней (n) с осадками $x > 0,2$ мм				Сумма осадков Σx мм						
			II-X _n	III-X _n	II-X _n	III-X _n	II-X _n	III-X _n	II-X _n	III-X _n	II-X _n	III-X _n	II-X _n	III-X _n	II-X _n	III-X _n	
																	II-X _n
Занлыский Алагау																	
Мынжылки	3036	41	0,57	0,59	0,41	0,44	0,55	0,61	0,48	0,51	0,47	0,53	0,41	0,45	0,43	0,44	0,37
Большое																	
Большое озеро	2516	45	0,41	0,44	0,44	0,44	0,44	0,47	0,41	0,44	0,44	0,48	0,32	0,47	0,45	0,45	0,39
Верхний																	
Горельник	2272	41	0,54	0,63	0,54	0,52	0,65	0,54	0,65	0,65	0,48	0,64	0,42	0,44	0,47	0,44	0,31
Сарыджаз	1956	38	0,38	0,43	0,41	0,41	0,45	0,41	0,45	0,45	0,42	0,47	0,39	0,37	0,39	0,36	0,30
Усть-Горельник	1945	41	0,55	0,60	0,51	0,58	0,55	0,62	0,51	0,62	0,51	0,60	0,45	0,46	0,47	0,44	0,46
Кегень	1846	31	0,43	0,54	0,37	0,37	0,50	0,41	0,50	0,36	0,45	0,50	0,50	0,29	0,34	0,25	0,31
Нарынкол	1807	31	0,50	0,66	0,51	0,67	0,48	0,61	0,48	0,61	0,48	0,61	0,58	0,28	0,41	0,33	0,44
Подгорное	1273	43	0,40	0,51	0,42	0,53	0,38	0,47	0,41	0,51	0,41	0,51	0,45	0,42	0,56	0,48	0,53
Панфилов	633	45	0,30	0,38	0,35	0,42	0,27	0,35	0,33	0,40	0,33	0,40	0,27	0,40	0,48	0,46	0,38
Чилик	606	43	0,38	0,49	0,40	0,40	0,51	0,38	0,48	0,40	0,40	0,51	0,46	0,45	0,48	0,49	0,52
Джунгарский Алагау																	
Косагач	1570	42	0,58	0,62	0,56	0,61	0,58	0,62	0,58	0,62	0,58	0,63	—	0,60	0,66	0,58	0,64
Кугалы	1385	42	0,54	0,58	0,51	0,55	0,58	0,50	0,54	0,50	0,54	0,57	0,43	0,53	0,53	0,43	0,52
Лепсинск	1012	45	0,49	0,52	0,51	0,55	0,50	0,51	0,52	0,54	0,52	0,54	0,40	0,40	0,45	0,39	0,44
Сарканд	763	42	0,48	0,60	0,48	0,59	0,53	0,60	0,48	0,58	0,48	0,58	0,58	0,45	0,58	0,41	0,53
Талды-Курган	602	47	0,42	0,51	0,45	0,53	0,46	0,54	0,45	0,53	0,45	0,53	0,53	0,45	0,56	0,42	0,52

1. Оптимальным периодом снегонакопления можно считать период октябрь—март.

2. Между притоком воды к створу ГЭС и числом дней с осадками на высокогорных станциях ($z=1800$ м) имеют место более



Связи притока в водохранилище Капчагайской ГЭС за вегетационный период с числом дней с осадками (n) и суммой осадков (Σx) за октябрь—март на метеорологической станции Нарынкол за 1948—1980 гг.:

$a, б$ — обычные связи; $в, д$ — связи в сериях лет повышения и понижения при выборе в качестве предиктора n ; $г, е$ — то же при выборе в качестве предиктора Σx

тесные связи, чем с суммой осадков для тех же станций. Отсюда следует, что использование в качестве предиктора числа дней с осадками за период снегонакопления сглаживает пестроту в распределении осадков высокогорья и способствует увеличению тесноты связи между притоком и индексом, учитывающим снегозапасы в бассейне.

3. Коэффициенты корреляции между притоком воды в водохранилище и метеоэлементами на низкогорных станциях малы. Поэтому к дальнейшим расчетам не следует привлекать данные наблюдений по таким станциям, как Панфилов, Чилик, Лепсинск, Талды-Курган, а также по ст. Косагач, которая в настоящее время действует по программе метеорологического поста и своевременное получение информации здесь является затруднительным.

4. При определении числа дней с осадками должны учитываться все случаи, когда осадки были равны или больше 0,1 мм ($x \geq 0,1$).

Для исследования синхронности и асинхронности многолетних колебаний стока р. Или и метеоэлементов в бассейне построены связи притока воды в водохранилище за вегетационный период с суммой осадков за октябрь—март и с числом дней с осадками на тот же период по 10 станциям.

Для примера такие связи по данным наблюдений на ст. Нарынкол приведены на рисунке, где отдельно показаны годы, когда предиктор и предиктант попадали в серию повышения (X) и в серию понижения (o), несовпадения отмечены знаком |; заштрихованные части рисунка — зоны неопределенности. Те годы, когда были перерывы серий, т. е. величина предиктора за смежные годы оставалась постоянной, включались в несовпадения. Как видно из приведенного графика, наибольшая синхронность в колебаниях притока и числа дней с осадками наблюдается в особо многоводные и маловодные годы, асинхронность — в годы с условиями, близкими к средним. Расчеты показали, что в 25 годах из 32 по сериям повышения и понижения эти колебания синхронны, т. е. вероятность совпадения составляет 78% (рисунок а).

Если из общей связи (рисунок а) выделить серии лет повышения (рисунок в) и понижения (рисунок д), то оказывается, что вероятности совпадения в этих областях отличны от общей и меняется граница области несовпадения (заштрихованная часть). Так, в сериях лет повышения вероятность совпадения составляет 87% (13/15), понижения 71% (12/17), а границы областей несовпадения (зоны неопределенности) сужаются. Вероятность совпадения в этих зонах составляет 54% (6/11) в сериях повышения и 62% (8/13) — понижения. За пределами этих зон вероятности совпадения близки к 100%.

В табл. 2 приводится более полное представление о синхронности колебаний притока воды в Капчагайское водохранилище с осадками и числом дней с осадками за период снегонакопления. Данные этой таблицы также подтверждают, что приток воды в водохранилище больше зависит от числа дней с осадками, чем

Таблица 2

Вероятности совпадения притока воды в водохранилище Качагайской ГЭС с числом дней с осадками (n) и суммой осадков (Σx) с октября по март

Метеорологическая станция	Число лет наблюдений	Вероятность совпадения, %											
		в сериях повышения						в сериях понижения					
		в зоне неопределенности			в зоне неопределенности			общая			в зоне неопределенности		
		n	Σx	п	Σx	п	Σx	n	Σx	п	Σx	n	Σx
Мынжилик	42	55	71	60	75	53	64	50	68	48	67		
Большое Алмаатинское озеро	46	76	61	75	61	53	53	77	61	75	55		
Верхний Горельник	42	79	69	75	73	54	60	83	65	75	53		
Сарыджаз	39	72	62	74	62	67	58	70	61	68	61		
Усть-Горельник	42	74	64	77	67	69	50	70	62	68	53		
Кегень	32	78	81	86	88	50	67	72	75	67	64		
Нарынкол	32	78	72	87	71	54	71	71	62	62	60		
Подгорное	44	66	73	67	75	65	44	65	71	62	65		
Кугалы	43	74	72	76	81	70	25	73	67	62	57		
Сарканд	43	72	72	79	71	69	67	67	73	65	71		
Среднее		72	69	76	73	63	56	70	66	65	61		

Таблица 3

Сравнительная оценка оправдаваемости прогнозирования притока воды в водохранилище Качагайской ГЭС на вегетационный период, %

Метеорологическая станция	Период наблюдения	По принятой схеме [3]						С учетом синхронности			
		оправдаемость прогнозов		надёжность прогнозов		относительное число лет с надёжными прогнозами		оправдаемость прогнозов		относительное число лет с надёжными прогнозами	
		за весь период	за вегетационный период	за весь период	за вегетационный период	за весь период	за вегетационный период	за весь период	за вегетационный период		
Кегень	1949—1980	89	66	88	93	96	76	93	93		
Нарынкол	1949—1980	89	66	88	93	96	72	93	93		
Среднее	1949—1980	89	66	88	93	96	74	93	93		
Верхний Горельник	1939—1980	89	67	86	92	89	74	92	92		

от суммы осадков за тот же период. Вероятности совпадения по сериям повышения и понижения для большинства станций выше, если в качестве предиктора выбирается число дней с осадками. Кроме того, вероятности совпадения в сериях повышения несколько выше, чем в сериях понижения.

Полученные результаты, а также графический анализ, проведенный с целью выявления наименьших зон неопределенности, позволили отобрать метеорологические станции, данные которых дают наибольшие вероятности совпадения при небольших зонах неопределенности. К ним относятся станции Кегень, Нарынкол, Верхний Горельник. Оценка синхронности колебаний притока воды в водохранилище и числа дней с осадками, рассчитанных как среднее арифметическое по станциям Кегень и Нарынкол, дала следующие результаты: общая вероятность совпадения составила 81%, в сериях лет повышения около 100% (зона неопределенности не выявлена), в сериях лет понижения 70% (в зоне неопределенности 62%).

В итоге проведенных исследований получен дополнительный источник информации в схеме долгосрочного альтернативного прогноза притока воды к створу Капчагайской ГЭС. Поясним это на примере. Допустим, что необходимо дать прогноз притока за вегетационный период на 1959 г. В 1958 г. на р. Или началась серия повышения, и вероятность того, что она не продолжится в 1959 г., равна 78% [3]. Для повышения надежности привлечь дополнительную информацию не представляется возможным, так как величина стока не попадает в область редких значений, и в 1959 г. не ожидается резких изменений солнечной активности. В этом случае обратимся к синхронности притока с метеорологическими факторами.

Так, для метеостанции Нарынкол 1959 г. по числу дней с осадками, равному 66, является первым годом серии повышения. На графике связи (рисунок *д*) этот год не попадает в зону неопределенности, и вероятность совпадения составляет 87%. Следовательно, имея в качестве предиктора число дней с осадками по ст. Нарынкол с вероятностью 87%, что выше исходной (78%), можно прогнозировать на 1959 г. повышение притока воды в водохранилище. Высокая вероятность совпадения (87%), попадание предиктора в область крайнего значения, далекого от зоны неопределенности, позволяют уточнить основной прогноз на 1959 г. (образование серии понижения) на продолжение текущей серии т. е. появления двухлетней серии повышения.

В табл. 3 приводится сравнительная оценка оправдываемости прогноза притока в водохранилище по ранее принятой схеме [3] и с учетом синхронности. Данные таблицы показывают, что с учетом последнего существенно возрастает эффективность метода: оправдываемость, число лет с более надежными прогнозами (годы, когда использовалось несколько источников информации), надежность (средняя вероятность появления).

Полученные результаты убедительно доказывают необходимость применения синхронности многолетних колебаний стока р. Или и числа дней с осадками в качестве дополнительного источника информации при выпуске долгосрочных альтернативных прогнозов притока воды в водохранилище Капчагайской ГЭС.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бережных Т. В., Хамьянова Н. В. Синхронность многолетних колебаний гидрометеозаэментов как источник прогностической информации. — В кн.: Модели природных систем. — Новосибирск: Наука, 1978, с. 179—183.
2. Коровин В. И. Формирование стока р. Или и его предвычисление. — Труды КазНИГМИ, 1959, вып. 12, с. 3—63.
3. Некипелова Л. К. Долгосрочный прогноз притока воды в водохранилище Капчагайской ГЭС на водохозяйственный год и вегетационный период на основе чередования серии лет повышения и понижения водности реки Или. — Труды КазНИИ Госкомгидромета, 1981, вып. 73, с. 90—100.

В. П. КОЛМОГОРОВ

ПРИМЕНЕНИЕ ДИНАМИКО-СТАТИСТИЧЕСКОГО МЕТОДА ДЛЯ ДОЛГОСРОЧНОГО ПРОГНОЗА СТОКА РЕК ИРТЫШ, ИЛИ, КАРАТАЛ

Разработка метода долгосрочного прогноза притока воды в водохранилища Капчагайской и Усть-Каменогорской ГЭС является актуальной задачей в связи с необходимостью планирования различных водохозяйственных мероприятий: специализированных попусков из водохранилища с целью затопления пойм рек Или и Иртыш весной, поддержания уровня и минерализации оз. Балхаш в оптимальных пределах, планирования режима работы обеих ГЭС, организации судоходства, рыбного хозяйства и т. д.

Методы долгосрочных прогнозов стока горных рек разработаны целым рядом исследователей и основываются на анализе определяющих факторов водности. Так, например, по разработкам В. И. Коровина [8] основное внимание при прогнозе стока р. Или необходимо уделять наибольшим запасам воды в снежном покрове и осадкам, выпадающим с даты наибольших снегозапасов до конца половодья.

Исключение составляет метод, разработанный в Сибирском энергетическом институте СО АН СССР под руководством И. П. Дружинина [7]. Метод предполагает использование серий лет повышения и понижения водности рек, однако прогнозы водности представляются в альтернативной форме.

Данная статья посвящена исследованию возможности применения метода прогнозирования элементов водного режима, разработанного Ю. М. Алехиным [1] для долгосрочного прогноза сто-

ка рек Или, Иртыш, Каратал. Этот метод был привлечен для решения задачи, потому что позволяет количественно оценить будущую водность рек, не требует дополнительной информации о режиме стока (важность этого положения становится ясной, если учесть, что некоторая часть водосборных площадей рек Или и Иртыш находится в пределах Китая).

В прошлом динамико-статистический метод с успехом был применен в метеорологии, океанологии и для прогноза притока воды в водохранилище Иркутской ГЭС [6]. Динамико-статистический метод долгосрочного прогнозирования впервые был опубликован в 1961 г. [1] и дальнейшее развитие получил в последующих работах [2—5]. Метод предназначен для прогнозирования средних значений гидрометеорологических элементов на больших площадях и за длительные периоды осреднения, например, квартально-го и годового стока, ориентировочно, с площадями не менее 30 тыс. км². Заблаговременность прогнозов 1 год.

Для выпуска прогнозов данным методом необходимо иметь ряд наблюдений в 45—60 лет. Большое значение имеет непрерывность и однородность ряда.

Динамико-статистический метод основан на использовании корреляции между членами многолетнего ряда, т. е. наблюдаемыми значениями интересующей переменной. Суть метода выражается зависимостью

$$Q(t) = f[Q(t-1), Q(t-2), \dots, Q(t-n)], \quad (1)$$

элементы которой образуют последовательность членов прогнозируемого временного ряда $Q(t)$. Таким образом, прогноз каждого последующего члена ряда осуществляется только по предшествующим членам, исходя из предпосылки о существовании внутрирядной закономерности или обратной связи в самих макропроцессах.

Конкретными проявлениями этих закономерностей являются цикличности всех без исключения естественных процессов. Цикличны и прогнозируемые нами гидрометеорологические явления. Можно сказать, что цикличность временного ряда создает периодически изменяющуюся по сдвигу τ скоррелированность его членов.

Прогнозы осуществляются по линейному варианту зависимости

$$q_t = \sum_{\tau=1}^n K_n(\tau) q_{t-\tau}, \quad (2)$$

где $q_{t-\tau}$ ($\tau=1, 2, 3, \dots, n$) — ряд предшествующих значений прогнозируемого элемента в отклонениях от нормы; предельное значение $n=30$ вытекает из опыта, согласно которому для большинства естественных рядов значения $n_{\text{опт}}$ не превышают 30; q_t — ожидаемое значение предсказываемой переменной, выраженное в виде отклонения от нормы; $K_n(\tau)$ — последовательность коэффициентов линейного предвычисления, определяющих

удельное влияние каждого из предшествующих членов ряда на q_i , пропорциональное степени их скоррелированности с последним.

Расчет значений $K_n(\tau)$ производится по формуле Крамера [3]:

$$K_n(\tau) = - \frac{D_n^{0\tau}}{D_n^{00}}, \quad (3)$$

где D_n^{00} — главный минор определителя порядка n из значений функций $R(\tau)$, $\tau = 1, 2, 3, \dots, n$; $D_n^{0\tau}$ — миноры этого определителя.

Таким образом, экстраполяционная функция производна от корреляционной $R(\tau)$, которая является основой метода. Вычисляется корреляционная функция по формуле

$$R(\tau) = \frac{\sum_{i=1}^{m-\tau} q_i q_{i+\tau}}{(m-\tau) \sigma_1 \sigma_2}, \quad (4)$$

где m — число членов в ряду.

Естественные процессы, даже крупномасштабные и однородные, как правило, нестационарны в смысле изменения их корреляционных функций при изменении длины рядов. Однако изменение длины ряда, состоящего из m членов, всего на один член в большинстве случаев мало сказывается на функции $R(\tau)$, что и определяет возможность прогнозирования по зависимости (2), но лишь на один шаг — $(m+1)$. В дальнейшем, когда для спрогнозированного ранее года будем иметь фактическую величину явления, вся изложенная выше работа по выпуску прогноза на следующий $(m+2)$ -й год должна быть вновь повторена.

Основные этапы разработки прогнозов динамико-статистическим методом практически осуществимы лишь на ЭВМ. Последовательность операций при расчетах заключается в следующем:

1. По полученным расчетным рядам вычисляются корреляционные функции $R(\tau)$ для всех целых значений τ от 1 до 30 по равенству (4).

2. По корреляционной функции каждого ряда рассчитываются функции обратной связи $K_n(\tau)$ при числе членов функции от 1 до 30. Вычисление производится по равенству (3).

3. По результатам расчета $K_n(\tau)$ для различных n дается прогноз исследуемой величины и выбираются оптимальные коэффициенты обратной связи при оптимальном периоде обратной связи — $n_{\text{опт}}$.

Прогнозирование производилось по всем рекам, имеющим достаточно длительный ряд наблюдений. Большое значение имеет непрерывность и однородность рядов. Для прогнозирования было отобрано 12 рядов наблюдений за стоком на реках Иртыш, Или, Каратал. Прогнозировались величины среднего годового и сред-

Таблица 1

Река—пункт	Сезон	Последний год в исходном ряду	\bar{R}_{max}	$n_{\text{опт}}$	Обеспеченность, %
р. Каратал—с. Уш-Тобе	Год	1978	0,76	23	67
р. Каратал—с. Уш-Тобе	Вегетационный период	1978	0,82	30	74
р. Иртыш—г. Усть-Каменогорск	Год	1959	0,84	22	77
р. Иртыш—г. Усть-Каменогорск	»	1977	0,84	21	75
р. Иртыш—г. Усть-Каменогорск	Вегетационный период	1959	0,81	30	74
р. Иртыш—г. Усть-Каменогорск	То же	1977	0,82	21	75
р. Или—с. Илийское	Год	1969	0,73	17	71
р. Или—с. Илийское	»	1977	0,87	27	83
р. Или—с. Илийское	Вегетационный период	1969	0,78	24	71
р. Или—с. Илийское	То же	1977	0,83	26	84

него за вегетационный период стока. Наиболее полно представлены ряды наблюдений в пунктах р. Или—с. Илийское и р. Иртыш—г. Усть-Каменогорск. Они, удовлетворяя всем требованиям, предъявляемым динамико-статистическим методом к исходной информации, характеризуются одним недостатком: эти ряды неоднородны вследствие нарушения режима естественного стока под влиянием создания водохранилищ ГЭС. Для придания им однородности была проделана операция по восстановлению в годы, последовавшие за строительством, значений ненарушенного стока. Одной из важных задач работы было выяснение возможности прогнозирования по восстановленным рядам. С этой целью расчеты производились по рядам расходов воды, составленным до сооружения ГЭС и после сооружения, как по р. Или, так и по р. Иртыш. Сопоставляя величины обеспеченности поверочных прогнозов для обоих вариантов рядов, можно сделать вывод о надежности метода в данном случае.

Ряд, составленный из данных наблюдений по р. Каратал, удовлетворяет вышеперечисленным требованиям в меньшей степени. Наблюдения не являются непрерывными, количество пропусков колеблется от одного до четырех, и, как следствие, ряд неоднороден. Кроме того, малы площади водосборов, относящиеся к пунктам наблюдений, т. е. не соблюдается основное требование, предъявляемое динамико-статистическим методом к исходной информации.

По изложенной выше схеме проводилась обработка всех рядов. В табл. 1 приведены результаты для оптимальных вариантов исходных рядов.

Основной характеристикой, определяющей внутрирядную структуру геофизических макропроцессов, является корреляционная функция [3, 4]. В результате анализа выяснилось, что структура нормированных корреляционных функций различна для различных характеристик стока, причем наиболее выражены и ус-

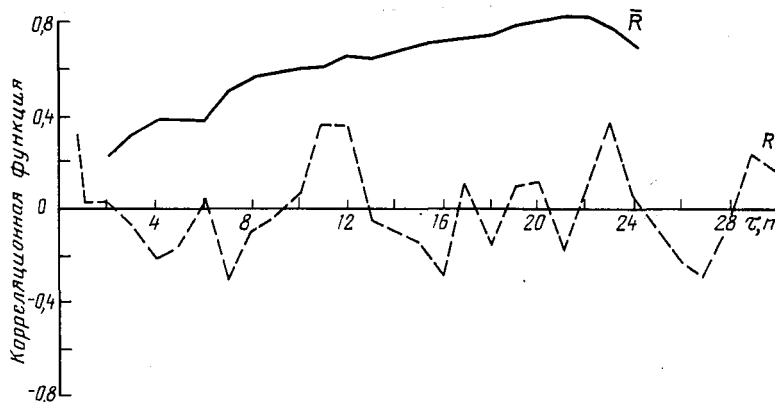


Рис. 1. График хода корреляционной (R) и общей корреляционной (\bar{R}) функций для оптимального варианта ряда среднего годового стока р. Иртыш

тойчивы корреляционные функции рядов среднего годового стока. Нами оценена степень лишь внутренней скоррелированности рядов. Все корреляционные функции имеют циклический характер и это, собственно говоря, и подтверждает то, что внутренняя связь в рассматриваемых рядах характеризуется довольно устойчивой периодичностью. На рис. 1 представлен график хода корреляционной и общей корреляционной функций для оптимального варианта ряда средних годовых расходов (1903—1977 гг.) р. Иртыш.

Из рассмотрения общих корреляционных функций (\bar{R}) видно, что они представляют собой кривые, относительно плавно возрастающие до значения \bar{R}_{\max} и далее остающиеся приблизительно на тех же значениях. Общий коэффициент корреляции достигает величин, позволяющих осуществить эффективное прогнозирование, и колеблется от 0,64 до 0,89. По общей корреляционной функции мы можем определить еще и оптимальный период предыстории, который показывает число членов в уравнении динамико-статистического метода. Для наших рядов $n_{\text{опт}}$ колеблется от 16 до 30.

Оценка поверочных прогнозов производилась путем вычисления обеспеченности удовлетворительных прогнозов (P_m), природной обеспеченности рядов ($P_{\text{пр}}$) и последовательного сравнения их друг с другом для каждого исходного ряда. Критерий удовлетворительности прогнозов принят равным $0,674\sigma$.

Эффективность поверочных прогнозов, представленная в табл. 2, определялась по отношению к природной обеспеченности явления исходя из нормы эффективности 10%. Она во многих случаях значительно превышает норму эффективности, причем это имеет место и в случае рядов с восстановленными значениями стока.

Таблица 2

Обеспеченность и эффективность прогнозов

Река—пункт	Сезон	Число прогнозов	Обеспеченность, %		Эффективность, %
			P_m	$P_{пр}$	
р. Каратал—с. Уш-Тобе	Год	27	67	33	34
р. Каратал—с. Уш-Тобе	Вегетационный период	15	73	33	40
р. Иртыш—г. Усть-Каменогорск	Год (ряд до 1960 г.)	27	77	67	10
р. Иртыш—г. Усть-Каменогорск	Год (ряд до 1977 г.)	24	75	54	21
р. Иртыш—г. Усть-Каменогорск	Вегетационный период (ряд до 1960 г.)	25	74	64	10
р. Иртыш—г. Усть-Каменогорск	Вегетационный период (ряд до 1977 г.)	24	75	58	17
р. Или—с. Илийское	Год (ряд до 1969 г.)	28	71	64	7
р. Или—с. Илийское	Год (ряд до 1977 г.)	18	83	39	44
р. Или—с. Илийское	Вегетационный период (ряд до 1969 г.)	21	71	57	14
р. Или—с. Илийское	Вегетационный период (ряд до 1977 г.)	19	84	32	52

Для наглядной иллюстрации колебаний поверочных прогнозов относительно фактических величин приводится совмещенный график колебаний фактических и прогнозных значений средних расходов воды для р. Иртыш (рис. 2). Анализируя подобные графики, можно видеть синхронность колебаний фактических и спрогнозированных величин в подавляющем большинстве случаев, а также то, что чем больше общий коэффициент корреляции, тем более близки друг другу значения фактических и прогнозных величин.

Таким образом, для целей прогнозирования было отобрано 12 рядов расходов воды, осредненных за известные периоды. В большинстве своем исходная информация удовлетворяет требованиям динамико-статистического метода. Удовлетворительная эффективность поверочных прогнозов для рек Иртыш и Или (для р. Или эффективность прогнозирования среднего годового стока по восстановленному ряду 44%, для р. Иртыш 21%) как для

рядов естественного характера, так и для рядов наблюдений за стоком, приведенным к естественному виду, позволяет сделать вывод о возможности применения метода к прогнозам элементов водного режима на этих реках. Хорошая эффективность повероч-

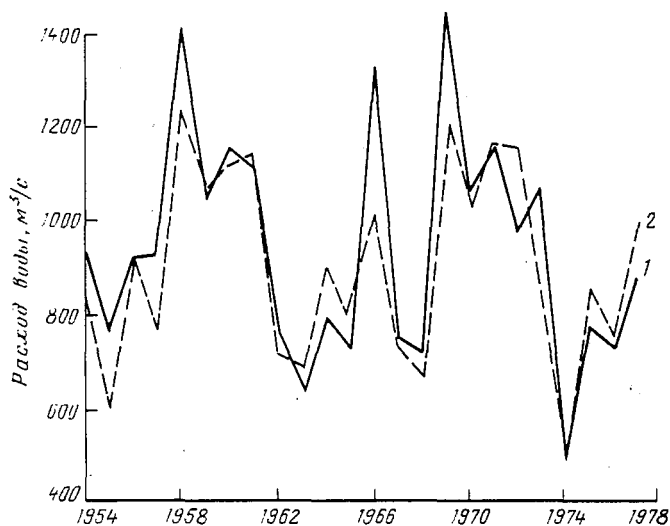


Рис. 2. Совмещенный график колебаний фактических (1) и прогнозных (2) значений средних расходов воды для оптимального варианта ряда среднего годового стока р. Иртыш

ных прогнозов для р. Каратал (средний годовой сток 34%, средний за вегетационный период сток 40%) также свидетельствует в пользу применения этого метода, однако с той оговоркой, что исследования, направленные на выяснение причины нестабильности поведения общей корреляционной функции для различных расчетных периодов, будут продолжены.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алехин Ю. М. Динамико-статистический метод прогноза геофизических макропроцессов на примере прогнозов речного стока. — Труды ЛГМИ, 1961, вып. 11, с. 97—123.
2. Алехин Ю. М. Статистические прогнозы в геофизике. — Л.: Изд-во ЛГУ, 1963. — 86 с.
3. Алехин Ю. М. Об общих (сводных) корреляционных функциях естественных макропроцессов (на примере многолетних рядов годового стока). — Труды ЛГМИ, 1965, вып. 23, с. 41—47.
4. Алехин Ю. М. Множественное линейное экстраполирование макропроцессов. — Труды ЛГМИ, 1966, вып. 28, с. 41—59.
5. Алехин Ю. М. О некоторых проблемных вопросах динамико-статистического метода прогнозирования. — Труды ЛГМИ, 1975, вып. 56, с. 3—21.
6. Алехин Ю. М. Статистические прогнозы годового стока на реках Сибири. — Труды ЛГМИ, 1965, вып. 23, с. 115—122.

7. Дружинин И. П., Хамьянова Н. В., Лобановская Ю. А. Прогноз гидрометеорологических элементов. — Новосибирск: Наука, 1977. — 62 с.
8. Коровин В. И. Формирование стока р. Или и его предвычисление. — Труды КазНИГМИ, 1959, вып. 12, с. 3—63.

М. М. БЕЙЛИНСОН

МЕТОДИКА РАСЧЕТА ТАЯНИЯ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА ВОДНЫХ ОБЪЕКТОВ

Модель разрушения ледяного покрова, разработанная С. Н. Булатовым [6, 7, 9], является крупным вкладом в теорию и практику прогнозов ледовых явлений на реках и водоемах. Тем не менее она реализована с большим числом таких допущений, которые в значительной мере искажают истинную величину прочности ледяного покрова и разрушающего напряжения в момент вскрытия. Для ряда водных объектов Казахстана модель вообще не дает удовлетворительных результатов. Поэтому в статье приводится более точная модель разрушения ледяного покрова.

Таяние ледяного покрова может происходить как с верхней, так и с нижней поверхности. Кроме того, за счет проникающей в лед солнечной радиации возможно таяние и внутри толщи самого ледяного покрова, что, как известно, сопровождается уменьшением его прочности.

Весеннее таяние ледяного покрова сверху начинается после схода снега, лежащего на льду, и рассчитывается на основании уравнения теплового баланса слоя стаивания при температуре тающего льда 0°C. В этом уравнении участвуют три слагаемых: S_1, S_2, S_3 .

Затрата тепла на таяние слоя льда толщиной Δ_b :

$$S_1 = \Delta_b (\rho L_T - S), \quad (1)$$

где ρ — плотность льда; L_T — теплота таяния льда; S — удельное содержание жидкой фазы во льду, выраженное посредством количества тепла, затраченного на это таяние.

Значение S определяют расчетом, суммируя количество задержанной в ледяном покрове солнечной радиации и учитывая повторную кристаллизацию натаявшей внутри льда воды в периоды похолоданий, что сопровождается промерзанием ледяного покрова [1, 2, 6, 7].

Теплообмен верхней поверхности ледяного покрова с атмосферой при температуре тающего льда 0°C:

$$S_2 = S_{п. а} - S_{н. с} - S_{п. к} - S_T, \quad (2)$$

где $S_{п. а}$ — поглощенное встречное излучение атмосферы снеголедяным покровом, $S_{н. с}$ — собственное излучение поверхности

снеголедяного покрова, $S_{п.к}$ — теплообмен испарением, S_T — теплообмен за счет турбулентной конвекции.

Третье слагаемое — поглощение слоем стаивающего льда суммарной солнечной радиации S_3 . Интенсивность ее поглощения изменяется в течение суток из-за уменьшения слоя льда, вобравшего эту радиацию, от Δ_b в начале суток до нуля в конце суток, изменения высоты Солнца, а следовательно, и интенсивности солнечной радиации падающей на поверхность ледяного покрова. Значение S_3 определяется по формуле

$$S_3 = S_{\odot} \{1 - \exp[-0,165 (0,5 \Delta_b)^{0,6}]\}, \quad (3)$$

где S_{\odot} — суммарная солнечная радиация, проникающая за сутки через поверхность ледяного покрова.

Таким образом, уравнение теплового баланса для слоя стаивания ледяного покрова с верхней поверхности записывается так:

$$(\rho L_T - S) \Delta_b = S_2 + S_3. \quad (4)$$

Чаще всего весеннее таяние ледяного покрова водоема происходит при отсутствии снега на суше. Поэтому при оценке величин температуры и влажности воздуха над водоемом необходимо учитывать их изменение по сравнению с показаниями континентальных метеорологических станций [3]. Такой учет осуществляют, записывая величину S_2 с использованием исследований А. П. Браславского [4, 5]:

$$S_2 = S_{п.а} - 0,99 \sigma (273,2)^4 - 6,11 a_5 + a_6 e_{2,н} + a_3 t_{2,н}, \quad (5)$$

где σ — постоянная Стефана—Больцмана; $t_{2,н}$ и $e_{2,н}$ — температура ($^{\circ}\text{C}$) и влажность (Па) натекающего на водный объект воздуха на высоте 2 м; коэффициенты a_3 , a_5 и a_6 учитывают трансформацию метеорологических характеристик воздушной массы при движении ее над ледовой поверхностью водоема [3—5].

$$a_3 = 27,3 p u_a (1 - M_{Б.ср}), \quad (6)$$

$$a_5 = \alpha_u (1 - 0,8 M_{Б.ср}), \quad (7)$$

$$a_6 = \alpha_u (1 - M_{Б.ср}), \quad (8)$$

$$\alpha_u = 3,46 \cdot 10^5 [1 + 0,8 \omega_2 + F(\delta t)]. \quad (9)$$

Значение $F(\delta t)$ определяется по выражениям:

$$F(\delta t) = 1,9 [1 - \exp(-0,085 \delta t)] \text{ при } \delta t = t_{п} - t_{2,н} - (t_{п} - t_{2,н}) M_{Б.ср} > 0^{\circ}\text{C},$$

$$F(\delta t) = \exp(0,18 \delta t) - 1 \text{ при } \delta t = t_{п} - t_{2,н} - (t_{п} - t_{2,н}) M_{Б.ср} < 0^{\circ}\text{C}.$$

В формулах (6)–(9) α_u — коэффициент теплообмена; p — атмосферное давление; ω_2 — скорость ветра на высоте 2 м над поверхностью снеговой ледяного покрова; $M_{Б, ср}$ — коэффициент трансформации, который для водоема, покрытого тающим льдом, имеет вид

$$M_{Б, ср} = 1 - \exp[-(0,13 + B)(x_{ср} - 0,04)^{0,432}], \quad (10)$$

где

$$B = \frac{0,69 + 0,044(t_n - t_{2, H} + 10)^{1,3}}{[1 + 0,265(t_n - t_{2, H} + 10)^{1,3}][1 + 0,09(x_{ср} - 0,04)^{0,76}]}$$

Здесь $x_{ср}$ — средняя протяженность водного зеркала, км. Искомую величину Δ_b находим из выражения (4):

$$\Delta_b = \frac{S_2 + S_3}{\rho L_T - S}, \quad (11)$$

применяя при этом обычные методы решения трансцендентных уравнений.

Возможно также приближенное прямое решение выражения (4). Так как формула (3) достаточно точно аппроксимируется в виде

$$S_3 = 0,105 S_{\odot} \sqrt{\Delta_b}, \quad (12)$$

то подставляя (12) в (4) и решая полученное уравнение относительно слоя растаявшего сверху ледяного покрова, получаем

$$\Delta_b = \left[\frac{0,0525 S_{\odot}}{\rho L_T - S} + \sqrt{\left(\frac{0,0525 S_{\odot}}{\rho L_T - S} \right)^2 + \frac{S_2}{\rho L_T - S}} \right]^2. \quad (13)$$

Таяние или нарастание льда на нижней границе ледяного покрова (Δ_n) рассчитывается по тепловому балансу слоя стаивания. Этот баланс в общем случае складывается из четырех компонентов:

1) тепла, приходящего к нижней поверхности ледяного покрова из водной массы (S_b) (рекомендации по оценке S_b даны С. Н. Булатовым [7]);

2) тепла, поступающего в слой льда $\Delta_n = h_n - h_k$ за счет поглощаемой им солнечной радиации (S_4); здесь h_n и h_k — толщины льда соответственно в начале и в конце расчетного интервала времени. Для определения S_4 можно с учетом [7 и 8] предложить следующую формулу:

$$S_4 = |0,5 S_{\odot} \exp(-0,4 h_c) [\exp(-0,165 h_k^{0,6}) - \exp(-0,165 h_n^{0,6})]|, \quad (14)$$

где S_{\odot} — проникающая через поверхность снеговой ледяного покрова суммарная солнечная радиация;

3) тепла, затрачиваемого на таяние нижнего слоя льда толщиной

$$S_5 = (\rho L_T - S) \Delta_n; \quad (15)$$

4) тепла, отходящего от нижней поверхности ледяного покрова к его верхней поверхности (происходит в тех случаях, когда вся толща льда промерзает и на поверхности снеговой ледяного покрова температура отрицательная). Принимая линейным распределение температуры по вертикали в толще льда и в лежащем на нем слое снега и приравнивая теплоты, проходящие через них, имеем

$$\Delta q = \frac{t_n \lambda}{h + \frac{\lambda}{\lambda_c} h_c}, \quad (16)$$

где t_n — температура поверхности снеговой ледяного покрова, λ и λ_c — коэффициенты теплопроводности льда и снега, h и h_c — толщина ледяного и снежного покрова.

Уравнение теплового баланса слоя стаивания снизу в условиях, когда хотя бы некоторый нижний слой ледяного покрова не промерз и имеет температуру 0°C , выглядит так:

$$(\rho L_T - S) \Delta_n = S_B + S_4. \quad (17)$$

Откуда искомая величина слоя стаивания будет

$$\Delta_n = \frac{S_B + S_4}{\rho L_T - S}. \quad (18)$$

Поскольку S_4 зависит от Δ_n , то само значение Δ_n находится по уравнению (18) одним из известных способов решения трансцендентных уравнений.

В случае, когда ледяной покров промерз на всю толщину, таяние или нарастание льда на его нижней поверхности связаны с тепловым балансом всей толщи, и зависимость (18) становится неприменимой. Поэтому до начала расчета Δ_n необходимо оценить глубину промерзания ледяного покрова: если она окажется меньше всей толщи льда, то Δ_n находится по формуле (18), если же равна ей, то расчет выполняется по приводимой ниже формуле (26).

Расчет глубины промерзания ледяного покрова ($h_{пр.к}$) основывается на уравнении теплового баланса слоя промерзшего льда. Процесс промерзания считаем квазистационарным, а коэффициенты теплопроводности льда и снега — постоянными. Это дает основание полагать линейным распределение температуры по вертикали в слоях льда и снега. Учитываются четыре слагаемых теплового баланса промерзшего слоя ледяного покрова.

1. Тепло, выделяющееся при кристаллизации воды, содержащейся в промерзшем слое льда:

$$S_1 (h_{пр.к} - h_{пр.н}),$$

причем величина $S_1 = S$ при $h_{пр.к} > h_{пр.н}$ и $S_1 = 0$ при $h_{пр.к} < h_{пр.н}$.

2. Тепло солнечной радиации (S_0), поглощенное промерзшим слоем ледяного покрова, с использованием уравнения (14):

$$S_0 = S_0 \exp(-0,4 h_c) [1 - \exp(-0,165 h_{\text{пр}}^{0,6})], \quad (19)$$

где $h_{\text{пр}}$ — толщина промерзшего слоя ледяного покрова, см.

3. Изменение теплосодержания в слое промерзшего ледяного покрова (изменением теплосодержания в снежном покрове будем пренебрегать из-за малой его величины):

$$\Delta S = 0,5 \rho c t_{\text{п}} K_{\text{т. к}} h_{\text{пр. к}} - 0,5 \rho c t_{\text{п. н}} K_{\text{т. н}} h_{\text{пр. н}}, \quad (20)$$

где ρ — плотность льда ($0,92 \text{ г/см}^3$); c — теплоемкость льда, равная $0,5 \text{ кал/г}$; $t_{\text{п}}$ и $t_{\text{п. н}}$ — температуры поверхности снеголедяного покрова за данный и предшествующий интервалы времени, $^{\circ}\text{C}$; $K_{\text{т. к}}$ и $K_{\text{т. н}}$ — коэффициенты, характеризующие соотношение между температурой поверхности ледяного покрова и поверхности лежащего на нем снега,

$$K_{\text{т. к}} = \frac{1}{1 + \frac{\lambda h_{\text{с. к}}}{\lambda_{\text{с}} h_{\text{к}}}} \quad \text{и} \quad \frac{1}{1 + \frac{\lambda h_{\text{с. н}}}{\lambda_{\text{с}} h_{\text{н}}}}. \quad (21)$$

В этих выражениях $h_{\text{с. к}}$ и $h_{\text{с. н}}$ — высота снега в конце и начале расчетного интервала времени.

Зависимости для $K_{\text{т. к}}$ и $K_{\text{т. н}}$ получены из предположения о равенстве потоков тепла через толщину льда и лежащего на нем снега.

4. Тепло, отводимое из толщи льда к верхней поверхности снеголедяного покрова, Δq . Значение Δq находится по формуле (16), если в ней общую толщину льда h заменить толщиной промерзшего слоя $h_{\text{пр}}$.

Температура поверхности снеголедяного покрова, входящая в приведенные выше уравнения, находится из уравнения теплового баланса снежного покрова. Проникающая в снег солнечная радиация поглощается его толщей в размере $[1 - \exp(-0,4 h_c)] S_0$. Поэтому уравнение теплового баланса снежного покрова или поверхностного слоя льда, если $h_c = 0$, имеет вид

$$S_0 [1 - \exp(-0,4 h_c)] + S_a - 0,99 \sigma (273,2 + t_{\text{п}})^4 - a_5 e_0 + a_6 e_{2, \text{н}} - a_3 (t_{\text{п}} - t_{2, \text{н}}) - \frac{t_{\text{п}} \lambda}{h_{\text{пр}} + \frac{\lambda}{\lambda_{\text{с}}} h_c} = 0. \quad (22)$$

Здесь e_0 — максимальная упругость водяного пара (мбар) при температуре $t_{\text{п}}$.

Искомая температура поверхности снеголедяного покрова находится из выражения (22) одним из известных методов решения трансцендентных уравнений, а глубина промерзания ледяного

покрова в конце расчетного интервала времени — из уравнения теплового баланса промерзшего слоя ледяного покрова

$$0,5 \rho c (t_{п. п} K_{т. н} h_{пр. н} - t_{п} K_{т. к} h_{пр. к}) + S_{\odot} \exp(-0,4 h_c) \times \\ \times \left\{ 1 - \exp \left[-0,165 \left(\frac{h_{пр. н} + h_{пр. к}}{2} \right)^{0,6} \right] \right\} + \frac{\lambda t_{п}}{\frac{h_{пр. н} + h_{пр. к}}{2} + \frac{\lambda}{\lambda_c}} + \\ + S_1 (h_{пр. к} - h_{пр. н}) = 0. \quad (23)$$

Трансцендентное уравнение (23) удобно решать относительно $h_{пр. к}$ методом шагания. Если в процессе расчета величина $h_{пр. к}$ становится отрицательной, то это значит, что вся толща льда оттаяла и имеет температуру 0°C , а величина $h_{пр. к} = 0$. Если же $h_{пр. к}$ окажется больше начальной толщины льда, то это указывает на полное промерзание ледяного покрова. В этом случае принимается $h_{пр. к} = h_n$ и оценивается величина направленного вверх теплопотока от нижней поверхности ледяного покрова

$$S_7 = - (0,5 \rho c (t_{п. п} K_{т. н} h_{пр. н} - t_{п} K_{т. к} h_n) + S_{\odot} \exp(-0,4 h_c) [1 - \\ - \exp \left[-0,165 \left(\frac{h_{пр. н} + h_n}{2} \right)^{0,6} \right] + \frac{\lambda t_{п}}{\frac{h_{пр. н} + h_n}{2} + \frac{\lambda}{\lambda_c}} + \\ + S_1 (h_n - h_{пр. н})]. \quad (24)$$

С учетом этого теплопотока уравнение теплового баланса на нижней поверхности ледяного покрова запишется так:

$$\rho L_T \Delta_n = S_B - S_7, \quad (25)$$

откуда толщина слоя

$$\Delta_n = \frac{S_B - S_7}{\rho L_T}. \quad (26)$$

Положительное значение Δ_n соответствует слою стаивания, отрицательное — слою намерзания льда.

Очевидно, знак Δ_n зависит от разности $S_B - S_7$. Если $S_B - S_7 > 0$, то на нижней поверхности ледяного покрова происходит таяние и значение Δ_n положительно, если же $S_B - S_7 < 0$, то Δ_n приобретает знак минус и имеет место нарастание льда.

Расчет глубины промерзания ледяного покрова необходим и для оценки его прочности, так как промерзший слой льда значительно прочнее непромерзшего. В слое промерзшего ледяного покрова поглощенная солнечная радиация расходуется только на повышение отрицательной температуры льда, и внутриледного таяния не происходит.

Дополнения и изменения методики Булатова позволили применить ее к тем водным объектам, которые не подчинялись ранее установленным закономерностям при процессе разрушения ледяного покрова (оз. Балхаш; Бухтарминское и Капчагайское водохранилища, реки Или, Урал и др.).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бейлинсон М. М. К вопросу об усовершенствовании методики прогноза и расчета сроков вскрытия рек и водоемов на основе расчета потери прочности ледяного покрова. — В кн.: Сб. Вопросы теоретической и экспериментальной физики. — Алма-Ата, 1978, с. 24—42.
2. Бейлинсон М. М. Методика расчета проникающей в ледяной покров суммарной солнечной радиации с отдельным определением прямой и рассеянной радиации. — В кн.: Сб. Вопросы физики твердого тела и теории относительности. — Алма-Ата, 1979, с. 88—95.
3. Бейлинсон М. М. Оценка величин метеорологических элементов над поверхностью ледяного покрова водного объекта при расчете ослабления его прочности. — Алма-Ата, 1980, с. 51—59.
4. Браславский А. П., Викулина В. А. Нормы испарения с поверхности водохранилища. — Л.: Гидрометеониздат, 1954. — 212 с.
5. Браславский А. П., Кумарина М. Н. О термическом расчете водохранилищ-охладителей. — Труды КазНИГМИ, 1977, вып. 68, с. 85—112.
6. Булатов С. Н. Расчет прочности тающего ледяного покрова и начала ветрового дрейфа льда. — Труды Гидрометцентра СССР, 1970, вып. 74, с. 3—118.
7. Булатов С. Н. Методические указания. Методика расчета толщины и прочности ледяного покрова для целей расчета и прогноза сроков вскрытия рек и водохранилищ. — М.: Гидрометцентр СССР, 1974. — 52 с.
8. Одрова Т. В. Гидрофизика водоемов суши. — Л.: Гидрометеониздат, 1979. — 311 с.
9. Указания по расчету испарения с поверхности водоемов. — Л.: Гидрометеониздат, 1969. — 83 с.

А. П. БРАСЛАВСКИЙ, С. П. ЧИСТЯЕВА

О ВЕЛИЧИНЕ ИЗМЕНЕНИЯ СТОКА р. ИЛИ В ПРЕДЕЛАХ ЕЕ ДЕЛЬТЫ

Сток воды из дельты р. Или в оз. Балхаш является одним из основных слагаемых водного баланса этого озера и в среднем составляет 80% его приходной части. Для расчетов будущего водного баланса оз. Балхаш в новых условиях, возникающих при комплексном использовании водных ресурсов его бассейна, необходима правильная оценка величины притока воды в озеро из дельты р. Или. Длительные систематические наблюдения за стоком р. Или в нижнем ее течении производились только выше дельты; поэтому приток воды из дельты в оз. Балхаш часто определяли, вычитая из стока р. Или, измеренного выше дельты, величину изменения стока этой реки в пределах дельты, которое условно называли «потерями воды в дельте р. Или» [6, 7].

На самом деле в дельте одновременно происходят не только потери воды на испарение и отток подземных вод в озеро в районы депрессий уровней грунтовых вод, но и увеличение стока р. Или за счет выпадения на поверхность дельты атмосферных осадков, склонового стока с собственного водосбора дельты, притока подземных вод по периметру дельты и накопления снега на границах тростниковых зарослей во время частых метелей. Кроме

того, в пределах дельты р. Или происходит сезонное и даже межгодовое регулирование стока за счет накопления и сброски объемов воды в многочисленных озерах, болотах и алювиальных отложениях. В принципе возможна такая ситуация, когда будут происходить не потери стока в пределах дельты, а его увеличение и потери будут иметь знак минус. Однако в дальнейшем сохраним распространенный в специальной литературе термин и будем далее условно называть потерями стока в дельте р. Или величину изменения стока этой реки в пределах дельты.

Очевидно, достоверность результатов расчета величины притока воды в оз. Балхаш как разности стока р. Или выше дельты и потерь воды в ней зависит от качества измерения стока р. Или выше дельты и точности определения величины потерь стока в дельте.

Измерение стока р. Или выше дельты осуществляется на двух гидростворах: в районе урочища Капчагай (193 км выше вершины дельты) и у пос. Учжарма (29 км выше вершины дельты). Кратковременные измерения стока р. Или производились также у 6-го рыбпункта, расположенного непосредственно в вершине дельты.

Река Или в районе пос. Учжарма имеет легко размываемое русло и из-за этого, по данным Казгидропроекта, точность измерения расходов воды здесь ниже, чем в районе урочища Капчагай, где русло реки устойчиво и имеет правильную корытообразную форму. Эти выводы подтверждаются хорошим соответствием годового стока, измеренного на гидростворах в урочище Капчагай и 6-го рыбпункта, и существенной разницей в годовом стоке р. Или у пос. Учжарма и 6-го рыбпункта. Поэтому для оценки величины притока воды в вершине дельты целесообразнее использовать сток р. Или, измеренный не на ближайшем к вершине дельты гидростворе Учжарма, а на расположенном выше по реке гидростворе урочище Капчагай, вычитая объем воды, который забирается Тасмурунским водозабором, начавшим работать с 1970 г.

Точность найденной таким образом величины поступления воды из р. Или к вершине дельты можно считать равной обычной точности гидрометрических измерений (2—5%), т. е. 0,3—0,6 км³/год.

В [7] потери воды в дельте р. Или находились как разность поступления воды в вершину дельты и стока воды из дельты в оз. Балхаш. Сток воды из дельты в оз. Балхаш принимался равным сумме стока четырех основных протоков р. Или (Ир, Шубаркунан, Или и Нарын) с добавлением в многоводные годы небольшого объема воды (20% от величины потерь воды в дельте, около 0,8—1 км³/год), приходящего в озеро помимо проток через затопленные заросли тростника. При этом не учитывался сток воды из дельты в озеро по ряду малых протоков Или-Джиделийской озерной системы (Базарбай, Подпашенная, Майтан, Малая Базарбайская, Безымянная, Самойловская, Шубаркунанская малая 1-я, Шубаркунанская малая 2-я), по озерной системе

протоки Топар, где вода из дельты поступает в озеро по протокам Семизкуль, Спрыкумай, Изенды, Самсоновка, а также подземный и подрусловый сток из дельты в озеро, который, по данным [11], достигает 0,2 км³/год. Надо полагать, что величина поступления воды в озеро по затопленным зарослям тростника существенно приуменьшена. По данным Р. Д. Курдина [9] этот тростниковый сток составляет 10—15% от стока протоков и в многоводные годы достигает 1,8—3 км³/год, а не 0,8—1 км³/год.

Вычислить потери воды в дельте таким способом в [2] оказалось возможным только за 1957—1960 и 1968—1975 гг., когда производилось измерение стока воды в устьевых участках упоминавшихся выше четырех основных протоков дельты. Для оценки потерь за другие годы в [6] использовался эмпирический график связи их с объемом годового стока.

Средняя многолетняя величина потерь воды в дельте р. Или определена В. В. Голубцовым и А. Н. Жиркевич [6] в размере 4,24 км³/год. В более ранних работах [7, 11, 12, 14] эти потери воды получались равными соответственно 3,1; 3,0; 3,23; 4,07 км³/год. Однако в [11] отмечено, что величина потерь стока 3,0 км³ на суммарное испарение преувеличена за счет недоучета стока из дельты через заросли тростника. То, что приведенные выше величины потерь воды в дельте р. Или действительно преувеличены приблизительно в 2 раза, подтверждается приведенными ниже расчетами потерь воды в дельте р. Или, выполненными в трех вариантах, используя уравнение водного баланса дельты. Это уравнение можно записать так:

$$V_{\text{пр. Или}} + V_{\text{ос}} + V_{\text{в}} + V_{\text{с}} = V_{\text{пр. Б}} + V_{\text{ис}}, \quad (1)$$

где $V_{\text{пр. Или}}$ — поступление воды из р. Или в вершину дельты; $V_{\text{ос}}$ — поступление воды на поверхность дельты в виде атмосферных осадков; $V_{\text{в}}$ — поступление воды в дельту с ее собственного водосбора; $V_{\text{с}}$ — поступление воды при таянии сугробов снега, образовавшихся на границах зарослей тростников во время зимних метелей; $V_{\text{пр. Б}}$ — приток воды из дельты в оз. Балхаш, включая подземный и подрусловый; $V_{\text{ис}}$ — потеря воды на испарение с поверхности дельты.

В уравнение (1) не включены изменение объема воды, накопленного в дельте, и приток грунтовых вод к ее периметру. Для годовых интервалов времени, для которых рассчитывается величина потерь в дельте, изменение объема воды в дельте невелико, а приток грунтовых вод к периметру дельты будем считать входящим в склоновый сток, который в основном и поступает в дельту подземным путем.

Изменение стока р. Или в пределах дельты ($V_{\text{п. д}}$) равно разности $V_{\text{пр. Или}} - V_{\text{пр. Б}}$, т. е.

$$V_{\text{п. д}} = V_{\text{пр. Или}} - V_{\text{пр. Б}}. \quad (2)$$

Значение $V_{\text{пр}}$ можно найти либо по гидрометрическим данным за годы, когда измерялся сток воды в устьевых участках основных

проток дельты, либо из водного баланса оз. Балхаш, решая его относительно $V_{\text{пр. б}}$ [5]. Кроме того, из уравнений (1) и (2) следует, что

$$V_{\text{п. д}} = V_{\text{ис}} - (V_{\text{ос}} + V_{\text{в}} + V_{\text{с}}). \quad (3)$$

Таким образом, используя уравнение водного баланса дельты, можно предложить три варианта определения $V_{\text{п. д}}$: 1) по уравнению (2), принимая $V_{\text{пр. б}}$ по данным гидрометрических измерений; 2) по тому же уравнению (2), но используя значения $V_{\text{пр. б}}$, найденные из уравнения водного баланса оз. Балхаш как остаточный член [5]; 3) по уравнению (3), вычисляя слагаемые водного баланса дельты $V_{\text{ис}}$, $V_{\text{ос}}$, $V_{\text{в}}$, $V_{\text{с}}$ и алгебраически суммируя их.

Первый вариант определения $V_{\text{п. д}}$. Значение $V_{\text{п. д}}$ вычисляется по уравнению (2). Значения $V_{\text{пр. Или}}$ приравниваются величинам стока р. Или, измеренного на гидростворе в районе урочища Капчагай, минус объем воды Тасмурунским водозабором (с 1971 г.). Поступление воды из дельты р. Или в оз. Балхаш $V_{\text{пр. б}}$ определяется как сумма гидрометрически измеренного стока четырех основных протоков дельты (Ир—с. Ир, Шубар-Кунан — в 1,5 км от устья, Или—совхоз Джидели и Нарын—с. Наурузбай) вблизи их впадения в оз. Балхаш ($V_{4 \text{ прот}}$), приближенно найденного стока воды из дельты в озеро по ряду малых протоков и по озерным системам протоки Топар ($V_{\text{мал. прот}}$), подруслового и подземного стока в озеро ($V_{\text{подз}}$) и стока воды по затопленным зарослям тростника ($V_{\text{тр}}$):

$$V_{\text{пр. б}} = V_{4 \text{ прот}} + V_{\text{мал. прот}} + V_{\text{подз}} + V_{\text{тр}}. \quad (4)$$

Сток воды из дельты в оз. Балхаш по четырем основным протокам измерялся экспедицией Гидропроекта в 1957—1960 гг., а с 1968 г. систематически измеряется Госкомгидрометом. Имевшиеся в этих материалах пропуски наблюдений за ряд месяцев (а в 1957 и 1960 гг. — за половину года) восстановлены по аналогии с гидрографом стока в те годы, когда наблюдения производились систематически.

В настоящее время значения $V_{\text{мал. прот}}$, $V_{\text{подз}}$, $V_{\text{тр}}$ можно определить только приближенно. Однако полностью пренебрегать ими не следует, так как это привело бы к появлению значительной систематической ошибки в сторону преувеличения потерь воды в дельте р. Или при расчете величины потерь по данным гидрометрических измерений, что, например, получилось в [6].

Значение $V_{\text{подз}}$ берем постоянным и равным $0,2 \text{ км}^3/\text{год}$ [11]. Значение $V_{\text{мал. прот}}$ оцениваем по результатам эпизодических измерений, выполненных экспедицией Гидропроекта (2,8% от руслового стока проток — $13,21 \text{ км}^3/\text{год}$) в многоводном 1960 г.

Размер тростникового стока и поступления воды из дельты в озеро по малым протокам увеличивается в многоводные годы, когда происходит более значительный подъем уровней в низовьях

проток дельты, а эту многоводность можно характеризовать суммой четырех основных протоков ($V_{4 \text{ прот}}$). Будем полагать, что величина тростникового стока составляет 8% от стока воды по этим протокам в маловодные годы и 14% в многоводные. Тогда для оценки $V_{\text{мал. прот}}$ и $V_{\text{тр}}$ можно предложить уравнения:

$$V_{\text{мал. прот}} = 0,028 V_{4 \text{ прот}} \frac{V_{4 \text{ прот}}}{13,21} \quad (5)$$

и

$$V_{\text{тр}} = \left((0,08 + 0,06 \frac{V_{4 \text{ прот}}}{14,68}) V_{4 \text{ прот}}, \quad (6)$$

где величина 14,68 км³/год соответствует сумме стока четырех протоков в 1969 г., наиболее многоводном за период имеющихся гидрометрических измерений. Сумма стока воды по тростниковым зарослям и малым протокам в этом году получается по формулам (5) и (6) равной 17% от руслового стока протоков.

Исходные данные для расчета $V_{\text{п. д}}$ по первому варианту и результаты расчета приведены в табл. 1.

Таблица 1

Расчет потерь воды в дельте р. Или ($V_{\text{п. д}}$) по первому варианту

Год	$V_{\text{пр. Или}}$ км ³ /год	$V_{\text{пр. Б}}$ км ³ /год				$V_{\text{п. д}}$ км ³ /год
		$V_{4 \text{ прот}}$	$V_{\text{подз}}$	$V_{\text{мал. прот.}}$	$V_{\text{тр}}$	
1957	11,7	9,20	0,2	0,17	1,08	1,05
1958	18,3	12,55	0,2	0,33	1,64	3,58
1959	21,1	12,84	0,2	0,34	1,70	6,02
1960	19,8	13,21	0,2	0,36	1,77	4,26
1968	11,3	8,67	0,2	0,15	1,00	1,28
1969	19,1	14,68	0,2	0,45	2,05	1,72
1970	10,2	8,69	0,2	0,16	1,00	0,15
1971	12,55	10,05	0,2	0,21	1,21	0,88
1972	10,85	8,11	0,2	0,13	0,91	1,50
1973	13,9	8,79	0,2	0,16	1,01	3,74
1974	12,10	8,00	0,2	0,13	0,90	2,87
1975	11,95	7,47	0,2	0,11	0,82	3,35
Среднее	14,40	10,19	0,2	0,22	1,25	2,53

Второй вариант определения $V_{\text{п. д}}$. Значение $V_{\text{п. д}}$ вычисляется по той же формуле (2), как и в первом варианте, но количество воды, поступающей из дельты в озеро $V_{\text{пр. Б}}$, находится не по данным гидрометрических измерений на устьевых участках проток дельты, а из расчета водного баланса оз. Балхаш [5]. Исходные данные и результаты расчета $V_{\text{п. д}}$ по второму варианту показаны в табл. 2.

Третий вариант определения $V_{\text{п. д}}$. Значение $V_{\text{п. д}}$ вычисляется по уравнению (3).

Испарение воды с поверхности дельты $V_{ис}$ рассчитывается как сумма испарения с водной поверхности (озер и проток дельты), поверхности луговых угодий дельты, временно затопляемых в половодье, и с территории, занятой увлажненными и суходольными зарослями тростника. Площадь дельты, с которой происходит испарение воды, изменяется при колебаниях уровня оз. Балхаш и водности р. Или вследствие различных условий затопления вода-

Таблица 2

Расчет потерь воды в дельте р. Или ($V_{п.д}$) по второму варианту

Год	Приток воды, км ³ /год		$V_{п.д}$ км ³ /год	Год	Приток воды, км ³ /год		$V_{п.д}$ км ³ /год
	к вершине дельты	к периметру оз. Балхаш			к вершине дельты	к периметру оз. Балхаш	
1936	16,7	15,3	1,38	1957	11,7	10,4	1,32
1937	16,4	11,6	4,84	1958	18,3	15,6	2,66
1938	11,5	5,59	5,91	1959	21,1	19,2	1,92
1939	14,9	12,8	2,05	1960	19,8	18,6	1,20
1940	13,4	13,1	0,26	1961	13,2	12,8	0,38
1941	19,0	14,4	4,56	1962	11,7	12,2	-0,52
1942	17,6	15,0	2,56	1963	13,0	13,7	-0,69
1943	11,0	10,9	0,13	1964	15,6	16,8	-1,17
1944	13,5	9,80	3,70	1965	11,8	13,1	-1,33
1945	13,3	9,77	3,53	1966	15,4	13,2	2,19
1946	15,8	13,0	2,75	1967	12,3	11,5	0,81
1947	13,5	12,6	0,94	1968	11,3	11,0	0,32
1948	12,9	12,5	0,37	1969	19,1	16,8	2,33
1949	14,2	11,5	2,73	1970	10,1	10,9	-0,74
1950	14,6	12,1	2,46	1971	12,4	11,2	1,33
1951	12,3	12,2	0,12	1972	10,6	6,8	4,06
1952	15,1	12,1	3,01	1973	13,5	10,8	3,10
1953	14,1	13,5	0,58	1974	11,5	9,37	2,73
1954	17,0	16,6	0,43	1975	11,4	9,09	2,86
1955	14,9	16,4	-1,53	Среднее	14,3	12,8	1,57
1956	16,7	17,6	-0,83				

ми озера нижней части дельты и затопления половодьем р. Или угодий верхней и средней дельты. В [11] приводятся сведения о площадях различных угодий дельты р. Или: водная поверхность 670 км², заросли увлажненных тростников 1923 км², заросли тростников на суходолах 1950 км² и луговые угодья, временно затопляемые во время половодья, 245 км².

Известно, что тростники, растущие по берегам озер, занимают прибрежную мелководную полосу от уреза воды до глубины примерно 2 м. Длина такой полосы на побережье оз. Балхаш в районе дельты достигает 130 км, ширина при уклоне дна озера 0,0001 равна 20 км, а площадь — 2600 км². Эта площадь фактически является частью площади водной поверхности озера, а не дельты. На каждый метр изменения уровня озера площадь дельты изменяется на $2600:2=1300$ км². Распределение этой площади по различным видам угодий (водная поверхность и заросли тростника)

сделано в соответствии с их средним соотношением для всей дельты: водная поверхность $670/4543=0,148$, увлажненные тростники $1923/4543=0,423$ и суходольные тростники $1950/4543=0,429$.

Во время половодья значительная часть территории верхней и средней дельты временно затопливается водами р. Или. Размер затопления зависит от величины подъема уровня реки, определяемого в свою очередь величиной максимального расхода р. Или в начале дельты. При этом изменяется в основном площадь увлажненных тростниковых зарослей и временно затопляемых луговых угодий. Озера дельты расположены главным образом в ее нижней части, где гидрограф половодья р. Или настолько распластан за счет регулирующего действия дельты, что площадь озерных угодий уже мало зависит от размеров половодья.

Можно полагать, что и площадь суходольных тростников зависит от величины максимального расхода р. Или в вершине дельты незначительно, так как взамен затопленного половодьем суходольного тростника появляется почти такая же площадь его, попавшая в зону подтопления грунтовыми водами, уровень которых поднимается в соответствии с повышением уровня воды в реке. Если считать, что увеличение площади затопления дельты во время половодья пропорционально превышению максимального расхода р. Или в вершине дельты над его среднегодовым значением и что по данным Казгидропроекта выход воды на пойму происходит при расходе воды в вершине дельты, равном $800 \text{ м}^3/\text{с}$, то коэффициент увеличения площади затопления луговых угодий и увлажненных тростниковых зарослей будет

$$K_Q = \frac{Q_M - 800}{1251 - 800}, \quad (7)$$

где Q_M — максимальный расход р. Или в верховье дельты (с Учжарма) в $\text{м}^3/\text{с}$, а 1251 — среднегодовое значение этого расхода воды.

В соответствии с изложенным выше площади угодий дельты (км^2), с которых происходит потеря воды на испарение, определяются выражениями:

$$F_{в. п} = 670 - 0,148 \cdot 1300 (H - 340), \quad (8)$$

$$F_{з. тр} = [1923 - 0,423 \cdot 1300 (H - 340)] K_Q, \quad (9)$$

$$F_{с. тр} = 1950 - 0,429 \cdot 1300 (H - 340), \quad (10)$$

$$F_{в. з} = 245 K_Q, \quad (11)$$

где $F_{в. п}$ — площадь водной поверхности дельты; $F_{з. тр}$ — площадь увлажненных зарослей тростников; $F_{с. тр}$ — площадь суходольных зарослей тростников; $F_{в. з}$ — площадь затопляемых во время половодья луговых угодий; 340 — предполагаемая отметка (м абс.) дна озерной границы зарослей тростника.

Величину слоя испарившейся воды с поверхности озер и проток дельты, а также зарослей увлажненного тростника принимаем равной слою испарившейся воды с поверхности Западного Балхаша [4], но для тростника учитываем испарение только за теплый период (май—октябрь), так как зимой испарение снега в зарослях тростника практически не происходит из-за понижения температуры поверхности снежного покрова, вызванного затенением этой поверхности стеблями растений, и почти полного отсутствия движения воздуха внутри тростниковых зарослей. Исследования этого вопроса описаны в [2].

Равенство слоя испарения с водной поверхности и тростниковых зарослей за теплое полугодие подтверждается исследованиями водных балансов заросших тростником и чистых озер Северного Казахстана [1], расчетом водного баланса дельты р. Тентек [10], наблюдениями за испарением тростников с помощью транспираторов на оз. Зайсан [3], исследованиями потерь воды на испарение с зарослей тростника в Австралии [[15] и папируса в Африке [16], а также теоретическими соображениями [3]. Существующее мнение о том, что испарение воды с зарослей тростника существенно превышает величину испарения воды с открытой водной поверхности, появилось из-за недостаточно корректно поставленных опытов с транспираторами [1].

Слой суммарного испарения с территории, занятой суходольными тростниками, можно оценить по данным опытов, проведенных на Каратальском массиве орошения [8]. Коэффициент уменьшения испарения суходольного тростника (по сравнению с увлажненным) зависит от глубины залегания уровня грунтовых вод. Среднее значение этого коэффициента, полученное по формуле

$$K = \frac{1}{H} \int_0^H K(H) dH \text{ при } H=2,2 \text{ м (максимальная глубина, с}$$

которой тростник может использовать грунтовые воды), оказалось равным 0,73.

Общая величина потерь воды на испарение со всех угодий дельты (км³/год) вычислялась по формуле

$$V_{ис} = [(F_{в. п} + F_{в. э}) E_r + F_{з. тр} E_{ло} + 0,73 F_{с. тр} E_{ло}] 10^{-6}, \quad (12)$$

где E_r и $E_{ло}$ — слой испарения воды за год и за летне-осенний период, мм.

В последние годы в дельте р. Или проводились мелиоративные работы по улучшению обводнения угодий, расположенных в районе протоки Топар. Был расчищен исток этой протоки и в нее стало поступать на 0,5 км³/год больше воды, чем это происходило в естественных условиях. Можно считать, что почти вся эта вода расходуется на испарение, так как поступление ее в озеро из системы озер протоки Топар невелико, особенно в последние маловодные годы. Значение $V_{ис}$, вычисленное по уравнению (12), соответствует потерям воды на испарение, происходя-

щим в естественных условиях; поэтому начиная с 1971 г. объем $V_{ис}$ был увеличен на $0,5 \text{ км}^3/\text{год}$.

При вычислении объема воды ($\text{км}^3/\text{год}$), поступающего на поверхность дельты за счет выпадения атмосферных осадков, слой этих осадков принимался равным их значению для Западного Балхаша [4]:

$$V_{ос} = h_{ос. зб} (F_{в. п} + F_{з. тр} + F_{с. тр}). \quad (13)$$

Величина склонового стока ($\text{км}^3/\text{год}$), который происходит в основном с Чу-Илийских гор, расположенных вдоль западной границы дельты, находится по зависимости

$$V_{ск} = 0,15 h_{зим} F_{ск} 10^{-6}, \quad (14)$$

где $h_{зим}$ — слой атмосферных осадков, выпадающих на Западный Балхаш за зиму (мм); $F_{ск}$ — площадь водосбора, с которой осуществляется склоновый сток в дельту, учитывая и суходольные ее участки.

По картам масштаба 1:1 000 000 эта площадь определена в размере $19\,429 \text{ км}^2$. $0,15$ — коэффициент стока, определенный при значении среднемноголетнего годового модуля стока $0,2 \text{ л/с} \cdot \text{км}^2$ и слою зимних осадков 100 мм [13].

Объем воды, поступающий в дельту при таянии сугробов снега, отложившихся на границах зарослей тростника во время метелей (V_c $\text{км}^3/\text{год}$), вычислен по формуле

$$V_c = 1,5 L_d h_{зим} 10^{-6}, \quad (15)$$

где L_d — общая длина западной и восточной границ дельты, равная приблизительно 500 км ; $1,5$ — ширина полосы, с которой метели могут переносить снег.

Исходные данные для расчета $V_{п. д}$ по третьему варианту и результаты расчета приведены в приложениях 1 и 2.

Величина $V_{п. д}$ за отдельные годы по первым двум вариантам определяется со значительной случайной ошибкой. Для первого варианта она складывается из случайной ошибки определения величины расхода р. Или в районе урочища Капчагай, расходов воды в устьевых участках четырех основных протоков дельты и расхода воды, поступающего в озеро по малым протокам, озерным системам протоки Топар и по затопленным зарослям тростника. Если учитывать только случайную ошибку гидрометрических измерений стока воды, принимая ее равной 5% для р. Или и 10% для четырех основных протоков дельты, то вероятная случайная ошибка определения $V_{п. д}$ по первому варианту ($\text{км}^3/\text{год}$) окажется равной

$$r_1 = 0,674 \sqrt{(14,4 \cdot 0,05)^2 + (10,19 \cdot 0,1)^2} = 0,85.$$

Вероятная ошибка определения $V_{п. д}$ по второму варианту складывается из той же ошибки измерения расходов воды р. Или

в районе урочища Капчагай (5%) и случайной ошибки определения притока воды из дельты в оз. Балхаш, которая в свою очередь зависит от случайных ошибок определения всех слагаемых водного баланса озера: испарения (5%), атмосферных осадков (10%), стока рек, впадающих в Восточный Балхаш (по 10%), склонового стока (10%) и накопления снега на границах озерных зарослей тростника и у крутых берегов озера (10%). При средне-многолетних значениях слагаемых водного баланса озера вероятная ошибка (r_2 км³/год) определения $V_{п. д}$ по второму варианту будет равна

$$r_2 = 0,674 \sqrt{(19,05 \cdot 0,05)^2 + (2,03 \cdot 0,1)^2 + (0,7 \cdot 0,1)^2 + (0,25 \cdot 0,1)^2 + (0,08 \cdot 0,1)^2 + (0,76 \cdot 0,1)^2 + (0,13 \cdot 0,1)^2} = 0,7.$$

Вероятная ошибка расчета $V_{п. д}$ по третьему варианту (r_3 км³/год) зависит от случайной ошибки определения величины испарения воды с поверхности дельты (5%), атмосферных осадков (10%), склонового стока (10%) и накопления снега на границах тростниковых зарослей во время метелей (10%). Для средне-многолетних условий

$$r_3 = 0,674 \sqrt{(2,08 \cdot 0,05)^2 + (0,36 \cdot 0,1)^2 + (0,26 \cdot 0,1)^2 + (0,07 \cdot 0,1)^2} = 0,11.$$

По первым двум вариантам $V_{п. д}$ можно оценить за отдельный год только с вероятной ошибкой не менее 0,7—0,9 км³/год. Поэтому сопоставление результатов расчета $V_{п. д}$ по трем вариантам целесообразно делать не по отдельным годам, а по периодам, охватывающим ряд лет. Чтобы получить величину случайной ошибки определения $V_{п. д}$ не более 0,3 км³/год, продолжительность такого периода должна быть не менее $(0,9/0,3)^2 = 9$ лет.

Учитывая сказанное, в сводной табл. 3 сопоставление результатов расчета $V_{п. д}$ сделано по характерным периодам. Как видно из этой таблицы, во всех случаях получено хорошее согласование значений $V_{п. д}$, вычисленных по трем вариантам. Наибольшее расхождение (0,61 км³/год) между $V_{п. д}$, найденными по первому и второму вариантам, за весь период имеющихся гидрометрических измерений, по-видимому, вызвано несовершенством измерений стока четырех проток дельты в особо многоводные 1959 и 1960 гг., когда гидростворы попадали в зону подпора от оз. Балхаш при повышенном в эти годы его уровне, берега проток были затоплены, и значительная часть неучитываемого стока проходила по зарослям затопленного тростника помимо русел проток, где измерялись расходы воды. Эти факты изложены в отчете по гидрометрическим работам 1960 г. в дельте р. Или, выполнявшимся экспедицией Гидропроекта. Если исключить из рассмотрения данные измерений стока проток в 1959 и 1960 гг., то расхождение в значениях $V_{п. д}$ по первому и второму вариантам окажется равным всего 0,01 км³/год.

Таблица 3

Сопоставление результатов расчета потерь воды в дельте р. Или по трем вариантам

Характеристика периода	Средняя за период потеря воды в дельте р. Или (км ³ /год) по вариантам			
	1	2	3	среднее из вариантов
Многолетний 1936—1975 гг.	—	1,57	1,44	1,50
Низкое стояние уровня оз. Балхаш 1936—1957 гг.	—	1,87	1,77	1,82
Высокое стояние уровня оз. Балхаш 1958—1975 гг.	—	1,19	1,05	1,12
Гидрометрические измерения на протоках дельты р. Или:				
1957—1960 и 1968—1975 гг.	—	1,92	1,41	—
1957—1958 и 1968—1975 гг.	—	2,00	1,54	—
Измененный режим затопления дельты после создания Капчагайского водохранилища 1971—1975 гг.	2,47	2,81	2,43	2,57

Хорошее совпадение $V_{п.д}$ по всем трем вариантам получено и для периода 1971—1975 гг., когда условия затопления дельты были изменены вследствие организации искусственных попусков воды из Капчагайского водохранилища для увлажнения дельты. Это дает основание рекомендовать все три варианта для расчета величины потерь воды в дельте р. Или и в условиях существования Капчагайского водохранилища. Лучшим из них все же является третий вариант — вероятная ошибка у него наименьшая.

Интересно отметить, что после создания Капчагайского водохранилища не произошло ожидавшегося в техническом проекте уменьшения потерь воды в дельте р. Или. Наоборот, эти потери увеличились, что, по-видимому, объясняется улучшением условий увлажнения дельты из-за расчистки истока протоки Топар, залива верхней и средней дельты не во время летнего паводка, как это происходило в естественных условиях, а ранней весной при наличии еще крепкого ледяного покрова на реке, вызывающего существенное повышение уровня в протоках дельты по сравнению с летними условиями при пропуске повышенного сбросного расхода воды, поступающего из Капчагайского водохранилища. Увеличивают разлив воды по дельте и ледяные заторы, образующиеся при ранневесеннем попуске воды из этого водохранилища. В результате средняя величина потерь воды в дельте за 1971—1975 гг. оказалась равной 2,6 км³/год, что на $2,6 - 1,5 = 1,1$ км³/год превышает среднемноголетнюю их величину.

Переменное затопление нижней части дельты водами оз. Балхаш существенно отражается на величине потерь воды в пределах

дельты. Так, в период низкого стояния уровня озера (1936—1957 гг.) средняя величина потерь была равна $1,82 \text{ км}^3/\text{год}$, а в период высокого (1958—1975 гг.) — только $1,12 \text{ км}^3/\text{год}$, т. е. на $0,7 \text{ км}^3/\text{год}$ меньше. В [6] такое уменьшение потерь связывалось с переходом дельты р. Или из «озерной» стадии в «русловую». Как видно из табл. 3, уменьшение потерь воды в дельте р. Или в 1958—1975 гг. можно объяснить и уменьшением площади дельты из-за затопления нижней части ее водами оз. Балхаш при повышении его уровня.

Существенное влияние на величину потерь воды в дельте оказывает также размер временного затопления ее половодьем р. Или. Так, например, при почти неизменном уровне озера в 1951 и 1952 гг. увеличение максимального расхода р. Или в вершине дельты с $822 \text{ м}^3/\text{с}$ в 1951 г. до $1260 \text{ м}^3/\text{с}$ в 1952 г. вызвало рост потерь на $0,91 \text{ км}^3/\text{год}$.

Учет изменения площади дельты р. Или за счет затопления ее нижней части водами озера позволяет сделать иной вывод по сравнению с существующим об изменении этих потерь в условиях существования Капчагайского водохранилища и дальнейшего развития орошаемого земледелия в бассейне оз. Балхаш. До сих пор считалось [7], что уменьшение стока р. Или при комплексном использовании ее водных ресурсов и уменьшении уровня оз. Балхаш вызовет сокращение потерь воды в дельте р. Или. Однако если учесть, что падение уровня озера приведет к росту территории дельты, то потери воды в ее пределах могут не уменьшиться, а увеличиться.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Браславский А. П. Исследования и расчеты гидрологического режима озер и водохранилищ. — Алма-Ата: — ФОЛ УГКС КазССР, 1966. — 255 с.
2. Браславский А. П., Струзер Л. Р., Шергина К. Б. Методика определения исправленных величин атмосферных осадков при срочных наблюдениях. — Труды ГГО, 1975, вып. 341, с. 32—50.
3. Браславский А. П., Шергина К. Б., Чураева В. Ф. Исследование суммарного испарения с зарослей тростника. — Проблемы гидроэнергетики и водного хозяйства, 1973, вып. 10, с. 132—142.
4. Браславский А. П., Чистяева С. П. Расчет испарения с поверхности оз. Балхаш по усовершенствованной методике. — Труды КазНИГМИ, 1978, вып. 68, с. 3—44.
5. Браславский А. П., Чистяева С. П. Методика расчета распределения минерализации воды по акватории водоема. — Труды КазНИГМИ, 1975, вып. 52, с. 107—144.
6. Голубцов В. В., Жиркевич А. Н. Водный баланс оз. Балхаш и динамика его элементов в естественных условиях и при проведении в бассейне водохозяйственных мероприятий. — Труды КазНИГМИ, 1973, вып. 50, с. 153—177.
7. Жиркевич А. Н. Водный баланс озера Балхаш и перспективы его изменений в связи с использованием водных ресурсов Или-Балхашского бассейна. — Труды КазНИГМИ, 1972, вып. 44, с. 140—168.

ПРИЛОЖЕНИЕ I
ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ ДЛЯ РАСЧЕТА ПОТЕРЬ ВОДЫ В ДЕЛЬБТЕ Р. ИЛИ ПО ТРЕТЬЕМУ ВАРИАНТУ

Год	Среднегодовой уровень оз. Балкаш, м абс.	Q _м м/с	Слой испарения, мм		Слой атмосферных осадков, мм			Площадь угодий дельты, км ²			
			E _г	E _{до}	h _г	h _{зим}	F _{в.п}	F _{в.з}	F _{з.тр}	F _{с.тр}	
1936	341,6	1690	1054	926	161	84	363	483	2059	1058	
1937	341,61	1310	985	874	201	94	361	277	1173	1052	
1938	341,5	1100	1075	940	164	127	382	162	730	1113	
1939	341,27	1380	1055	952	127	90	426	315	1575	1242	
1940	341,18	1140	1049	937	163	82	444	184	960	1292	
1941	341,19	1620	1095	968	188	112	442	445	2307	1286	
1942	341,4	1600	1028	901	192	131	401	434	2046	1169	
1943	341,41	931	1103	959	173	101	399	71	333	1164	
1944	341,27	1180	1081	964	99	74	426	206	1032	1242	
1945	340,97	1220	1056	944	145	68	484	228	1294	1409	
1946	347,7	1320	973	859	180	115	535	282	1773	1559	
1947	341,03	1180	1019	891	178	69	472	206	1143	1375	
1948	341,04	924	1062	948	169	79	470	67	371	1370	
1949	341,02	1150	988	896	209	114	474	190	1057	1381	
1950	341,07	1070	1040	944	171	85	465	146	799	1353	
1951	341,06	822	1035	917	158	40	466	11	65	1359	
1952	341,04	1260	1032	916	193	101	470	249	1378	1370	
1953	341,18	1110	1028	907	207	99	444	168	875	1292	

1954	341,42	1780	957	850	188	127	398	532	248	1158
1955	341,78	1280	1035	913	123	71	329	260	1005	957
1956	341,95	1330	1098	966	148	96	296	287	1000	863
1957	341,96	1070	1027	909	198	57	294	146	506	857
1958	342,11	1440	946	832	271	166	265	347	1083	773
1959	342,49	1350	1042	928	159	109	193	298	676	562
1960	342,78	1550	949	856	222	131	137	407	656	400
1961	342,99	1410	1043	929	150	70	97	331	378	283
1962	342,88	1100	1097	962	201	94	118	162	226	344
1963	342,74	1180	1055	898	167	67	145	206	351	422
1964	342,83	1210	1033	918	146	100	128	222	334	372
1965	342,83	1090	1073	947	135	80	128	157	236	372
1966	342,75	1220	1071	943	243	103	143	228	383	417
1967	342,79	1190	987	877	183	114	135	211	336	394
1968	342,66	1100	1044	905	210	69	160	162	306	467
1969	342,73	1370	994	878	191	114	147	309	533	428
1970	342,85	1160	1057	918	173	47	124	195	284	361
1971	342,7	868	1043	909	189	105	152	508	910	445
1972	342,63	890	922	821	225	135	166	532	1037	484
1973	342,55	916	998	892	135	82	181	560	1192	528
1974	342,4	1180	1004	921	77	51	210	847	2088	612
1975	342,09	1050	1028	937	105	75	269	706	2231	785

РАСЧЕТ ПОТЕРЬ ВОДЫ В ДЕЛЬТЕ Р. ИЛИ ($V_{п.д.}$) ПО ТРЕТЬЕМУ ВАРИАНТУ

Год	Объем испарившейся воды (км ³ /год) с						Приход воды (км ³ /год) от				$V_{п.д.}$ км ³ /год
	$F_{в.п.}$	$F_{в.з.}$	$F_{с.тр.}$	$F_{з.тр.}$	всей дельты $V_{ис}$	$V_{ос}$	$V_{ск}$	V_c			
1936	0,38	0,5	1,9	0,71	3,49	0,56	0,24	0,06	2,63		
1937	0,35	0,27	1,02	0,67	2,31	0,52	0,27	0,07	1,45		
1938	0,41	0,17	0,68	0,76	2,02	0,36	0,37	0,09	1,2		
1939	0,45	0,33	1,49	0,86	3,13	0,41	0,26	0,06	2,4		
1940	0,46	0,19	0,90	0,88	2,43	0,43	0,23	0,06	1,71		
1941	0,48	0,48	2,23	0,90	4,09	0,75	0,32	0,08	2,94		
1942	0,41	0,44	1,84	0,76	3,45	0,69	0,38	0,09	2,29		
1943	0,44	0,07	0,31	0,81	1,63	0,32	0,29	0,07	0,95		
1944	0,46	0,22	0,99	0,87	2,54	0,26	0,21	0,05	2,02		
1945	0,51	0,24	1,22	0,97	2,94	0,46	0,19	0,05	2,24		
1946	0,52	0,27	1,52	0,97	3,28	0,69	0,33	0,08	2,18		
1947	0,48	0,21	1,01	0,89	2,59	0,53	0,20	0,05	1,81		
1948	0,5	0,07	0,35	0,94	1,86	0,37	0,23	0,05	1,21		
1949	0,46	0,18	0,94	0,90	2,48	0,60	0,33	0,08	1,47		
1950	0,48	0,15	0,75	0,93	2,31	0,44	0,24	0,06	1,57		
1951	0,48	0,01	0,05	0,90	1,44	0,29	0,11	0,03	1,01		
1952	0,48	0,25	1,26	0,91	2,90	0,62	0,29	0,07	1,92		

1953	0,45	0,17	0,79	0,85	2,26	0,54	0,28	0,07	1,37
1954	0,38	0,5	2,11	0,71	3,70	0,75	0,37	0,09	2,49
1955	0,34	0,26	0,91	0,63	2,14	0,28	0,20	0,05	1,61
1956	0,32	0,31	0,96	0,60	2,19	0,31	0,27	0,07	1,54
1957	0,3	0,15	0,46	0,56	1,47	0,32	0,16	0,04	0,95
1958	0,25	0,32	0,90	0,47	1,94	0,57	0,48	0,12	0,77
1959	0,2	0,31	0,62	0,38	1,51	0,22	0,31	0,08	0,9
1960	0,13	0,38	0,56	0,25	1,32	0,26	0,38	0,09	0,59
1961	0,10	0,34	0,35	0,19	0,98	0,11	0,20	0,05	0,62
1962	0,12	0,17	0,21	0,24	0,74	0,13	0,27	0,07	0,27
1963	0,15	0,21	0,31	0,27	0,94	0,15	0,19	0,05	0,55
1964	0,13	0,23	0,30	0,24	0,90	0,12	0,29	0,07	0,42
1965	0,13	0,16	0,22	0,25	0,76	0,09	0,23	0,06	0,38
1966	0,15	0,24	0,36	0,28	1,03	0,22	0,30	0,07	0,44
1967	0,13	0,2	0,29	0,25	0,87	0,15	0,33	0,08	0,31
1968	0,16	0,17	0,27	0,30	0,90	0,19	0,20	0,05	0,46
1969	0,14	0,3	0,46	0,27	1,17	0,21	0,33	0,08	0,55
1970	0,13	0,2	0,26	0,24	0,83	0,13	0,13	0,03	0,54
1971	0,15	0,53	0,82	0,29	1,79	0,28	0,30	0,07	1,64
1972	0,15	0,49	0,85	0,29	1,78	0,37	0,39	0,10	1,42
1973	0,18	0,55	1,06	0,34	2,13	0,25	0,23	0,06	2,09
1974	0,21	0,85	1,92	0,41	3,39	0,22	0,14	0,03	3,5
1975	0,27	0,72	2,09	0,53	3,61	0,34	0,21	0,05	3,51
Среднее					2,08	0,36	0,26	0,07	1,45

8. Иванов В. Н. и др. Мелиоративно-гидрогеологические исследования в долинах рек Или и Каратала (на рисовых массивах) / Иванов В. Н., Баженов М. Г., Гребенюков П. Г. и др. — Алма-Ата: Наука, 1973. — 116 с.
9. Курдин Р. Д., Мельничукова Е. Г., Мирошниченко С. М. О водном балансе озера Балхаш. — В кн.: Сб. работ Алма-Атинской ГМО, 1969, вып. 4, с. 47—76.
10. Курдин Р. Д., Скоцеляс И. И. Распределение и потери стока в дельте р. Тентек. — В кн.: Сб. работ Алма-Атинской ГМО, 1967, вып. 2, с. 5—55.
11. Ресурсы поверхностных вод. Т. 13, вып. 2. — Л.: Гидрометеониздат, 1967. — 471 с.
12. Соседов И. С. Потери воды на испарение и транспирацию в дельте р. Или. — Изв. АН КазССР. Сер. энерг., 1958, вып. 1, с. 16—24.
13. Чистяева С. П. К вопросу о практическом применении методики расчета распределения минерализации воды по акватории водоемов к озеру Балхаш. — Труды КазНИГМИ, 1977, вып. 58, с. 96—113.
14. Юнусов Г. Р. Водный баланс оз. Балхаш. — В кн.: Проблема водохозяйственного использования р. Или. — Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1959, с. 141—189.
15. Linacre E. T., Hicks B. B., Sainty G. R., Grause G. The evaporation from a swamp. — Agr. Met., 1967, vol. 7, p. 375—386.
16. Rijks D. A. Evaporation from a papyrus swamp. — Q. J. R. Met. Soc., 1969, vol. 95, p. 643—649.

В. Н. ПАВЛЕНКО, О. К. ТЛЕНБЕКОВ

ОБ ИЗМЕНЕНИИ СОЛЕННОСТИ ВОДЫ АРАЛЬСКОГО МОРЯ В СВЯЗИ СО СНИЖЕНИЕМ ЕГО УРОВНЯ

Аральское море — один из крупных внутриматериковых водоемов земного шара — в последнее время претерпевает значительные изменения в гидрологическом и гидрохимическом режимах.

Основным источником питания Аральского моря являются крупнейшие реки Средней Азии Амударья и Сырдарья. В связи с широким развитием орошаемого земледелия и строительством ряда водохранилищ в бассейнах этих рек значительно уменьшился общий объем речного стока, поступающий в море. Так, если суммарный сток Амударьи и Сырдарьи, поступающий в море в естественных условиях, в среднем составлял 62 км³ в год, то в 1960—1965 гг. он равнялся 44, а в 1974—1978 гг. всего лишь 13 км³ в год.

Все это привело к тому, что начиная с 1960 г. уровень Аральского моря начал падать и к настоящему времени понизился на 7,5 м (рис. 1), а площадь моря сократилась на 15 тыс. км². Существенно повысилась соленость моря. С 1871 по 1950 г. наблюдения за соленостью Аральского моря велись эпизодически. Тем не менее было установлено, что соленость воды Аральского моря в естественных условиях колеблется в пределах 10,0—10,5‰.

Впервые подробные исследования солености воды моря были осуществлены Е. К. Блиновым [1], который организовал система-

тические наблюдения за этим элементом. Годовые колебания средней солености по морю за 1952—1961 гг. были невелики и изменялись за эти годы от 9,82 до 10,3‰ [2].

С 1963 г. соленость моря начала постепенно повышаться, и в 1977 г. в заливе Сары-Чаганак (ст. Аральское море) она достигла 17,5‰ (рис. 1). По последним сведениям соленость воды продолжает расти, и по этому пункту в отдельные месяцы 1980 г. соле-

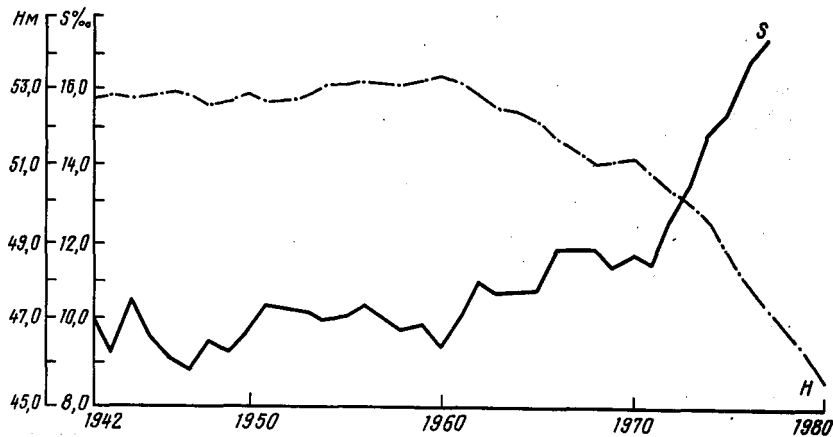


Рис. 1. Ход солености (S) и уровня (H) Аральского моря за 1942—1980 гг.

ность достигала 25‰, а на островных станциях выросла до 16—17‰. Высокая соленость по п. Аральское море объясняется тем, что эта часть моря в последние годы совершенно не опресняется стоком р. Сырдарья вследствие того, что последняя практически не доносит свои воды в Аральское море.

Внутригодовое распределение солености выражено слабо. Тем не менее можно отметить, что соленость несколько меньше в апреле—мае, когда поступает большая часть годового стока рек, за счет прохождения весеннего половодья. Большая соленость в течение года обычно наблюдается в январе—феврале по причине того, что часть воды идет на образование ледяного покрова.

Распределение солености по акватории моря неравномерное. Наибольшая соленость отмечается в восточных и юго-восточных районах, где незначительная глубина и большое испарение. Наименьшая соленость обычно наблюдается в районах, прилегающих к устьям рек Амударья и Сырдарья. Выявлена зависимость изменения солености воды Аральского моря от определяющих его факторов.

Наиболее выраженные связи изменения среднегодовых значений солености получены от уровня и объема моря. Эти связи оказались прямолинейными. Связь солености от изменения объема моря аппроксимируется следующим выражением:

$$S = 28,1 - 0,017 W, \quad (1)$$

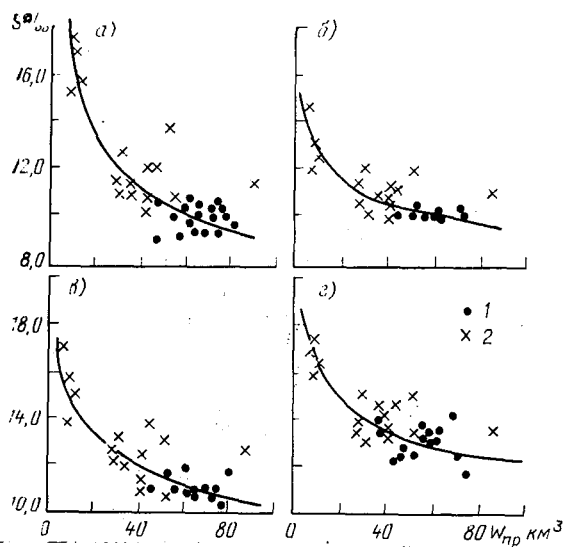
где S — средняя соленость моря, ‰; W — объем моря, км³.

Получены зависимости между соленостью на отдельных пунктах моря и объемом речного притока (рис. 2). Эти связи имеют следующий вид:

$$S = AW_{\text{пр}}^{-b}, \quad (2)$$

где S — соленость моря, ‰; $W_{\text{пр}}$ — объем речного притока, км³/год; A и b — параметры, величины которых равны по пунктам: Аральское море — $A=27,05$, $b=-0,24$; Барсакельмес — $A=18,22$, $b=-0,14$; Уялы — $A=22,17$, $b=-0,16$; Тигровый — $A=18,84$, $b=-0,18$.

Используя полученную зависимость (1) и материалы по морфометрии Аральского моря, заимствованные из работы Р. В. Николаевой [2], определены прогнозные величины солености воды при дальнейшем снижении уровня моря (таблица). Расчленение моря произойдет при достижении отметки уровня 40,5 м абс.



Возможные значения средней солености воды при дальнейшем снижении уровня Аральского моря

Уровень, м абс.	Объем моря, км ³	Соленость, ‰
45,0	607	17,8
44,0	555	18,7
43,0	510	19,4
42,0	474	20,0
41,0	439	20,6
40,5	422	20,9

Рис. 2. Зависимость среднегодовой солености моря (S) от объема речного притока ($W_{\text{пр}}$) в пунктах:

a — Аральское море, b — Барсакельмес, $в$ — Уялы, $г$ — Тигровый; 1 — 1942—1961 гг., 2 — 1962—1980 гг.

При снижении уровня моря от 45,0 до 41,0 м абс. соленость воды возрастет от 17,8‰ до 20,6‰.

В дальнейшем при расчленении Аральского моря на отдельные части ход солености в них будет обусловлен соотношением отдельных составляющих водного баланса и главным образом величиной речного притока. А это требует проведения дополнительных исследований и знания перспектив развития орошаемого земледелия в бассейнах рек Амударья и Сырдарья.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Блинов Е. К. Гидрохимия Аральского моря. — Л.: Гидрометеоздат, 1956. — 252 с.
2. Николаева Р. В. Основные морфометрические характеристики Аральского моря. — М.: Наука, 1969, с. 25—38.
3. Современный и перспективный водный и солевой баланс южных морей СССР. — Труды ГОИН, 1972, вып. 108, с. 144—227.

Е. В. БОЛЬШАКОВА, Э. В. ПАКАЛН

ВЛИЯНИЕ КАПЧАГАЙСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА НА РЕЖИМ И ВЕЛИЧИНУ СТОКА р. ИЛИ

Русловое регулирование является наиболее распространенным и эффективным способом устранения дефицита водных ресурсов в лимитирующие периоды и маловодные годы и успешно используется в речных бассейнах, имеющих в среднем вполне достаточные водные ресурсы, но характеризующихся большой изменчивостью во времени. Создание крупных водохранилищ на реках вносит изменение в режим поверхностного и подземного стока и в природу окружающей территории.

При многолетнем регулировании постоянно происходит перераспределение стока, т. е. в многоводные годы емкость водохранилища заполняется, в маловодные — срабатывается.

В настоящее время в бассейне оз. Балхаш насчитывается 35 водохранилищ с суммарной емкостью около 16 км³, общей площадью водного зеркала 1475 км², из которых наиболее крупными являются Капчагайское и Куртинское. В перспективе планируется построить еще 6 водохранилищ с полным объемом 2,2 км³ (табл. 1).

Таблица 1

Планируемые водохранилища

Водохранилище	Река	Полный объем, млн м ³
Тасмурунское	Или	242
Барбогайское	Чилик	350
Бестюбинское	Чарын	792
Маймакское	Чарын	12
Чангаронское	Коксу	700
Покатиловское	Баскан	58

На долю Капчагайского водохранилища приходится 99% полезного объема и 98% всей площади водного зеркала водохранилищ. Капчагайская ГЭС и водохранилище многолетнего регу-

лирования были созданы для выработки электроэнергии и развития орошаемого земледелия в низовье р. Или. Наполнение его началось со второй половины 1970 г. При достижении НПГ водохранилище будет иметь отметку 485 м БС и объем 28 км³.

Геолого-литологические разрезы долины в районе Капчагайского водохранилища характеризуются преимущественным развитием песчано-гравийно-галечниковых отложений с прослоями и линзами различной мощности и протяженности суглинистых и глинистых пород [4]. Уровни подземных вод, несмотря на сложное гидрогеологическое строение, устанавливаются на определенных отметках, согласуясь в большинстве случаев с рельефом поверхности, характером движения и разгрузки подземных вод. До строительства водохранилища уровень подземных вод располагался на глубине 1—1,5 м, на расстоянии 12—13 км от русла реки, а в долине — 2—5 м от поверхности земли.

Влияние водохранилищ проявляется в снижении объема речного стока (ΔY) за счет потерь воды на увеличение суммарного испарения (U), а также в результате заполнения чаши водохранилища и увеличения запасов подземных вод (W) [5]:

$$\Delta Y = U + W. \quad (1)$$

Если первая составляющая является постоянно действующим фактором, то вторая, состоящая в свою очередь из двух, действует по частям: одна в период с начала и до полного наполнения водохранилища (аккумуляция), другая же спустя 7—15 лет с момента его полного заполнения. Наибольших значений потери воды достигают в зоне недостаточного увлажнения: U — за счет большой разницы испарения с воды по сравнению с сушей и W_1 — за счет более глубокого стояния грунтовых вод в естественных условиях.

Объем потерь воды за счет изменения испарения U складывается из трех составляющих:

$$U = U_3 + U_{з.п} + U_{н.б}, \quad (2)$$

где U_3 — объем потерь с зоны затопления водохранилища; $U_{з.п}$ — то же с зоны подтопления; $U_{н.б}$ — объем потерь за счет изменения заливаемости в нижнем бьефе водохранилища, которая нами не рассматривалась.

Главная роль принадлежит U_3 , который получается как разность между водным балансом территории до и после сооружения водохранилища и составляет в среднем 1,01 км³/год для 1971—1979 гг.:

$$\begin{aligned} U_3 &= U'_3 F_3 \cdot 10^{-6} \text{ км}^3, \\ F_3 &= F_3 - F_p, \\ F_p &= f(Y_{пр}), \\ U'_3 &= E - X' + Y'_3, \end{aligned} \quad (3)$$

где U_3 — дополнительные потери с зоны затопления; F_3 — дополнительная площадь затопления; $F_в$ и $F_р$ — соответственно площадь водного зеркала водохранилища и площадь водной поверхности до создания водохранилища; E — испарение с водного зеркала водохранилища; X' — осадки на водное зеркало; Y_3' — сток, сформированный с площади затопления при отсутствии водохранилища; $Y_{пр}$ — приток воды к водохранилищу.

В уравнении водного баланса приток воды в водохранилище ($Y_{пр}$) принимался по данным гидроствора р. Или—171 км выше Капчагайской ГЭС. Боковая приточность учитывалась как суммарная величина стока рек Талгар, Иссык, Каскелен, Чемолган. Осадки на поверхность водохранилища вычислены с введением поправок как средневзвешенные из измерений на метеостанциях Капчагай и Чилик. В расходной части учитывался сток воды, сбрасываемый через гидроузел ГЭС.

Для оценки потерь на испарение с поверхности Капчагайского водохранилища была использована формула А. П. Браславского и С. Н. Нургалиева [1]:

$$E = 0,14 n (e_0 - e_{200}) [1 + 0,8 W_{200} + f(\Delta t)]. \quad (4)$$

где E — слой воды (мм), испарившийся с поверхности водоема за месяц; n — число дней в месяце; W_{200} и e_{200} — средние величины скорости ветра (м/с) и упругости водяных паров (мбар), содержащихся в воздухе на высоте 2 м над поверхностью воды для всей акватории; $\Delta t = t_n - t_{cp}$ — разность температуры поверхности воды и воздуха над ней на высоте 2 м [2]; e_0 — максимальная упругость водяных паров (мбар) при температуре поверхности воды водохранилища t_n .

При этом были использованы данные континентальных метеорологических станций: г. Панфилов, г. Капчагай, г. Чилик с пересчетом скорости ветра, влажности и температуры воздуха к средним условиям водохранилища. Испарение с водной поверхности водохранилища рассчитывалось за теплый и годовой периоды 1971—1979 гг. и в среднем за рассматриваемый период соответственно составило 928 и 1020 мм.

Под влиянием водохранилища происходит изменение режима уровня грунтовых вод на прилегающей территории. Институтом Гидрогеологии и гидрофизики АН КазССР [4] были составлены долгосрочные прогнозы развития подпора и изменения глубин залегания подземных вод в зависимости от объема водохранилища (рис. 1), выявлена зависимость роста площадей, подвергаемых влиянию подпора, от увеличения отметок уровня водохранилища по годам (рис. 2).

При отметке уровня водохранилища 475 м БС подземные воды залегают на глубине одного метра вдоль всего водоема на расстоянии 10—15 км, при подъеме уровня воды в водохранилище до отметки 480 м БС характер распределения глубин залегания подземных вод сохранился тот же, с той лишь разницей, что сама

зона подтопления заняла большую площадь. При отметке 485 м БС (НПГ) зона подпора с глубиной залегания до 1 м займет значительную площадь в центральной и западной частях прилегающей к водохранилищу территории. В результате изменения глубин залегания уровней подземных вод произойдет ухудшение мелиоративно-гидрогеологических и почвенно-ботанических усло-

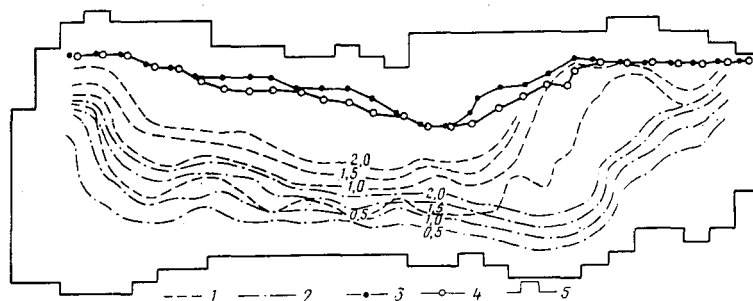


Рис. 1. Схема развития подпора уровня подземных вод (м): 1 — 1977 г., 2 — 1983 г.; границы водохранилища: 3 — 1977 г., 4 — 1983 г., 5 — область исследования

вий местности. При уровне грунтовых вод 0—1 м будут развиваться болотно-почвенные процессы с поверхностным засолением, а при уровне 1—2 м — формироваться болотно-луговые почвы с развитием солончаков.

На основе полученных сведений о распространении зоны подтопления были определены безвозвратные потери на испарение с нее. Территория, где подпор подземных вод составил 2—1,5 м, рассматривалась как зона избыточного увлажнения. Поэтому для теплого периода года расчет потерь на испарение производился по методу радиационного баланса для поверхности болот [3] по формуле:

$$E = \alpha R, \quad (5)$$

где E — испарение, мм/мес; α — коэффициент пропорциональности ((мм·см²)/ккал), определяемый по таблице из работы [3]; R — средняя многолетняя месячная сумма радиационного баланса поверхности болота, ккал/(см²·мм⁻¹).

Для территории с подпором уровня подземных вод 1,0—0,5 м потери на испарение за теплый период были рассчитаны комплексным методом [3].

Оценка величины испарения за холодный период для обеих зон проводилась так же, как с поверхности снежного покрова

$$E = 0,37 n d_2, \quad (6)$$

где n — число суток в расчетном периоде, d_2 — дефицит влажности воздуха (мбар) на уровне 2 м.

В итоге среднегодовая величина испарения за рассматриваемый период (1971—1979 гг.) в зоне с подпором уровня подземных вод 2,0—1,5 м составила 888 млн./год, в зоне с подпором 1,0—0,5 м — 132 млн./год, средняя величина за вегетационный период соответственно для каждой зоны составила 799 и 90 мм.

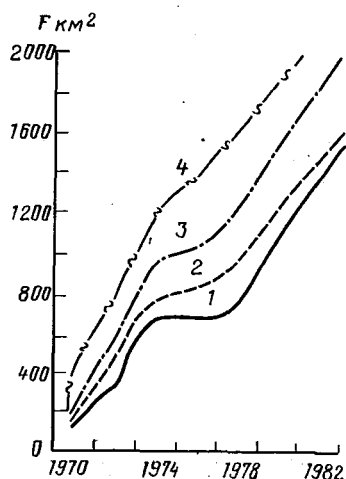


Рис. 2. Развитие площадей, подверженных подтоплению при подпоре:
1, 2, 3, 4 — соответственно 2,0; 1,5; 1,0; 0,5 м

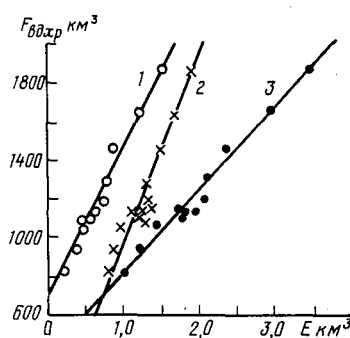


Рис. 3. Зависимость испарения от площади водной поверхности водохранилища:
1 — испарение с подтопляемой зоны, 2 — испарение с водохранилища, 3 — суммарное испарение с водохранилища и подтопляемой зоны

По мере наполнения чаши Капчагайского водохранилища и увеличения площадей подтопления подземными водами безвозвратные потери возрастают (рис. 3). Так, в начальный период заполнения (1971 г.) суммарные потери на испарение при уровне 466,8 м БС составили 0,98 км³/год, в 1979 г. при уровне 475,7 м БС — 1,98 км³/год, а при расчете на проектную отметку 485 м БС они возрастут в 3,5 раза, т. е. составят 3,4 км³/год.

Для оценки безвозвратных потерь в естественных условиях, т. е. до строительства Капчагайского водохранилища, был произведен расчет испарения с площади водной поверхности русла р. Или на участке предполагаемого распространения водохранилища, а также с предполагаемой зоны подтопления подземными водами. Результаты сведены в табл. 2.

При сопоставлении результатов расчета до и после строительства водохранилища установлено, что объем годовых потерь на испарение возрос в зоне затопления с 0,43 км³ (1971 г.) до 0,87 км³ (1979 г.), в зоне подтопления — с 0,12 км³ до 0,52 км³. При достижении проектной отметки эти величины увеличатся соответственно для этих зон до 1,39 и 1,16 км³. Таким образом суммарные безвозвратные потери составят 2,55 км³/год.

Изменение безвозвратных потерь на испарение (км³) с Капчагайского водохранилища

Год	$F_{\text{р}} + F_{\text{оз}} + F_{\text{пуст}}$	$F_{\text{з.п}}$	С вводом в действие водохранилища			Без водохранилища			Прирост безвозвратных потерь		
			E'_3	$E'_{\text{з.п}}$	$U' = E'_3 + E'_{\text{з.п}}$	E_3	$E_{\text{з.п}}$	$U = E_3 + E_{\text{з.п}}$	$E'_3 - E_3$	$E'_{\text{з.п}} - E_{\text{з.п}}$	$U' - U$
1971	812	560	0,78	0,20	0,98	0,35	0,08	0,43	0,43	0,12	0,55
1972	934	600	0,83	0,36	1,19	0,37	0,09	0,46	0,46	0,27	0,73
1973	1092	750	1,28	0,46	1,74	0,39	0,11	0,50	0,89	0,35	1,24
1974	1125	818	1,34	0,55	1,89	0,40	0,12	0,52	0,94	0,43	1,37
1975	1055	745	0,94	0,45	1,39	0,39	0,11	0,50	0,55	0,34	0,89
1976	1104	800	1,16	0,54	1,70	0,39	0,12	0,51	0,77	0,42	1,19
1977	1122	818	1,09	0,55	1,64	0,40	0,12	0,52	0,69	0,43	1,12
1978	1133	880	1,21	0,60	1,81	0,40	0,13	0,53	0,81	0,47	1,28
1979	1193	1200	1,28	0,70	1,98	0,41	0,18	0,59	0,87	0,52	1,39
На перспективу	1063	796	1,1	0,49	1,59	0,39	0,1	0,51	0,71	0,37	1,08
	1281	1434	1,31	0,76	2,07	0,42	0,21	0,63	0,89	0,55	1,44
	1442	1517	1,47	0,85	2,32	0,44	0,24	0,68	1,03	0,61	1,64
	1623	1995	1,66	1,24	2,90	0,47	0,3	0,77	1,19	0,96	2,14
	1847	2250	1,89	1,50	3,39	0,50	0,33	0,84	1,39	1,16	2,55

Примечание. $F_{\text{р}}$ — площадь реки; $F_{\text{оз}}$ — площадь озер в зоне затопления; $F_{\text{рас}}$ — площадь, занятая растительностью в зоне затопления; $F_{\text{пуст}}$ — затопляемая пустынная территория; $F_{\text{з.п}}$ — площадь затопления подземными водами; E'_3 — испарение с водной поверхности; $E'_{\text{з.п}}$ — испарение с зоны подтопления.

При наполнении Капчагайского водохранилища сток р. Или в замыкающем створе уроч. Капчагай уменьшился как за счет аккумуляции воды в чаше водохранилища $W_{ак}$, так и за счет пополнения запасов подземных вод $W_{п. в.}$:

$$W = W_{ак} + W_{п. в.} \quad (7)$$

Объем аккумуляции ($W_{ак}$) принимался по данным водного баланса, рассчитанного в УГКС КазССР. Пополнение запасов подземных вод ($W_{п. в.}$) складывалось из затрат воды на насыщение зоны аэрации ложа водохранилища ($W_{л. в.}$) и объемов воды, поступающей в берега ($W_{б. в.}$):

$$W_{л. в.} = F_3 H_л \mu_л 10^{-3}, \quad (8)$$

$$W_{б. в.} = 0,5 K_n W_{общ} \mu_б H_б^{0,6}, \quad (9)$$

где F_3 — площадь затопления; $H_л$ — средняя мощность зоны аэрации ложа водохранилища до его сооружения; $\mu_л$ — недостаток насыщения грунта; $H_б$ — средняя глубина залегания уровня грунтовых вод на территориях, прилегающих к водохранилищу до его сооружения; K_n — коэффициент наполнения водохранилища; $\mu_б$ — коэффициент водоотдачи грунтов на прилегающей территории.

Итоговые результаты влияния Капчагайского водохранилища на сток р. Или за 1971—1979 гг. и на перспективу до проектной отметки 485 м абс. приведены в табл. 3.

Таблица 3

Суммарный объем потерь с акватории Капчагайского водохранилища и прилегающей территории за 1971—1979 гг. и на проектную отметку, км³/год

Годы	$H_{вдхр}$	U	$W_{п. з}$	$W_{ак}$	W	ΔY
1971	466,8	0,98	0,87	3,15	4,02	5,00
1972	470,8	1,19	0,89	1,54	2,43	3,62
1973	473,6	1,74	0,26	3,06	3,32	5,06
1974	474,4	1,89	0,27	-1,13	-0,86	1,03
1975	473,1	1,39	0,92	-0,21	0,71	2,10
1976	474,1	1,70	0,26	1,00	1,26	2,96
1977	474,4	1,64	0,27	-0,46	-0,19	1,45
1978	474,6	1,81	0,27	1,22	1,49	3,30
1979	475,7	1,98	0,29	1,50	1,79	3,77
Средние		1,59	0,47	1,07	1,55	3,17
На проектную отметку	485,0	3,39	0,44	4,50	4,94	8,33

При определении суммарного испарения были рассчитаны потери на испарение с водной поверхности водоема и с зоны затопления. За 1971—1979 гг. эти потери U в среднем составили

1,59 км³/год, а на проектную отметку 485 м абс. — 3,39 км³.

При расчете второй составляющей получены значения объемов аккумуляции воды $W_{ак}$ в чаше водохранилища, а также объемов $W_{п.з.}$, идущих на пополнение запасов подземных вод. Суммарные потери W в среднем за рассматриваемый период составили 1,55 км³/год, а на отметку 485 м абс. — 4,94 км³.

Основную роль в уменьшении стока р. Или в замыкающем створе урочища Капчагай в начальный период играют временные потери, обусловленные аккумуляцией воды в водохранилище и пополнением запасов подземных вод. По мере заполнения водоема постепенно увеличиваются безвозвратные суммарные потери на испарение с поверхности водохранилища и подтопленной зоны подземными водами. Общий объем потерь ΔY под влиянием

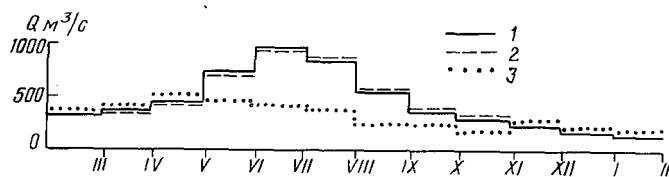


Рис. 4. Внутригодовое распределение стока р. Или — ур. Капчагай:

1 — условно-естественный период (1930—1950 гг.); 2 — период с незначительным развитием хозяйственной деятельности (1951—1969 гг.); 3 — период действия Капчагайского водохранилища (1970—1977 гг.)

водохранилища в среднем за 1971—1979 гг. составил 3,17 км³/год, а на проектную отметку — 8,33 км³, из которых безвозвратно теряется 3,4 км³.

Помимо снижения годового стока в замыкающем створе, под влиянием водохранилища происходит внутригодовое перераспределение стока (рис. 4).

Расчет внутригодового распределения стока проводился для трех периодов с различным уровнем развития хозяйственной деятельности в бассейне р. Или: 1930—1950, 1951—1969, 1970—1977 гг. Анализ результатов указывает на незначительное перераспределение стока внутри года в 1951—1969 гг., когда водопотребление осуществлялось только за счет использования водных ресурсов боковой приточности левобережья. После ввода в эксплуатацию Капчагайской ГЭС внутригодовое распределение стока претерпело существенное изменение. Особенно это проявилось в летне-осенние месяцы. В периоды с условно-естественным режимом (1930—1950 гг.) и с незначительным развитием хозяйственной деятельности (1951—1969 гг.) на лимитирующий сезон приходилось около 50% годового стока. В 1970—1977 гг. эта величина составила 30%. Сток весенне-летнего периода 1930—1950 гг. в среднем равнялся 76%, а за 1970—1977 гг. он снизился до 68%. В зимний период за последние годы наблюдалась обратная картина — сток увеличился с 18 до 25%. Также изменилась и водность отдельных месяцев. Так, например, в условно-

естественный период средняя многолетняя водность августа составила 16% (800 м³/с), февраля — около 3% (200 м³/с). В последние годы водность августа понизилась в среднем до 6% (480 м³/с), а февраля повысилась до 6% (300 м³/с).

Таким образом, потери стока значительно возросли в последние годы в связи с вводом в действие Капчагайского водноэнергетического комплекса. В абсолютном и процентном отношении они составили по сравнению с естественным периодом для годового стока 2,9 км³ (20%), весенне-летнего — 2,31 км³ (21%), осеннего и зимнего соответственно 0,51 и 0,23 км³ (29 и 13%).

Из-за отсутствия сведений о площадях водной поверхности проектируемых водохранилищ рассчитать безвозвратные потери за счет испарения не представилось возможным. Учитывая норму испарения с водной поверхности, определенную для Капчагайского водохранилища (1020 мм/год), приближенно оценен суммарный объем потерь на испарение с этих водохранилищ, который составил 0,21 км³/год. Таким образом, потери на испарение со всех водохранилищ в бассейне оз. Балхаш с общим объемом 30,3 км³ составят 2,1 км³/год.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Браславский А. П., Нургалиева С. Н. Новая формула для расчета испарения с учетом разности температуры воды и воздуха. — В кн.: Сб. Проблемы гидроэнергетики и водного хозяйства, 1966, вып. 4, с. 195—207.
2. Нургалиев С. Н. К оценке нормы испарения водной поверхности Капчагайского водохранилища. — В кн.: Сб. Проблемы гидроэнергетики и водного хозяйства, 1974, вып. II, с. 120—126.
3. Рекомендации по расчету испарения с поверхности суши. — Л.: Гидрометеиздат, 1976. — 95 с.
4. Шапиро С. М., Винников Т. Н. Гидрогеологические прогнозы в зоне Капчагайского водохранилища. — Алма-Ата: Наука, 1980. — 104 с.
5. Шикломанов И. А. Гидрологические аспекты проблемы Каспийского моря. — Л.: Гидрометеиздат, 1976. — 77 с.

П. Ф. ЛАВРЕНТЬЕВ

К ВОПРОСУ ОЦЕНКИ ВОДОБЕСПЕЧЕНИЯ СЕЛЬСКИХ РАЙОННЫХ ЦЕНТРОВ И ПОСЕЛКОВ ГОРОДСКОГО ТИПА КАЗАХСКОЙ ССР

Оценка водообеспеченности произведена не по фактическому доведению воды до конкретных водопотребителей (население, промышленность, полив зеленых насаждений и приусадебных участков), а по наличию водных ресурсов, за счет использования которых возможно удовлетворить эти потребности.

В общей сложности исследованиями было охвачено 307 населенных пунктов. Распределение указанной категории населенных пунктов по областям республики приведено в табл. 1.

Таблица 1

**Количество поселков городского типа и сельских райцентров
по областям Казахской ССР
(по административно-территориальному делению на январь 1979 г.)**

Водохозяйственный район	Область	Поселки городского типа		Села, райцентры	Общее число населенных пунктов
		всего	в том числе райцентры		
Восточный	Восточно-Казахстанская	17	1	9	26
	Семипалатинская	12	—	10	22
	Павлодарская	11	4	4	15
Северный	Целиноградская	11	3	5	16
	Тургайская	1	1	7	8
	Кокчетавская	8	3	10	18
	Северо-Казахстанская	1	1	8	9
	Кустанайская	13	5	7	20
Центральный	Джезказганская	22	4	3	25
	Карагандинская	15	6	1	16
Юго-Восточный	Талды-Курганская	10	5	4	14
	Алма-Атинская	6	1	7	13
Южный	Джамбулская	12	1	10	22
	Чимкентская	7	2	8	15
	Кзыл-Ординская	9	7	—	9
Западный	Актюбинская	3	2	9	12
	Уральская	4	2	12	16
	Гурьевская	15	5	3	18
	Мангышлакская	13	3	—	13
Казахская ССР		190	56	117	307

Оценка водообеспеченности населенных пунктов произведена не на конкретный заданный год перспективы, а на так называемый расчетный уровень, полагая при этом, что для реализации рассматриваемых предложений (рост водопотребления до рассчитанных объемов) потребуется ориентировочно 10—15 лет.

Результаты анализа материалов по современному водопотреблению сельскими райцентрами и ПГТ свидетельствуют о том, что вода расходуется на удовлетворение потребностей трех категорий водопотребителей, а именно на хозяйственно-питьевые нужды, технические (производственные) нужды, полив приусадебных участков.

Количественное соотношение расхода воды между указанными водопотребителями самое различное, но по абсолютному большинству пунктов расход воды на хозяйственно-питьевые нужды превышает таковой на технические. Что касается расхода воды на полив приусадебных участков, то величина его колеблется в широком диапазоне: от 500 и более л/сут на одного жителя в среднегодовом исчислении (южный и юго-восточный водохозяй-

ственные районы) практически до нуля (районы Гурьевской, Мангышлакской и др. областей). Такое различие обуславливается почвенно-климатическими условиями, наличием свободных водных ресурсов и сельскохозяйственной специализацией района, где расположен данный населенный пункт.

Учитывая, что водообеспеченность подачи воды на хозяйственно-питьевые и производственные нужды составляет 95% и более, на полив приусадебных участков не более 75%, а также разные требования к качеству воды, прогнозная оценка потребностей в воде на перспективу произведена на эти цели отдельно.

Для определения потребностей в воде на хозяйственно-питьевые нужды необходимо располагать данными о численности населения на расчетный уровень и удельными нормами водопотребления.

В качестве исходных материалов по современной численности населения ПГТ и сел-райцентров приняты данные ЦСУ Казахской ССР и анкетные данные областных плановых комиссий.

Численность населения на перспективу определена следующим образом:

непосредственно по данным проектных проработок, завершенных в 1977—1980 гг.;

если проработки завершены до 1977 г., то в прогнозную численность населения вносились коррективы исходя из фактически сложившихся темпов роста населения;

в тех случаях, когда вообще отсутствовали материалы проектных проработок, численность населения определена по усредненным темпам роста населения на перспективу, разработанным Госпланом Казахской ССР.

Рассчитанная таким образом численность населения по ПГТ и сельским районным центрам на перспективу использована далее для определения потребностей в воде на хозяйственно-питьевые нужды.

Учитывая современное состояние водоснабжения населения поселков городского типа и сельских районных центров, когда во многих из них практически отсутствует водопроводно-канализационное хозяйство и низок расход воды на душу населения, а также общую водообеспеченность территории республики, расчет водопотребления на перспективу произведен на потребный минимум, обеспечивающий удовлетворение потребностей в хозяйственно-питьевой воде. В зависимости от климатических условий удельные нормы водопотребления для сельских районных центров в соответствии со СНиПом приняты в размере 125—137,5 л/сут на человека, а для поселков городского типа в размере 200—220 л/сут [14]. Районирование территории республики по климатическим условиям и принятые удельные нормы водопотребления приведены в табл. 2.

Анализ отчетных материалов ЦСУ Казахской ССР, а также анкетных данных областных плановых комиссий по фактическому расходу воды показывает, что для малых городов, поселков го-

родского типа и сельских районных центров, в которых отсутствуют крупные промышленные предприятия, расход воды на производственные нужды составляет в среднем около 25% от расхода воды на хозяйственно-питьевые нужды. Это соотношение и было использовано в расчетах (табл. 2).

Таблица 2

**Удельные нормы водопотребления (л/сут на 1 чел.)
на хозяйственно-питьевые и производственные нужды
сельских районных центров (числитель)
и поселков городского типа (знаменатель) Казахской ССР**

Зона республики, область	Хозяйственно-питьевые нужды			Производственные нужды
	по СНиП	поправка на климатические условия	сумма	
Северная				
Восточно-Казахстанская, Семипалатинская, Павлодарская, Целиноградская, Тургайская, Кокчетавская, Северо-Казахстанская, Кустанайская, Карагандинская, Актюбинская, Уральская	125 200	— —	125 200	31 50
Южная				
Джезказганская, Талды-Курганская, Алма-Атинская, Джамбулская, Чимкентская, Қзыл-Ординская, Гурьевская, Мангышлакская	125 200	12,5 20	137,5 220	34,5 55

В тех случаях, когда на территории рассматриваемой категории населенных пунктов находились промышленные предприятия (рудники, обогатительные фабрики, сахарные, цементные, кирпичные и другие заводы), то потребности в воде на перспективу рассчитывались прямым счетом, т. е. через объемы производства продукции и нормы водопотребления, разработанные Советом Экономической Взаимопомощи и Всесоюзным научно-исследовательским институтом водоснабжения, канализации, гидротехнических сооружений и инженерной гидрогеологии Госстроя СССР [15].

Для определения потребностей в воде на полив приусадебных участков необходимо располагать данными о размерах участков, а также об оросительных нормах полива. Исходными материалами, которые достаточно подробно характеризуют размеры приусадебных участков по отдельным населенным пунктам, послужили отчетные материалы Министерства сельского хозяйства Казахской ССР. В этих материалах приводятся площади земель, занятые приусадебными участками, по абсолютному большинству поселков городского типа и сельских районных центров. Исключением является лишь Мангышлакская область, по которой данные отсутствуют. Зная общую площадь земель под приусадебными участками и численность населения, были определены удельные размеры приусадебных участков, приходящиеся на одного

жителя того или иного населенного пункта. По тем пунктам, по которым отсутствуют данные о размерах приусадебных участков, последние определены по аналогии с соседними населенными пунктами или принимались как осредненные, причем отдельно по поселкам городского типа и сельским районным центрам, находящимся в данном административном районе или области.

Таблица 3

Водохозяйственный район	Область	Предельный размер участка, га на 1 чел.
Восточный	Восточно-Казахстанская	0,013—0,030
	Семипалатинская	0,0075—0,030
	Павлодарская	0,010—0,025
Северный	Целиноградская	0,0075—0,020
	Тургайская	0,010—0,020
	Кокчетавская	0,010—0,030
	Северо-Казахстанская	0,0125—0,025
	Кустанайская	0,010—0,025
Центральный	Джезказганская	0,005—0,020
	Карагандинская	0,010—0,020
Юго-Восточный	Талды-Курганская	0,010—0,025
	Алма-Атинская	0,010—0,020
Южный	Джамбулская	0,0075—0,030
	Чимкентская	0,010—0,030
	Кзыл-Ординская	0,0075—0,015
Западный	Актюбинская	0,010—0,025
	Уральская	0,020—0,025
	Гурьевская	0,005—0,010
	Мангышлакская	0,005

Анализ полученных таким образом материалов показывает, что удельные размеры приусадебных участков варьируют в значительных пределах (от 0,0006 до 0,04 га на одного жителя), и величина их в значительной степени определяется наличием водных и земельных ресурсов, а также общей увлажненностью территории. Наибольшие осредненные по области удельные размеры приусадебных участков приходятся на Джамбулскую область (0,028 га на 1 человека), Кокчетавскую (0,027), Чимкентскую (0,023), Павлодарскую и Восточно-Казахстанскую (0,022), наименьшие — на Гурьевскую (0,003) и Джезказганскую (0,005).

Руководствуясь фактически сложившимися размерами приусадебных участков, имеющимися нормативными материалами и материалами проектных разработок, местными физико-географическими условиями территории, были приняты предельные размеры участков по каждой области (табл. 3).

Оросительные нормы на полив приусадебных участков в зависимости от увлажнения территории, продолжительности вегетационного периода и состава возделываемых культур приняты диф-

ференцированными: от 3 тыс. м³ на 1 га в Северо-Казахстанской области до 7 тыс. м³ — в Чимкентской и Мангышлакской (табл. 4) [13].

Для облегчения расчетов по определению количества воды, потребного для полива земель на приусадебных участках, построена номограмма (рисунок), которая позволяет в зависимости от оросительной нормы (тыс. м³/га) и размера участка, приходящегося на 1 жителя, получить расход воды на полив приусадебного участка (л/сут на 1 чел.).

Таблица 4

Область	Норма, тыс. м ³ /га
Северо-Казахстанская	3,0
Кустанайская, Кокчетавская, Целиноградская, Восточно-Казахстанская	4,0
Уральская, северная часть Актюбинской, Тургайская, Джезказганская, Карагандинская, Павлодарская, Семипалатинская	5,0
Гурьевская, южная часть Актюбинской, Кызыл-Ординская, Джамбулская, Алма-Атинская, Талды-Курганская	6,0
Мангышлакская, Чимкентская	7,0

Зная численность населения на рассматриваемую перспективу, не трудно получить суммарный объем воды, потребный на полив приусадебных земель в том или ином населенном пункте.

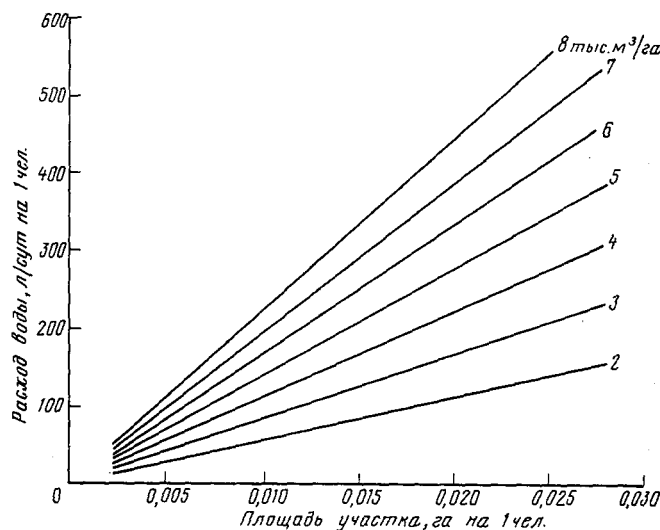
Водные ресурсы являются одним из определяющих факторов развития и размещения производительных сил. Хозяйственная и культурная деятельности современного общества настолько тесно связаны с использованием водных ресурсов, что повседневное знание их и заблаговременное предвидение изменений в их режиме стали первостепенной необходимостью.

Водные ресурсы республики слагаются из поверхностных и подземных вод.

По водообеспеченности территории поверхностными водами Казахстан занимает последнее место в СССР, значение ее в средний по водности год составляет 22,2 тыс. м³ в год на 1 км². По территории республики она колеблется (в пересчете на одного человека) в широких пределах от 43,4 м³/сут на 1 чел. (Восточно-Казахстанская область) практически до нуля (Мангышлакская область).

Подземные воды. По данным Министерства геологии Казахской ССР прогнозные эксплуатационные запасы подземных вод оцениваются в 41,7 млрд. м³/год, из них пресных с минерализацией до 1 г/л — 10,9 млрд. м³. Утвержденные ГКЗ и ТКЗ запасы подземных вод по состоянию на 1 января 1980 г. составляют 9,2 млрд. м³/год, из них по категориям А+В — 5,9 млрд. м³.

Распределение прогнозных эксплуатационных и утвержденных запасов подземных вод по территории республики характеризуется крайней неравномерностью. Наибольшие запасы сосредоточены в юго-восточном и южном районах, относительно богатых поверхностными водами. Водообеспеченность отдельных областей за счет подземных вод изменяется от 8,3 м³/сут на 1 чел. (Талды-Курганская область) до 0,007 м³/сут (Гурьевская область), а в Северо-Казахстанской области утвержденные запасы подземных вод вообще отсутствуют.



Номограмма для определения расхода воды на полив приусадебных земель в зависимости от размера участка и оросительной нормы

В качестве показателей поверхностного стока рек и временных водотоков, которые достаточно полно характеризуют речной сток в районе ПГТ и сельских районных центров в годы различной водности, а также его месячные значения в лимитирующие периоды маловодных лет приняты:

1. Средний объем суточного стока за год, средний по водности, характеризующий потенциальные ресурсы поверхностного стока водотока в конкретном створе, тыс. м³/сут.

2. Средний объем суточного стока в маловодный год (95%-ной обеспеченности), тыс. м³/сут.

3. Средний объем суточного стока за месяц с минимальным стоком, который при существующем ряде гидрометрических наблюдений за стоком в основном соответствует минимальному месячному расходу воды 95—97%-ной обеспеченности, тыс. м³/сут.

Указанные параметры стока рек по гидрометрическим постам, которые расположены в непосредственной близости от населенных пунктов, приводятся в основном по опубликованным мате-

Таблица 5

**Категории водообеспеченности сельских районных центров
и поселков городского типа Казахской ССР**

Индексация водообеспеченности	Характеристика категорий водообеспеченности	Соотношение потребностей в воде с водными ресурсами
I	Обеспечиваются потребности в хозяйственно-питьевой и технической воде, а также на полив приусадебных участков	$(W_{п. х} + W_{п. у}) < W_{р. в}$
II	Обеспечиваются потребности в хозяйственно-питьевой и технической воде; недостаточно обеспечиваются потребности в воде на полив приусадебных участков	$W_{р. р} > (W_{п. х} + W_{п. у}) > W_{р. в} > W_{п. х}$
III	Недостаточно обеспечиваются потребности в хозяйственно-питьевой и технической воде, а также на полив приусадебных участков	$W_{р. р} > (W_{п. х} + W_{п. у}) > W_{р. в} < W_{п. х}^2$
IV	Недостаточно обеспечиваются потребности в хозяйственно-питьевой и технической воде; не обеспечиваются потребности в воде на полив приусадебных участков	$(W_{п. х} + W_{п. у}) > W_{р. р} > W_{п. х} > W_{р. в}$
V	Не обеспечиваются потребности даже в хозяйственно-питьевой и технической воде	$W_{п. х} > W_{р. р}$

риалам Государственного комитета СССР по гидрометеорологии и контролю природной среды [1—12]. Для рек, на которых не проводились непосредственные наблюдения за стоком или посты находятся на значительном удалении от рассматриваемых населенных пунктов, параметры речного стока определены расчетными методами (метод аналогии, расчетные зависимости, карты стока и др.) [1—12].

В тех случаях, когда речной сток зарегулирован водохранилищем, вместо указанных выше трех параметров поверхностного стока приводится одно значение — полезная отдача водохранилища, как правило, 95%-ной обеспеченности; если же источником водообеспечения служит озеро, то приводится значение возможного водоотбора, равномерного в течение года, выраженного также в тыс. м³/сут.

Для характеристики ресурсов подземных вод приняты два показателя, утвержденные ГКЗ и ТКЗ запасы подземных вод по состоянию на 1 января 1980 г. по категориям А+В+С₁+С₂ (в тыс. м³/сут) и только по категориям А+В (в тыс. м³/сут).

Оценка возможностей удовлетворения потребностей в воде сельских районных центров и поселков городского типа на рассматриваемую перспективу решена путем сравнительного анализа материалов, характеризующих ресурсы поверхностных и подземных вод в районе населенных пунктов, с одной стороны, и потребных объемов воды для полного их удовлетворения — с другой. Результаты анализа позволили по водообеспеченности подразделить рассматриваемые населенные пункты на категории (табл. 5). Для более объективного суждения, к какой категории следует отнести тот или иной населенный пункт, предлагаются показатели, которые достаточно полно характеризуют как возможные, так и располагаемые к использованию местные ресурсы поверхностных и подземных вод и потребности в воде на перспективу.

Первый показатель характеризует объемы воды, необходимые для полного удовлетворения потребностей населенных пунктов в хозяйственно-питьевой и технической воде $W_{п. х}$ (тыс. м³/сут).

Второй показатель характеризует потребности в воде на полив приусадебных участков $W_{п. у}$ (тыс. м³/сут).

Третий показатель характеризует возможные к использованию водные ресурсы на современной стадии их изученности и включает в себя средний объем суточного поверхностного стока за лимитирующий месяц маловодного года 95%-ной обеспеченности ($W_{1.1}$), с одной стороны, и утвержденные ГКЗ и ТКЗ запасы подземных вод ($W_{2.1}$) по категориям А+В — с другой. Если поверхностным источником водоснабжения служит водохранилище или озеро, то в качестве первой составляющей принимается значение полезной отдачи водохранилища или возможного отбора воды из озера, равномерного в течение года: $W_{р. в} = (W_{1.1} + W_{2.1})$, тыс. м³/сут.

Четвертый из принятых показателей характеризует располагаемые к использованию водные ресурсы, которые могут рассматриваться в качестве возможных источников водоснабжения на перспективу: $W_{р. р} = (W_{1.2} + W_{2.2})$, тыс. м³/сут. Этот показатель, как и третий, включает в себя поверхностные и подземные воды. Поверхностные воды представлены средним объемом суточного стока реки за год 95%-ной обеспеченности, характеризующим величину возможного отбора воды из реки при условии ее зарегулирования ($W_{1.2}$). Подземные воды представлены утвержденными ТКЗ и ГКЗ запасами по категориям А+В+С₁+С₂ ($W_{2.2}$).

В зависимости от соотношения потребных объемов воды с возможными и располагаемыми к использованию ресурсами поверхностных и подземных вод рекомендуются следующие категории водообеспеченности населенных пунктов (табл. 5).

К первой категории относятся сельские районные центры и поселки городского типа, у которых возможные к использованию ресурсы поверхностных и подземных вод $W_{р. в}$ превышают потребности в хозяйственно-питьевой и технической воде $W_{п. х}$; а

также на полив приусадебных участков $W_{п. у}$ на рассматриваемую перспективу:

$$(W_{п. х} + W_{п. у}) < W_{р. в.} \quad (1)$$

Ко второй категории относятся населенные пункты, у которых потребные объемы воды для удовлетворения всех нужд ($W_{п. х} + W_{п. у}$), меньше располагаемых к использованию водных ресурсов $W_{р. р.}$, но больше ресурсов, возможных к использованию $W_{р. в.}$, последние в свою очередь превышают потребности в хозяйственно-питьевой и технической воде $W_{п. х}$:

$$W_{р. р.} > (W_{п. х} + W_{п. у}) > W_{р. в.} > W_{п. х.} \quad (2)$$

К третьей категории относятся сельские районные центры и поселки городского типа, у которых суммарные потребности в воде ($W_{п. х} + W_{п. у}$) меньше располагаемых к использованию водных ресурсов $W_{р. р.}$, но больше возможных к использованию $W_{р. в.}$, последние в свою очередь меньше потребностей в хозяйственно-питьевой и технической воде $W_{п. х}$:

$$W_{р. р.} > (W_{п. х} + W_{п. у}) > W_{р. в.} < W_{п. х.} \quad (3)$$

К этой категории также отнесены населенные пункты, для водообеспечения которых используются неутвержденные запасы подземных вод.

В четвертую категорию входят населенные пункты, у которых недостаточно обеспечиваются потребности в хозяйственно-питьевой и технической воде и не обеспечиваются потребности в воде на полив приусадебных участков:

$$(W_{п. х} + W_{п. у}) > W_{р. р.} > W_{п. х} > W_{р. в.} \quad (4)$$

К последней, пятой категории отнесены населенные пункты, у которых потребности в хозяйственно-питьевой и технической воде $W_{п. х}$ превышают располагаемые к использованию ресурсы поверхностных и подземных вод $W_{р. р.}$, т. е. не обеспечиваются даже потребности в хозяйственно-питьевой воде, не говоря уже о потребностях на полив приусадебных земель:

$$W_{п. х} > W_{р. р.} \quad (5)$$

Для гарантированного водоснабжения населенных пунктов, входящих во вторую и третью категории, необходимо регулирование поверхностного стока, перевод утвержденных запасов подземных вод из категорий C_1 и C_2 в категории $A+B$, а также утверждение запасов подземных вод, которые уже используются для водоснабжения районных центров и ПГТ, но еще не утверждены.

В качестве возможных источников водоснабжения населенных пунктов, отнесенных к четвертой и пятой категориям, следует рассматривать подачу воды из соседних водообеспеченных райо-

нов, разведку месторождений и утверждение новых запасов подземных вод, а также опреснение минерализованных поверхностных и подземных вод.

И для всех населенных пунктов независимо от их категории необходимо систематически осуществлять мероприятия, направленные на экономию в расходовании воды, другими словами, добиваться такого положения, чтобы фактически расходуемое количество воды было равным или приближалось к нормативным безвозвратным потерям. Важным средством экономии воды является снижение концентрации основных загрязняющих компонентов в воде, подлежащих сбросу в водоемники, путем очистки этих стоков механическим, биохимическим и физико-химическим методами.

Руководствуясь вышеуказанными соотношениями и значениями расчетных показателей поверхностных и подземных вод, с одной стороны, и потребных объемов воды на перспективу — с другой, все сельские районные центры и поселки городского типа республики отнесены к той или иной категории водообеспеченности.

В итоге из 307 населенных пунктов, рассмотренных в настоящей работе, 199 (64,8%) относятся к числу водообеспеченных, остальные 108 (35,2%) — к числу частично (98) или полностью (10) не обеспеченных. В настоящее время ряд населенных пунктов, в основном в северных областях республики, не в полной мере обеспечены водой. Но поскольку они в перспективе должны быть подключены к групповым водопроводам, завершение строительства которых предусмотрено к принятому расчетному уровню, то эти населенные пункты условно отнесены нами к категории водообеспеченных. Источниками удовлетворения потребностей в воде недостаточно обеспеченных населенных пунктов в порядке значимости следует рассматривать: подземные воды (перевод их из категорий С₁ и С₂ в категории А+В, утверждение используемых а также разведка новых месторождений), регулирование поверхностных водотоков, подача воды из соседних водообеспеченных районов и, наконец, опреснение минерализованных поверхностных и подземных вод.

Сбор и обработка исходной информации, а также предварительные расчеты выполнены сотрудниками отдела комплексного использования водных ресурсов НИЭИПиН при Госплане Казахской ССР: мл. науч. сотрудником З. А. Тимченко, ст. экономистом М. С. Баженовой и ст. экономистом Н. А. Полоцкой.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ресурсы поверхностных вод районов освоения целинных и залежных земель. Вып. I. Акмолинская область Казахской ССР. — Л.: Гидрометиздат, 1958. — 789 с.
2. Ресурсы поверхностных вод районов освоения целинных и залежных земель. Вып. II. Кустанайская область Казахской ССР. — Л.: Гидрометиздат, 1959. — 710 с.

3. Ресурсы поверхностных вод районов освоения целинных и залежных земель. Вып. III. Кокчетавская область Казахской ССР. — Л.: Гидрометеиздат, 1959. — 563 с.
4. Ресурсы поверхностных вод районов освоения целинных и залежных земель. Вып. IV. Павлодарская область Казахской ССР. — Л.: Гидрометеиздат, 1959. — 576 с.
5. Ресурсы поверхностных вод районов освоения целинных и залежных земель. Вып. V. Северо-Казахстанская область Казахской ССР. — Л.: Гидрометеиздат, 1960. — 419 с.
6. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 12, вып. 3. Актюбинская область. — Л.: Гидрометеиздат, 1966. — 515 с.
7. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 12, вып. 2. Урало-Эмбинский район. — Л.: Гидрометеиздат, 1970. — 512 с.
8. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 13, вып. 1. Карагандинская область. — Л.: Гидрометеиздат, 1966. — 482 с.
9. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 13, вып. 2. Бассейн озера Балхаш. — Л.: Гидрометеиздат, 1970. — 645 с.
10. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 14, вып. 1. Бассейн р. Сырдарья. — Л.: Гидрометеиздат, 1969. — 439 с.
11. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 14, вып. 2. Бассейны озера Иссык-Куль и рек Чу, Талас, Тарим. — Л.: Гидрометеиздат, 1973. — 308 с.
12. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 15, вып. 1. Горный Алтай и верхний Иртыш. — Л.: Гидрометеиздат, 1969. — 318 с.
13. Справочник гидротехника орошаемого хозяйства. — М.: Колос, 1972, с. 107—124.
14. Строительные нормы и правила (СНиП П-31-74). Ч. II. — М.: Стройиздат, 1976, с. 2—14.
15. Укрупненные нормы водопотребления и водоотведения для различных отраслей промышленности. — М.: Стройиздат, 1978. — 590 с.

С. Т. ДУИСЕНОВ

ОЦЕНКА СОВРЕМЕННОГО СОСТОЯНИЯ УРОВНЯ И МИНЕРАЛИЗАЦИИ оз. БАЛХАШ

Прошло уже более 10 лет с момента перекрытия р. Или плотинной Капчагайской ГЭС и начала заполнения одноименного водохранилища. В водохранилище накоплено около 16 км³ воды, при проектном объеме водохранилища 28,1 км³. Заполнение водохранилища продолжается. Дискуссии вокруг Или-Балхашской проблемы в целом и проблемы Балхаша в частности утихли, и сейчас есть возможность спокойно проанализировать, как функционирует Или-Балхашская система и какие изменения произошли на оз. Балхаш после 10 лет существования Капчагайского водохранилища.

Основой для этой работы послужили материалы регулярных гидрометеорологических наблюдений, проведенных за последнее время на оз. Балхаш и в его бассейне. На рис. 1 а приведен совмещенный график хода уровня и минерализации по фактическим данным и по результатам расчетов на перспективу Гидрохимического института (ГХИ). Уровень и минерализация рассчитывались на основании проектных схем использования воды р. Или. Однако реальный график наполнения водохранилища не соответ-

ствует ни одному из вариантов, предусмотренных проектными проработками. Необходимо заметить, что заданные проектные варианты наполнения водохранилища были трудно реализуемы по множеству причин, на которых мы здесь не будем останавливаться. Прогноз уровня и минерализации озера, основанный на этих проектных данных, заведомо должен был отличаться от действи-

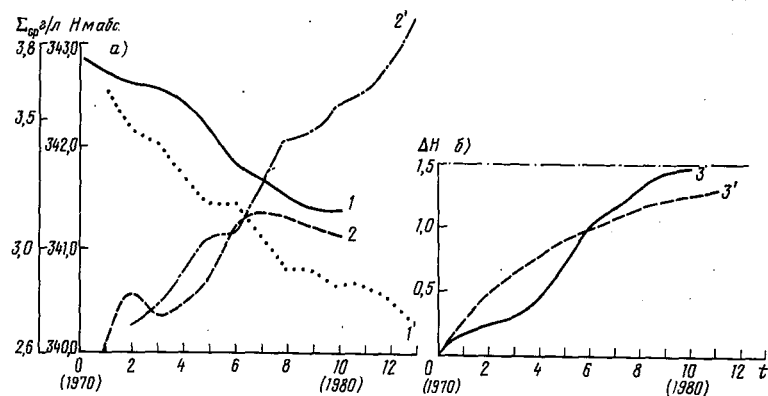


Рис. 1. Совмещенные графики фактических (1, 2, 3) и рассчитанных (1', 2' 3') значений уровня и минерализации оз. Балхаш

тельности. Кроме того, уровень и минерализация оз. Балхаш были рассчитаны воднобалансовым методом. Однако при современном состоянии изученности элементов водного баланса озера с допустимой надежностью можно определить только величину речного притока. Все это и привело к значительным расхождениям в фактических и рассчитанных значениях уровня и минерализации озера.

Стабилизация уровня озера произошла в 1979 г. на отметке около 341,4 м, что на 1,5 м ниже исходного (1970 г.) уровня. Далее будем называть этот уровень «заключительным равновесным» уровнем или «установившимся значением» (H_y).

Кривая, характеризующая ход фактического изменения уровня озера за 1970—1979 гг., близка к экспоненте, что можно объяснить с помощью математической модели. Озеро Балхаш и бассейн р. Или рассматриваем как динамическую систему первого порядка. Объем стока р. Или $Q(t)$ представляет собой входной параметр системы, а уровень оз. Балхаш $H(t)$ — выход, или отклик, системы.

Рассмотрим характер изменения параметра $Q(t)$. Приток воды в оз. Балхаш начиная с 1970 г., согласно данным таблицы, изменяется мало и составляет $11,7 \text{ км}^3$ (для пункта р. Или—урочище Капчагай $\bar{Q}=11,7$, $\sigma=1,22$, $C_v=0,1$).

Приток в оз. Балхаш (без учета потерь в дельте р. Или)

Год	1969	1970	1971	1972	1973	1974	1975	1976	1977	1978	1979	1980
$Q_{\text{км}^3}$	19,1	10,1	13,4	10,7	13,7	11,9	11,7	11,4	10,9	10,5	11,4	13,3

Для упрощения расчетов допустим, что первоначально $Q=0$, затем оно мгновенно достигает значения $Q(t)=1$ и фиксируется на этом значении в течение рассматриваемого периода. $Q(t)$ является «вынуждающей функцией», а в данном случае «единичным скачком». Отклик системы на такую функцию получим по формуле

$$H(t) = H_y(1 - e^{-t/T}), \quad (1)$$

где T — «постоянная времени», определяемая в [1] как время, необходимое системе первого порядка для достижения заключительного уровня равновесия после подачи на вход единичного скачка.

Общий вид выражения (1) показан на рис. 1 б, на котором для сравнения приведен ход фактических отклонений уровня от исходной величины. Здесь по оси ординат отложены величины отклонения уровня от исходного значения ΔH , а по оси абсцисс — t . На ход уровней $H(t)$ влияет не только $Q(t)$. Однако при расчете учитывалось только динамическое соотношение между $H(t)$ и $Q_1(t)$. Таким образом, изменение уровня оз. Балхаш за это время происходило по закону экспоненциального распределения, функция которого определяется выражением

$$F(X) = 1 - e^{-X/X_0} \quad \text{при } X > 0,$$

где X_0 представляет собой математическое ожидание случайной величины, а для экспоненциального распределения математическое ожидание равно среднему квадратическому отклонению [2].

Опыт эксплуатации Или-Балхашской системы показал, что в целом интересы сохранения оз. Балхаш, охраны водных и земельных ресурсов бассейна вынуждают изменять объемы притока в оз. Балхаш поэтапно, ступенчато, оценивая реакцию уровня озера на каждую ступень изменения притока. Сначала надо определить новый заключительный равновесный уровень после первой ступени воздействия, а затем уже принимать последующие меры воздействия с учетом реальной потребности и оценки последствия. В таком случае для оценки изменения уровня озера при заданном значении притока предпочтительнее использовать модели передаточной функции.

Интересную картину представляет собой изменение минерализации озера за 10 лет (рис. 2 б). Рисунок дает представление о зоне опресняющего воздействия илийской воды, которая распространяется до районов о. Алгазы. Далее минерализация озера главным образом формируется под влиянием стока восточных рек — Каратала, Лепсы, Аксу.

Небольшой рост минерализации воды в крайнем восточном плесе озера вызван, по всей вероятности, уменьшением подпора со стороны р. Или и компенсационным перетоком части стока восточных рек на запад.

Представленная картина распределения минерализации несколько отличается от полученных ранее выводов о характере из-

менения минерализации в зависимости от колебаний уровня озера [3]. Поэтому следует пересмотреть схему гидрохимического районирования озера. Анализ материалов регулярных наблюдений за

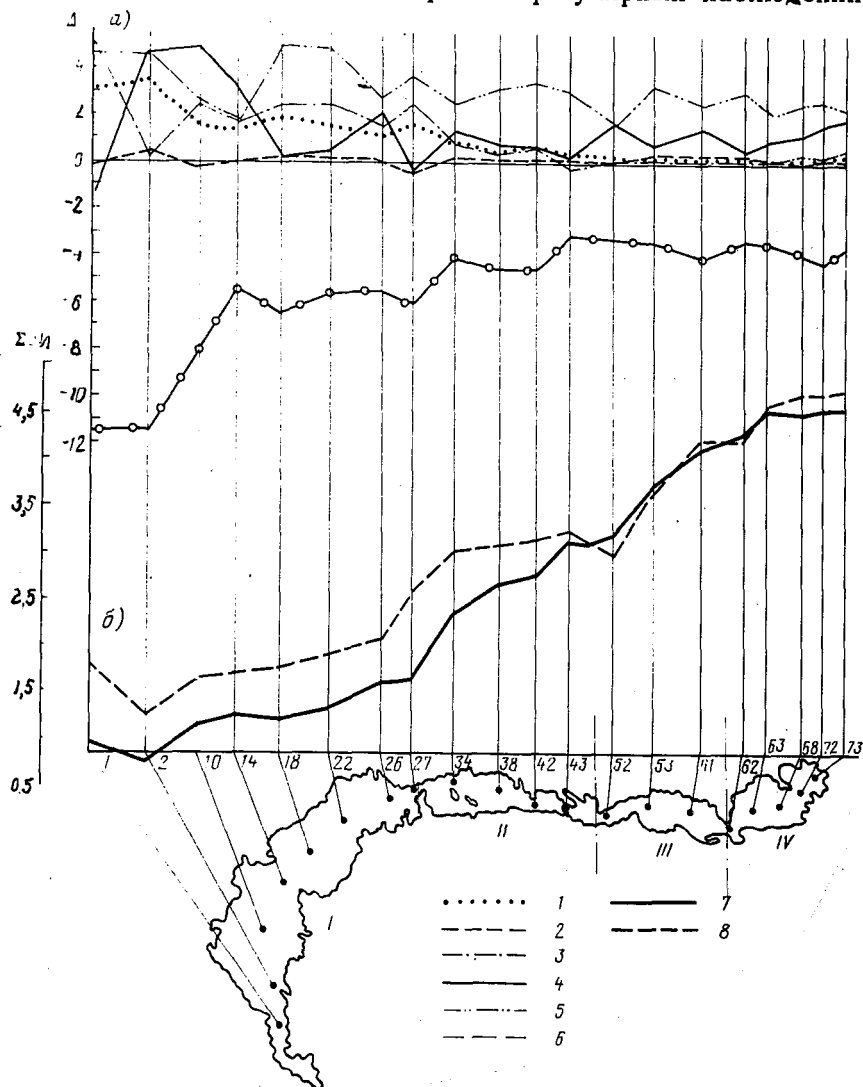


Рис. 2. Изменение минерализации и относительного содержания отдельных ионов в оз. Балхаш:
 I, II, III, IV — районы озера; 1 — ΔCa^{++} , 2 — ΔMg^{++} , 3 — $\Delta\text{Na}^+ + \text{K}^+$, 4 — ΔSO_4^{--} , 5 — ΔCl^- , 6 — $\Delta\text{CO}_3^{--} + \text{HCO}_3^-$, 7 — 1969 г., 8 — 1970 г.

изменением минерализации на 21-й вертикали вдоль продольной оси озера показал, что на акватории озера можно выделить четыре района, заметно обособленных в гидрохимическом отноше-

нии. В частности, все вертикали, расположенные в Западном Балхаше (1, 2, 10, 14, 18, 22, 26), по минерализации отнесены к одной группе (район I), крайние величины минерализации в которой расходятся не более чем на 1 г/л. Район II (вертикали 34, 38, 42, 43) представляет собой участок озера от пролива Узун-Арал до о. Алгазы. На этом участке крайние величины минерализации расходятся не более чем на 0,7 г/л, и реакция на сокращение стока р. Или идентична по всему участку. Аналогичные выводы можно сделать по району III (вертикали 53, 61, 62), представляющему участок озера от о. Алгазы до залива Кара-Шаган, и IV (вертикали 63, 68, 72, 73) — самый восточный плес озера. Вполне закономерно, что динамика минерализации на вертикалях 27 и 52 представлена несколько иначе, чем на группируемых вертикалях смежных районов, так как эти вертикали располагаются на границах раздела гидрохимических районов. Таким образом, целесообразно разделить акваторию озера на четыре естественных гидрохимических участка (рис. 2б). На рисунке видно, что с сокращением стока р. Или минерализация повысилась и произошло выравнивание по всему озеру, за исключением небольшого участка — зоны непосредственного влияния восточных рек. Это подтверждает ранее полученные выводы. Однако при этом считалось, что выравнивание сопровождается повышением минерализации Западного Балхаша и снижением минерализации Восточного Балхаша. Фактически же имеет место повсеместное повышение минерализации, только на западе озера по абсолютной величине это повышение более значительно, т. е. искусственное сокращение стока р. Или и падение уровня озера действительно вызвали относительное выравнивание минерализации вдоль оси озера исключительно за счет большего повышения минерализации на наиболее опресненных западных участках озера.

При естественных колебаниях стока картина распределения минерализации может быть несколько иной. Однако трудно физически обосновать принципиально иную картину распределения минерализации озера в зависимости от сокращения стока р. Или. Для рассмотрения поведения отдельных ионов за 1969—1980 гг. построены графики изменения приращения относительного содержания ионов в воде озера в 1969 и 1980 гг. (рис. 3):

$$\Delta Ca^{++} = \left(\frac{Ca^{++}}{\Sigma} 100 \right)_{1980} - \left(\frac{Ca^{++}}{\Sigma} 100 \right)_{1969},$$

$$\Delta Cl' = \left(\frac{Cl'}{\Sigma} 100 \right)_{1980} - \left(\frac{Cl'}{\Sigma} 100 \right)_{1969}$$

и т. д.

Полученные кривые дают наглядное представление об изменении относительного содержания ионов по всему озеру. Значение относительного содержания Mg^{++} практически не изменилось по всему озеру, относительное содержание $CO_3^{--} + HCO_3'$ резко уменьшилось, Cl' и SO_4^{--} увеличилось повсеместно, а содержание Ca^{++} увеличилось незначительно, практически пропорционально изме-

нению общей минерализации озера. Это полностью подтверждают ранее полученные выводы о том, что с увеличением минерализации воды озера концентрация отдельных ионов меняется по-разному. Mg^{2+} , Ca^{2+} в виде углекислых солей выделяются из воды в осадок, т. е. режим минерализации находится в более сложной зависимости от объемов озера, чем обратная пропорциональность [3].

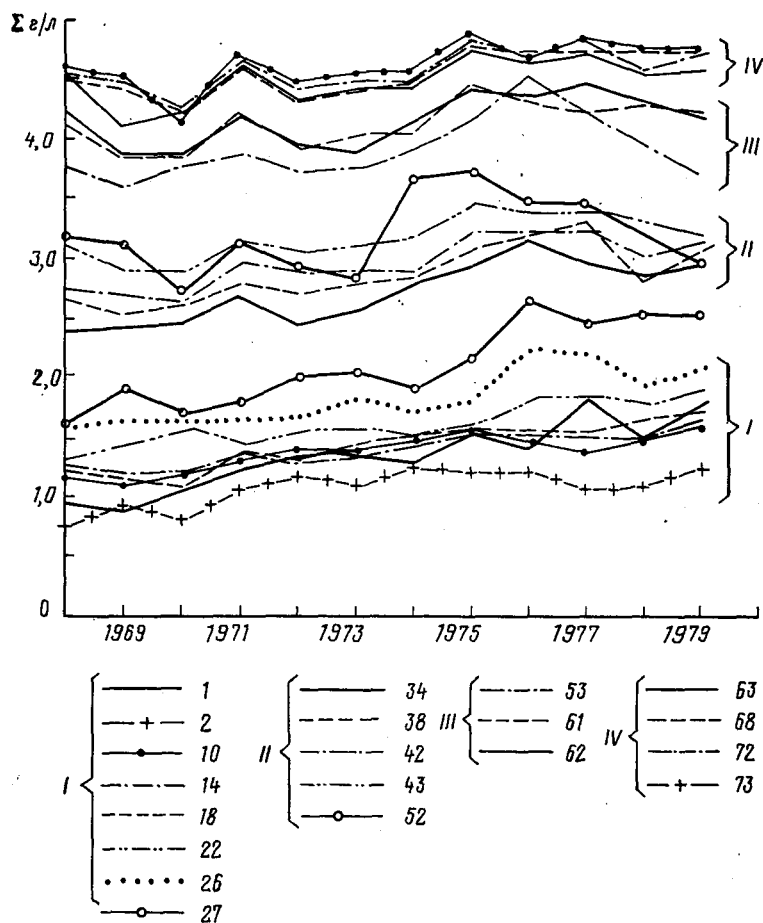


Рис. 3. Изменение минерализации на вертикалях продольной оси оз. Балхаш

Прекращение роста минерализации озера произошло на уровне около 3,1 г/л, т. е. на 0,5 г/л выше исходного уровня минерализации через 7 лет после начала регулирования стока р. Или. Вполне вероятно, что изменения в минерализации озера будут продолжаться, несмотря на стабилизацию уровня озера.

Выводы из изложенного следующие:

1. Уровень оз. Балхаш установился на отметке около 341,4 м абс. через 10 лет после начала регулирования стока р. Или.

2. Изменение уровня озера происходило по экспоненте, расчитать которую можно, используя модели передаточной функции и рассматривая Или-Балхашскую систему как динамическую систему первого порядка.

3. Особенности распределения минерализации озера позволяют разделить Балхаш на четыре естественных гидрохимических района.

4. Сокращение стока р. Или привело к относительному выравниванию минерализации озера только за счет большего увеличения минерализации на наиболее опресненных западных участках озера.

5. Повышение минерализации прекратилось через 7 лет после начала регулирования стока р. Или на уровне около 3,1 г/л, т. е. на 0,5 г/л выше исходного уровня минерализации. Однако содержание отдельных ионов изменялось по-разному.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бокс Дж., Дженкинс Г. Анализ временных рядов. — В кн.: Прогноз и управление. 1974, вып. 2. — 198 с.
2. Казакевич Д. И. Основы теории случайных функций и ее применение в гидрометеорологии. — Л.: Гидрометеоздат, 1977. — 320 с.
3. Тарасов М. Н. Гидрохимия оз. Балхаш. — М.: Изд-во АН СССР, 1961. — 227 с.

В. В. ГОЛУБЦОВ, В. И. ЛИ

РАСЧЕТ ГЛУБИНЫ ПРОМЕРЗАНИЯ И ОТТАИВАНИЯ ПОЧВОГРУНТОВ В РЕЧНЫХ БАССЕЙНАХ

При разработке методов прогноза стока талых вод необходимо располагать простыми, но достаточно гибкими способами расчета глубины промерзания почвогрунтов. Теоретическое и экспериментальное обоснование методов прогноза стока в период весеннего половодья, основанных на учете потерь воды на инфильтрацию в мерзлые почвы, впервые дано в работах В. Д. Комарова [8, 9]. В последние годы эти исследования успешно продолжены И. Л. Калюжным и К. К. Павловой [4], которые показали, что в период весеннего снеготаяния при инфильтрации воды в мерзлые почвы часто образуется водонепроницаемый слой, снижающий потери талых вод на инфильтрацию. Они также установили, что влияние этого слоя на потери стока определяется его мощностью, распространением на водосборе и продолжительностью существования. Результаты исследования указанных авторов показывают, что мощность водонепроницаемого слоя и продолжительность его существования зависят от глубины промерзания

почвы. Поэтому задача совершенствования способов расчета промерзания почвогрунтов является чрезвычайно актуальной для горных районов, характеризующихся слабой гидрометеорологической изученностью.

В качестве характеристики промерзания обычно принимается глубина, на которой в толще почвогрунтов расположена нулевая изотерма. Эта характеристика определяется на метеорологических станциях с помощью глубинных термометров и мерзлотомеров. Основными факторами, определяющими глубину промерзания, являются температура воздуха, высота и плотность снежного покрова, а также увлажнение и механический состав почвогрунтов. При разработке методов гидрологических прогнозов для расчета промерзания почвогрунтов чаще всего пользуются способами, в основу которых положены зависимости глубин промерзания от сумм отрицательных температур воздуха, а также высоты и плотности снега [1, 5, 7, 10—14, 16—19]. В формуле, предложенной И. И. Прохоровым [10, 11], кроме перечисленных факторов, учитывается влажность и механический состав почвогрунтов.

Остановимся на некоторых из них. Зависимость вида $L = f\left(\sum \frac{\theta}{h}\right)$, впервые предложенная Комаровым [9], до настоящего времени успешно используется при расчете промерзания почвогрунтов. В частности, формула этого вида показала хорошие результаты при обобщении материалов определения промерзания почвогрунтов на северо-западе ЕТ СССР, выполненных А. А. Капотовым [7]. Следует отметить, что в указанной работе приводится интересный и содержательный анализ факторов, оказывающих влияние на промерзание почвогрунтов.

В основу большой группы методов положена зависимость глубины промерзания почвогрунтов при отсутствии снежного покрова от суммы отрицательных среднесуточных температур

$$L = \varepsilon \sqrt{\Sigma \theta}, \quad (1)$$

где L — глубина промерзания, см; ε — эмпирический коэффициент.

При наличии снежного покрова в выражение (1) вводятся поправки, зависящие от высоты, а иногда и плотности снежного покрова. К выражениям такого вида относится формула Прохорова [10, 11], в которой из правой части, где $\Sigma \theta$ — сумма среднесуточных отрицательных температур, вычитается поправка $h/2d$, равная отношению высоты снега к удвоенному значению его плотности. Коэффициент ε , полученный для горных черноземов, равен 3,5.

Выражение, близкое к (1), получено Капотовым [7]:

$$L = 9,1 (\Sigma \theta)^{0,53}, \quad (2)$$

где $\Sigma \theta$ — сумма среднедекадных отрицательных температур, °С.

Для сравнения с другими аналогичными выражениями, заменив в (2) среднедекадные температуры среднесуточными и преобразовав его к виду (1), получим коэффициент $\varepsilon=3,3$. При наличии снежного покрова в выражение (1) вводятся параметры, зависящие от высоты снега.

Формула, предложенная В. А. Романенко [12], при отсутствии снежного покрова имеет следующий вид:

$$L=11,5\sqrt{\Sigma\theta}, \quad (3)$$

где $\Sigma\theta$ — сумма декадных отрицательных температур воздуха, °С.

После преобразования (3) аналогично (2) получим $\varepsilon=3,64$. При наличии снежного покрова температура воздуха в выражении (1) умножается на коэффициент $\rho=\exp(-0,039h)$, где h — высота снега, см.

Формулы, аналогичные (1), предложены А. В. Стоценко и М. В. Стоценко [14]. Для районов Дальнего Востока и Северного Кавказа коэффициенты ε соответственно равны 5,6 и 4,2. При наличии снежного покрова в выражение (1) указанными авторами также вводились поправки.

В заключение краткого обзора приведем уравнения регрессии, предложенные С. А. Вериги и П. А. Разумовой [1] для расчета глубины промерзания почвогрунтов на территории ЕТ СССР:

$$\Delta L = -0,280 h + 0,078 \Sigma\theta_1 + 0,002 L + 5,7, \quad (4)$$

$$\Delta L = -0,606 h + 0,158 \Sigma\theta_1 - 0,08 L + 6,8, \quad (5)$$

где ΔL — изменение глубины промерзания за декаду, см; h — высота снега к началу декады, см; $\Sigma\theta$ — суммы отрицательных среднесуточных температур воздуха за декаду; L — глубина промерзания почвы к началу декады, см.

Уравнение (4) предложено для определения промерзания в районах сильного увлажнения и высокого стояния почвенногрунтовых вод, а уравнение (5) — для районов умеренного увлажнения и низкого стояния грунтовых вод.

При разработке способа расчета мощности слоя промерзания почвогрунтов от обуславливающих факторов изменение его величины может быть выражено с помощью следующего дифференциального уравнения:

$$\frac{dL}{dt} = \frac{a_1(k\rho\theta + c)}{LW}, \quad (6)$$

где L — мощность слоя промерзания почвогрунтов, м; t — время, сут; θ — среднесуточная температура воздуха °С; W — влагозапасы (мм) в слое 1 м; c — параметр, характеризующий поступление тепла снизу, из талой зоны, °С; ρ — параметр, отражающий влияние снежного покрова на интенсивность промерзания почвогрунтов; k — параметр, отражающий влияние прямой сол-

нечной радиации и талых вод на интенсивность оттаивания почвогрунтов.

Интегрирование уравнения (6) приводит к следующему выражению:

$$L = \sqrt{\frac{2\alpha_1}{W} \int_0^t (kp\theta + c) dt}. \quad (7)$$

Обозначив $2\alpha_1 = \alpha$ и заменив интегрирование суммированием, получим

$$L = \sqrt{\frac{\alpha}{W} \left| \Sigma (kp\theta + c) \right|}. \quad (8)$$

В соответствии с исследованиями Романенко [12] выражение для определения параметра p , отражающего влияние высоты снежного покрова на интенсивность промерзания почвогрунтов, имеет следующий вид:

$$p = \exp(-\beta_2 h), \quad (9)$$

где h — высота снега, см; β_2 — коэффициент.

Следует отметить, что параметр p не учитывает влияние плотности снега на глубину промерзания почвы. Этот недостаток был устранен одним из авторов в [2]:

$$p = \exp\left\{-\frac{\beta_1 h}{\sqrt{d}}\right\}. \quad (10)$$

В работе Б. Н. Достовалова и В. А. Кудрявцева [3] на основе теплобалансовых расчетов дается оценка влияния снежного покрова на тепловой режим почвогрунтов в зависимости от их механического состава и мощности. Они установили, что «...отепляющее влияние одного и того же снежного покрова (по мощности, плотности, теплофизическим свойствам и прочим характеристикам) на различных участках в пределах одного и того же района будет различно в зависимости от состава пород и их влажности. На сухих грунтах оно будет минимальным, а на водонасыщенных, наоборот, максимальным».

В связи с изложенным возникает необходимость учета влияния влажности почвогрунтов на величину коэффициента β_1 . Можно предположить, что зависимость $\beta_1 = f(W)$ будет линейной.

$$p = \exp\left[-\frac{(a + bW)h}{\sqrt{d}}\right]. \quad (11)$$

Заменив в (8) параметр p его значением (11), получим

$$L = \sqrt{\frac{\alpha}{W} \left| \Sigma \left\{ k\theta \exp\left[-\frac{(a + bW)h}{\sqrt{d}}\right] + c \right\} \right|}. \quad (12)$$

Перейдем к оценке параметров выражения (12). Параметр c , характеризующий поток тепла снизу, из талой зоны, принят равным

1°C. Величина этого параметра отражает тот факт, что промерзание почвы при отсутствии снега начинается не после перехода среднесуточной температуры воздуха через 0°C, а примерно после перехода через -1°C в сторону ее отрицательных значений. При $h=0$, $c=1^\circ\text{C}$ и $k=1$ выражение (12) будет иметь следующий вид:

$$L = \sqrt{\frac{\alpha}{W} \left(\sum_1^n \theta + n \right)}. \quad (13)$$

Для оценки параметра α мы использовали результаты исследований авторов, производивших изучение промерзания почвогрунтов определенной влажности при отсутствии снега в естественных условиях [5, 7, 17, 18] и по результатам специальных экспериментов [4, 10, 11, 19].

Сопоставление выражений (1) и (13) показывает, что параметр α в выражении (13) может быть определен из следующего соотношения:

$$\alpha = \frac{a^2 W \sum_1^n \theta}{\sum_1^n \theta + n}. \quad (14)$$

В частности, на основании исследования Прохорова, проводившего эксперименты по промерзанию горных черноземов с влажностью около 220 мм, можно определить параметр α (в среднем за период промерзания $n=90$ дней $\sum_1^n \theta = -534^\circ\text{C}$). Параметр ϵ в выражении (1) при измерении L в метрах равен 0,035. Тогда

$$\alpha = \frac{(0,035)^2 220 (-534)}{(-534) + 90} = 0,324.$$

На основании исследований Капотова [5, 6], проводившего эксперименты по промерзанию суглинистых и супесчаных почв с влажностью около 264 мм, также можно оценить параметр α . По метеорологическим данным, в среднем за период промерзания $n=154$ дня, $\sum \theta = -1152^\circ\text{C}$, коэффициент ϵ в выражении (1) может быть принят равным 0,033.

Тогда

$$\alpha = \frac{(0,033)^2 264 (-1152)}{(-1152) + 154} = 0,332.$$

По данным исследований Романенко [12] в бассейнах рек Сейма, Сулы, Псла, Воркелы, Ужи и Уборти, коэффициент ϵ можно принять равным 0,036 (при измерении L в метрах). В связи с отсутствием у авторов сведений о влажности почв этого района перед началом промерзания и сумм отрицательных среднесуточных температур за период промерзания почв использовать это значение коэффициента для определения параметра α затрудни-

тельно. Однако, сопоставляя коэффициенты ϵ , полученные указанными выше авторами, следует полагать, что результаты исследований Романенко соответствуют влажности почв несколько меньшей, чем в районе ВНИГЛ.

Таким образом, на основании выполненных расчетов параметр может быть принят равным 0,33.

Среднее значение параметра $\beta = a + bW$ было установлено на основании материалов по промерзанию горных почв Лениногорской воднобалансовой станции, а также материалов, помещенных в работах И. Д. Цигельной и Г. И. Голубева [17, 18] и других источниках.

В результате сопоставления фактических и рассчитанных значений промерзания средняя величина параметра β может быть принята равной 0,015. Коэффициенты a и b в выражении (11) были приближенно оценены путем учета тенденции изменения глубин промерзания почв в зависимости от их влажности (промерзание суглинков и песков в долине и на склонах). При этом нами использовались оценки указанных тенденций, приведенные в [5, 7]. На основании указанных исследований коэффициенты a и b могут быть приняты равными $a = 10^{-2}$, $b = 1,25 \cdot 10^{-5}$.

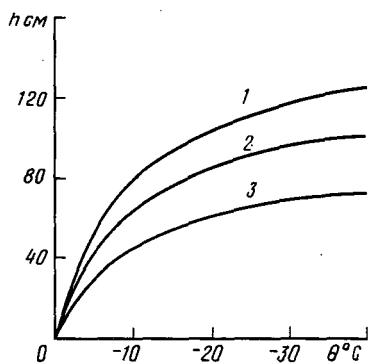


Рис. 1. Зависимость высот снежного покрова, при которых $\Delta L = 0$, от среднесуточной отрицательной температуры воздуха 0°C для почвогрунтов с $W = 300$ мм:
1 — $d = 0,3$ г/см, 2 — $d = 0,2$ г/см, 3 — $d = 0,1$ г/см

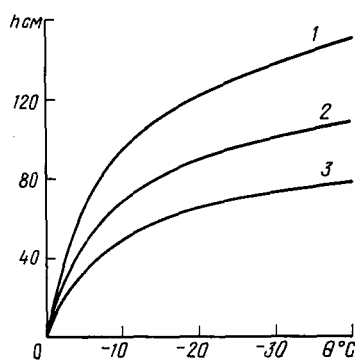


Рис. 2. Зависимость высот снежного покрова, при которых $\Delta L = 0$, от среднесуточной отрицательной температуры воздуха 0°C :

1 — для сильно увлажненных почв $W = 550$ мм, 2 — для умеренно увлажненных почв $W = 250$ мм, 3 — для слабоувлажненных почв $W = 50$ мм

Если в формуле (12) выражение, заключенное в фигурные скобки при $k=1$ и $c=1$, приравнять нулю, то, задаваясь значениями температуры воздуха θ , можно при определенных значениях влагозапасов в метровом слое почвогрунтов и плотности снежного покрова получить соответствующее значение его высоты.

На рис. 1 показаны зависимости высоты снежного покрова, при которой приращение глубины промерзания равно 0 ($\Delta L = 0$),

от температуры воздуха для почвогрунтов с $W=300$ мм и плотностью снега $d=0,1; 0,2; 0,3$ г/см³. Эти зависимости показывают, что определенной температуре соответствует высота снега, при

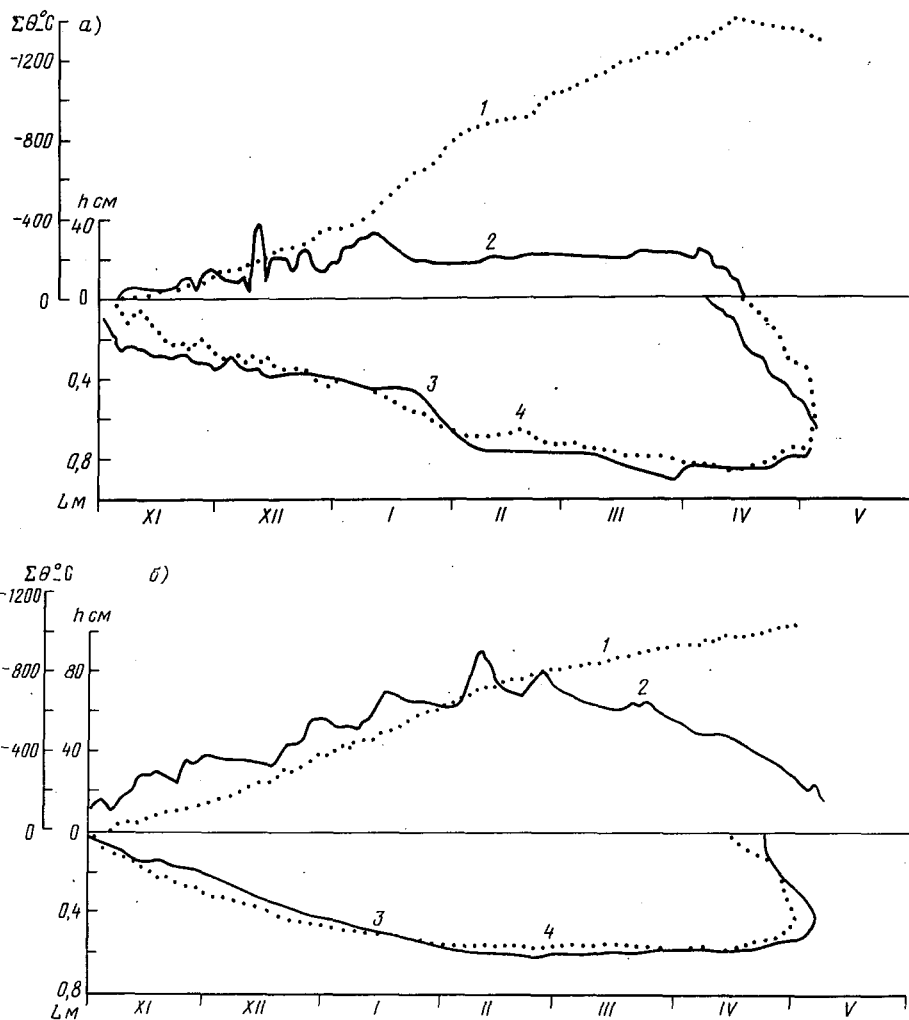


Рис. 3. Хронологический график изменения высоты снежного покрова (1), сумм отрицательных температур воздуха (2), наблюдаемых (3) и рассчитанных (4) глубин промерзания почвогрунтов в бассейнах рек Чон—Кызыл-Суу на склоне восточной экспозиции (1959—1960 гг.) (а) и р. Громотухи (1978—1979 гг.) (б)

которой изменение глубины промерзания не происходит ($\Delta L=0$). При меньшей высоте снежного покрова наблюдается увеличение глубины промерзания почвогрунтов, при большей — уменьшение за счет их оттаивания снизу. Сопоставление кривых, рассчитанных для снежного покрова различной плотности, показывает, что

чем меньше плотность снега, тем меньше может быть высота снега, при которой изменение глубины промерзания не произойдет.

Следует отметить, что в соответствии с характером изменения кривых (рис. 1) при увеличении высоты снежного покрова его влияние на промерзание почвогрунтов уменьшается. Например, при плотности снега $0,20 \text{ г/см}^3$ (рис. 1), изменении температуры от -5 до -10°C высота снега, при которой $\Delta L=0$, должна увеличиться на 45 см, а при изменении температуры от -15 до -20°C — всего на 8 см.

Указанное обстоятельство, по-видимому, обусловлено относительным уменьшением охлаждающего влияния, связанного с отражающей и излучательной способностью снега, на температурный режим почвогрунтов и увеличением его обогревающего влияния (как теплоизолятора) с увеличением высоты снежного покрова.

На рис. 2 показаны зависимости высоты снежного покрова ($d=0,2 \text{ г/см}^3$), при которой приращение глубины промерзания равно нулю ($\Delta L=0$), от температуры воздуха для почвогрунтов, имеющих влагозапасы $W=50, 250$ и 550 мм в метровом слое. Здесь показано, что с уменьшением влажности почвогрунтов уменьшается обогревающее влияние снежного покрова. С помощью рис. 2 можно установить, что при одной и той же высоте снежного покрова промерзание сильноувлажненных почвогрунтов прекращается при более низких температурах, чем промерзание умеренно увлажненных и слабоувлажненных почвогрунтов. Это указывает на то, что для сильно увлажненных почвогрунтов обогревающее влияние снежного покрова сильнее. Следует полагать, что это явление в основном обусловлено тем, что теплопроводность и температуропроводность почвогрунтов увеличиваются с увеличением их влажности. В связи с этим очевидно, что при одном и том же снежном покрове, но в условиях промерзания влажных почв, теплоток снизу из талой зоны будет более интенсивным, чем при промерзании сухих почв.

Как известно, оттаивание почвогрунтов в весенний период наблюдается при положительных температурах воздуха, причем влияние снежного покрова как теплоизолятора существенно снижает интенсивность этого процесса. В отличие от промерзания на интенсивность процесса оттаивания почвогрунтов при положительных температурах воздуха оказывает существенное обогревающее влияние прямая солнечная радиация и талые воды.

Параметр k в формуле (12) отражает влияние указанных факторов на интенсивность оттаивания почвогрунтов.

С помощью материалов наблюдений за промерзанием и оттаиванием почвогрунтов в бассейне р. Ульбы (Восточный Казахстан), а также материалов наблюдений в бассейне рек Чон—Кызыл-Суу (Терской Ала-Тоо), приведенных в [17], удалось установить, что параметр k изменяется от 4 до 7, и в первом приближении может быть принят равным 5.

Следовательно

$$k = \begin{cases} 1 & \text{при } \theta^{\circ}\text{C} \leq 0, \\ 5 & \text{при } \theta^{\circ}\text{C} > 0. \end{cases} \quad (15)$$

Для проверки пригодности формулы (12) были использованы указанные выше немногочисленные материалы наблюдений.

На рис. 3 приведены совмещенные графики изменения наблюдаемых и рассчитанных значений глубины промерзания и оттаивания почвогрунтов, высоты снежного покрова и сумм отрицательных температур воздуха. Сопоставления показывают хорошее соответствие рассчитанных и наблюдаемых глубин промерзания и оттаивания почвогрунтов. Ориентировочные расчеты, выполненные для различных районов Казахстана, показывают, что выражение (12) хорошо отражает закономерности промерзания почвогрунтов, установленные И. И. Прохоровым [10], Н. С. Ткаченко и Л. П. Тулиной [16], в зависимости от их влажности, сумм отрицательных температур и высоты снежного покрова. Предлагаемая формула позволяет получить соотношения промерзания, близкие к тем, которые установлены Капотовым [5, 7] для песков и суглинков, а также отдельных элементов рельефа местности.

Изложенное дает основание полагать, что с помощью формулы (12) можно с приемлемой точностью рассчитывать глубину промерзания и оттаивания почвогрунтов речных бассейнов в пределах Казахской ССР.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вериго С. А., Разумова П. А. Почвенная влага. — Л.: Гидрометеиздат, 1973. — 328 с.
2. Голубцов В. В. О расчете глубины промерзания почвогрунтов. — Труды КазНИГМИ, 1975, вып. 48, с. 30—35.
3. Достовалов Б. И., Кудрявцев В. А. Общее мерзлотоведение. — М.: Изд-во МГУ, 1967. — 404 с.
4. Калужный И. Л., Павлов К. К. Формирование потерь талого стока. — Л.: Гидрометеиздат, 1981. — 160 с.
5. Капотов А. А. Исследование водного режима почвогрунтов зоны аэрации, их промерзания, воднофизических и инфильтрационных свойств. — Труды ГГИ, 1969, вып. 176, с. 70—103.
6. Капотов А. А. О режиме влажности и влагозапасов в почвогрунтах зоны аэрации на водосборах ВНИГЛ. — Труды ГГИ, 1967, вып. 142, с. 32—51.
7. Капотов А. А. Влияние различных факторов на глубину промерзания почвогрунтов на водосборах Северо-Запада ЕТ СССР. — Труды ГГИ, 1968, вып. 152, с. 79—93.
8. Комаров В. Д. Гидрологический анализ и прогноз весеннего половодья равнинных рек. — Л.: Гидрометеиздат, 1955, с. 25—30.
9. Комаров В. Д. Весенний сток равнинных рек европейской части СССР, условия его формирования и методы прогнозов. — М.: Гидрометеиздат, 1959. — 296 с.
10. Прохоров И. И. Сезонное промерзание почвы в Казахстане. — Труды КазНИГМИ, 1956, вып. 10, с. 93—118.
11. Прохоров И. И. О вычислении глубины промерзания почвы. — Труды КазНИГМИ, 1955, вып. 5, с. 101—115.

12. Романенко В. А. Расчет глубины промерзания почвы по сумме отрицательных температур воздуха и высоте снега. — Труды УкрНИГМИ, 1960, вып. 24, с. 27—31.
13. Соседов И. С. Исследование баланса снеговой влаги на горных склонах. — Алма-Ата: Наука, 1967. — 198 с.
14. Стоценко А. В., Стоценко М. В. О высотном градиенте промерзания почвы. — Труды ДВНИГМИ, 1955, вып. 3, с. 25—37.
15. Строительные нормы и правила. Часть II, раздел А, гл. 6. Строительная климатология и геофизика. — М.: Стройиздат 1973, с. 14—16.
16. Ткаченко Н. С., Тулина Л. П. К вопросу о глубине проникновения температуры 0°C в почву в условиях равнинного Казахстана. — Труды КазНИГМИ, 1977, вып. 63, с. 47—61.
17. Цигельная И. Д., Голубев Г. Н. Условия формирования склонового стока в лесо-луго-степном поясе северного склона хребта Терской Ала-Тоо (на примере бассейна р. Чон-Кызыл-Су). — Фрунзе: Изд-во АН КиргССР, 1963. — 188 с.
18. Цигельная И. Д., Голубев Г. Н. Промерзание почв на северном склоне хребта Терской Ала-Тоо (на примере бассейна р. Чон-Кызыл-Су). — В кн.: Гляциологические исследования на Тянь-Шане. 1964, вып. VI, с. 53—63.
19. Шкадова А. К. Методы наблюдений и расчета глубины промерзания почвы. — Информационное письмо ГУГМС, 1966, № 15, с. 85—94.

СОДЕРЖАНИЕ

В. В. Голубцов, П. Ф. Лаврентьев, И. С. Соседов. Проблемы гидрологии Казахстана	3
Л. П. Остроумова. Расчет трансформации весеннего половодья на бесприточном участке водотока (на примере р. Иртыш)	20
Л. П. Остроумова. Методика определения параметров кривых наполнения русла	27
М. М. Бураков. К методике определения геофильтрационных параметров водоносного пласта для прогноза загрязнения подземных вод	40
В. В. Голубцов, В. И. Ли. О предвесенних снегозапасах в горных бассейнах Восточного Казахстана	5
Л. К. Некипелова. Уточнение долгосрочного альтернативного прогноза притока воды в водохранилище Капчагайской ГЭС	59
В. П. Колмогоров. Применение динамико-статистического метода для долгосрочного прогноза стока рек Иртыш, Или, Каратал	65
М. М. Бейлинсон. Методика расчета таяния ледяного покрова водных объектов	72
А. П. Браславский, С. П. Чистяева. О величине изменения стока р. Или в пределах ее дельты	78
В. Н. Павленко, О. К. Тленбеков. Об изменении солености воды Аральского моря в связи с понижением его уровня	94
Е. В. Большакова, Э. В. Пакалн. Влияние Капчагайского водохранилища на режим и величину стока р. Или	97
П. Ф. Лаврентьев. К вопросу оценки водообеспеченности сельских районных центров и поселков городского типа Казахской ССР	105
С. Т. Дуйсенов. Оценка современного состояния уровня и минерализации оз. Балхаш	116
В. В. Голубцов, В. И. Ли. Расчет глубины промерзания и оттаивания почвогрунтов в речных бассейнах	122

Труды КазНИИ Госкомгидромета, вып. 80

**ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ
И ПРОГНОЗЫ**

Редактор Н. Г. Калайдопуло
Техн. редактор **В. Н. Силкина**
Корректоры **Л. Б. Афанасьева**
и **А. М. Меретукова**

Сдано в набор 23.03.1983 г.
Подписано к печати 22.11.1983 г.
Т-21282 Формат 60×90^{1/16}
Бумага картограф. Лит. гарн. Печать офсетная
Печ. л. 8,75 Уч.-изд. л. 10,21 Тираж 440
Индекс М-М-26 Зак. 509 Цена 65 коп.

Московское отделение Гидрометеоздата
Москва 107061 Буженинская, 42/1

Фабрика офсетной печати ВНИИГМИ-МЦД,
г. Обнинск

УДК 556.01

Проблемы гидрологии Казахстана. Голубцов В. В., Лаврентьев П. Ф., Соседов И. С. Труды КазНИИ Госкомгидромета, 1983, вып. 80, с. 3—19.

В статье дается общая характеристика ресурсов поверхностных и подземных вод и степень возможного их использования. Сопоставление местных водных ресурсов с потребными объемами воды на нужды народного хозяйства свидетельствует о том, что в перспективе развитие производительных сил немислимо без подачи воды извне. В некоторых водохозяйственных районах дефицит в воде имеет место уже в настоящее время.

Выдвигаются и обосновываются основные направления гидрологической науки в Казахстане. Указаны основные пути и средства решения проблем современной гидрологии. Рассмотрены региональные комплексные проблемы, связанные с переброской части стока сибирских рек, сохранением Аральского моря и оз. Балхаш как природных водных объектов и охраной водных ресурсов от загрязнения и истощения. Отмечается необходимость получения значительно более обширной фактической информации о всех звеньях гидрологического процесса, роль и необходимость подготовки высококвалифицированных специалистов и в первую очередь среднего звена.

Одним из важных условий для решения стоящих перед республикой задач по экономному, рациональному и более полному использованию водных ресурсов является концентрация научных усилий специалистов, занимающихся вопросами изучения и использования водных ресурсов.

Табл. 1. Библ. 4.

УДК 556.16.048

Расчет трансформации весеннего половодья на бесприточном участке водотока (на примере р. Иртыш). Остроумова Л. П. Труды КазНИИ Госкомгидромета, 1983, вып. 80, с. 20—26.

В статье приведен расчет трансформации весеннего половодья, представляющей собой ярко выраженное неустановившееся движение на р. Иртыш в пределах Павлодарской области методом «кривых наполнения русла». Методом оптимизации установлены величины параметров A и T , зависящие от морфометрических характеристик р. Иртыш, отдельно для русла и поймы.

Используя оптимизированные по длине водотока параметры, осуществлен расчет трансформации проектируемых гидрографов паводков в нижнем бьефе Шульбинского гидроузла 0,01; 0,1; 1; 5; 10; 25; 50%-ной обеспеченности. Определены максимальные уровни весеннего половодья, имеющие продолжительность стояния 20—30 сут.

Табл. 3. Ил. 2. Библ. 2.

УДК 556.013:556.16.048

Методика определения параметров кривых наполнения русла.
Остроумова Л. П. Труды КазНИИ Госкомгидромета, 1983, вып. 80, с. 27—39.

Определены параметры кривых наполнения A и T подбором по данным натурных измерений хода уровня в ряде створов по длине водотока. (р. Иртыш на участке с. Подпуск—с. Черлак; р. Волга, ниже Ивановского гидроузла). Дан метод определения параметров A и T по морфометрическим и гидравлическим характеристикам водотока, с использованием для этого уравнения водного баланса участка водотока от места изменения расхода воды до расчетного створа для двух моментов времени.

Табл. 5. Ил. 2. Библ. 5.

УДК 556.36

К методике определения геофильтрационных параметров водоносного пласта для прогноза загрязнения подземных вод. Бураков М. М. Труды КазНИИ Госкомгидромета, 1983, вып. 80, с. 40—52.

Проблема охраны подземных вод в последнее время все чаще встает перед гидрогеологами. Правильный и обоснованный прогноз загрязнения подземных вод, миграции загрязняющих компонентов невозможен без исчерпывающих данных о важнейших геофильтрационных и миграционных параметрах водоносного пласта. Предлагается метод интерпретации результатов опытно-фильтрационных работ в несовершенных шахтных колодцах, основанный на параллельном фрагментировании, в случае притока к их стенкам и дну при нестационарном режиме фильтрации в грунтовом потоке. Исследуются режимы откачек с постоянным, переменным расходом (изменяющимся скачкообразно, по линейному и параболическому законам) и постоянным понижением уровня для несовершенной части колодца.

Ил. 6. Библ. 22.

УДК 556.124.2

О предвесенних снегозапасах в горных бассейнах Восточного Казахстана. Голубцов В. В., Ли В. И. Труды КазНИИ Госкомгидромета, 1983, вып. 80, с. 53—58.

Рассматриваются вопросы определения предвесенних (на конец марта) снегозапасов в бассейнах горных рек Ульба, Белая Берель и Сарым-Сакты по данным высокогорных маршрутных снегосъемок и измерений снегозапасов в районе метеорологических станций и постов, а также характеристики их высотных градиентов. Приводятся значения запасов воды в снеге для высоты 500, 1000, 1500, 2000 и 2500 м за 1954—1978 гг. Дается характеристика изменчивости годовых значений предвесенних снегозапасов и приводятся кривые обеспеченности их величин. Изложены соображения о необходимости изучения снегозапасов в бассейнах рек Убы и Тургусун.

Табл. 1. Ил. 2. Библ. 6.

УДК 556.5.06.161

Уточнение метода долгосрочного альтернативного прогноза притока воды в водохранилище Капчагайской ГЭС. Некипелова Л. К. Труды КазНИИ Госкомгидромета, 1983, вып. 80, с. 59—64.

Приводятся результаты корреляционного и графического анализов зависимостей притока воды к створу Капчагайской ГЭС на вегетационный период с суммой осадков и числом дней с осадками за период снегонакопления. Рассматривается синхронность многолетних колебаний стока р. Или и числа дней с осадками как дополнительный источник информации для уточнения долгосрочных альтернативных прогнозов притока воды в водохранилище. Полученные результаты позволяют повысить оправданность (до 96%) и надежность выпускаемых прогнозов (до 98%).

Табл. 3. Ил. 1. Библ. 3.

УДК 556.16.06

Применение динамико-статистического метода для долгосрочного прогноза стока рек Иртыш, Или, Каратал. Колмогоров В. П. Труды КазНИИ Госкомгидромета, 1983, вып. 80, с. 65—71.

Приводятся результаты исследования вопроса о возможности применения динамико-статистического метода Ю. М. Алехина к прогнозу стока рек Иртыш, Или, Каратал.

Исходя из принципиальных положений метода, выполнены расчеты по выбранным исходным рядам, для оптимальных вариантов, даны поверочные прогнозы и вычислена их обеспеченность (67—84%) и эффективность (7—52%).

Табл. 2. Ил. 2. Библ. 8.

УДК 556.(06+535.5)

Методика расчета таяния ледяного покрова водных объектов. Бейлинсон М. М. Труды КазНИИ Госкомгидромета, 1983, вып. 80, с. 72—77.

Изложен метод расчета таяния ледяного покрова водных объектов, полученный строго теоретически. Метод дополняет известную методику С. Н. Булатова (Гидрометцентр СССР), основанную на большом числе экспериментальных данных. Все расчетные зависимости основываются на физически обоснованном подходе, используется тепловой баланс слоев стаяния и промерзания ледяного покрова. Впервые в квазистационарном приближении получены формулы для расчета таяния льда, учитывающие изменение теплового содержания промерзшего ледяного покрова. Это позволяет уточнить расчеты и прогнозы весенних ледовых явлений на реках районов с частым возвратом холодов весной. Приведенные зависимости для оценки глубины промерзания ледяного покрова водных объектов пригодны для расчета этой глубины в сложных условиях повторного замораживания и оттаивания ледяного покрова.

Предлагаемые в статье формулы могут быть использованы при разработке как методики прогноза вскрытия водных объектов, так и для описания процесса вскрытия этих объектов весной.

Библ. 13.

УДК 556.552+556.555

О величине изменения стока р. Или в пределах ее дельты. Браславский А. П., Чистяева С. П. Труды КазНИИ Госкомгидромета, 1983, вып. 80, с. 78—93.

Предложены три метода расчета потерь воды в дельте р. Или, основанные на решении уравнения водного баланса дельты. В расчетах использовались сведения о стоке р. Или в вершине дельты и четырех проток дельты. Как показали расчеты величины потерь колеблются от 1,5 до 2,8 км³/год, что в 2 раза меньше, чем предлагалось в ранее опубликованных работах. После создания Капчагайского водохранилища изменился режим затопления дельты, в связи с чем увеличились потери воды на 1,1 км³/год.

Табл. 5. Библ. 16.

УДК 556.114.5

Об изменении солености воды Аральского моря в связи с понижением его уровня. Павленко В. Н., Тленбеков О. К. Труды КазНИИ Госкомгидромета, вып. 80, 1983, с. 94—96.

Рассматривается распределение солености воды по всей акватории Аральского моря. Выявлены зависимости изменения солености воды Аральского моря от определяющих ее факторов. Определены прогнозные величины солености воды при дальнейшем снижении уровня моря.

Табл. 1. Ил. 2. Библ. 3.

УДК 556.16:631.117

Влияние Капчагайского водохранилища на режим и величину стока р. Или. Большакова Е. В., Пакали Э. В. Труды КазНИИ Госкомгидромета, 1983, вып. 80, с. 97—104.

Выполнены расчеты потерь стока р. Или, появившихся в результате ввода в действие Капчагайского водноэнергетического комплекса. Потери стока рассчитаны как сумма двух величин: суммарного испарения с поверхности водохранилища и подтопленной зоны и пополнения запасов подземных вод. При расчете суммарного испарения учитывалась разность величин испарения до и после строительства водохранилища. Как показали расчеты, потери стока р. Или значительно возросли в период действия Капчагайского водохранилища. В абсолютном и процентном отношении они составили по сравнению с естественным периодом для годового стока — 2,9 км³ (20%), весенне-летнего — 2,31 км³ (21%), осеннего и зимнего — соответственно 0,51 и 0,23 км³ (29 и 13%).

Табл. 3. Ил. 4. Библ. 5.

УДК 628.17(574)

К вопросу оценки водообеспеченности сельских районных центров и поселков городского типа Казахской ССР. Лаврентьев П. Ф. Труды КазНИИ Госкомгидромета, 1983, вып. 80, с. 105—115.

По имеющимся данным о прогнозах развития промышленности и росте численности населения сельских районных центров и поселков городского типа (ПГТ) определены потребности в воде на перспективу 10—15 лет. Учитывая различные требования к воде со стороны основных водопотребителей: хозяйственно-питьевые нужды, технические (промышленные) нужды и полив приусадебных участков, — прогнозная оценка потребностей в воде произведена на эти цели отдельно.

На основе сопоставления потребных объемов воды, необходимых для полного удовлетворения ПГТ и сел-райцентров, с возможными и располагаемыми к использованию ресурсами поверхностных и подземных вод предложена система показателей, которая позволила, в первом приближении, рассматриваемые населенные пункты по степени водообеспеченности сгруппировать в 5 категорий. Для каждой категории поселений указаны возможные источники покрытия потребностей в воде.

Табл. 5. Ил. 1. Библ. 15.

УДК 556.555

Оценка современного состояния уровня и минерализация оз. Балхаш. Дусенов С. Т. Труды КазНИИ Госкомгидромета, 1983, вып. 80, с. 116—121.

В работе анализируются причины несоответствия фактического состояния уровня и минерализации оз. Балхаш. Даются рекомендации производить расчеты на перспективу при аналогичных ситуациях, используя модели передаточной функции. Или-Балхашская система в данном случае рассматривается как динамическая система первого порядка.

Выполнено гидрохимическое районирование озера, которое отличается от ранее принятой схемы районирования. Установлена характерная особенность изменения минерализации озера при сокращении стока р. Или.

Табл. 1. Ил. 3. Библ. 3.

УДК 551.345.3

Расчет глубины промерзания и оттаивания почвогрунтов в речных бассейнах. Голубцов В. В., Ли В. И. Труды КазНИИ Госкомгидромета, 1983, вып. 80, с. 122—131.

Рассматривается способ расчета промерзания почвогрунтов в зависимости от их влажности, суммы отрицательных температур воздуха, высоты и плотности снежного покрова. Сопоставляются результаты фактических и рассчитанных значений указанных характеристик. Предлагаемый способ определения глубины промерзания может быть использован при моделировании процесса формирования стока в горном бассейне.

Ил. 4. Библ. 19.