ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
КОМИТЕТ СССР
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ
И КОНТРОЛЮ
ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
ОРДЕНА ТРУДОВОГО
КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГИДРОЛОГИЧЕСКИЙ
ИНСТИТУТ

ВОПРОСЫ ГИДРОЛОГИИ СУШИ

Доклады
конференции
молодых ученых
и специалистов

Под редакцией
д-ра техн. наук
М. С. Грушевского
и канд. геогр. наук
В. А. Бузина

Ленинград, ГГИ
февраль 1979 г.

Ленинград Гидрометеоиздат 1980

УДК 556.5

Содержит доклады конференции молодых ученых и специалистов, состоявшейся в феврале 1979 г. Отражены вопросы, связанные с исследованием водных ресурсов, поверхностного и подземного стока, руслового процесса и транспорта наносов, термического режима атмосферы. Группа статей посвящена вопросам гидрофизики, гидрометрии и гидрохимии.

Представляет интерес для специалистов в области гидрологии, метеорологии, гидрогеологии и мелиорации.

В $\frac{20806\text{-}151}{069(02)\text{-}80}$ 9-80(2). 1903030200

Н. В. Пенькова (ГГИ)

ИЗМЕНЕНИЕ ВОДНОГО БАЛАНСА БАССЕЙНОВ РЕК ПОВОЛЖЬЯ ПОД ВЛИЯНИЕМ ПЛАНИРУЕМЫХ ВОДОХОЗЯЙСТВЕННЫХ МЕРОПРИЯТИЙ

Развитие орошения в Поволжье в настоящем и будущем характеризуется строительством сложных водохозяйственных комплексов, полностью преобразующих водный баланс речных бассейнов. При этом, поскольку русла рек используются в качестве водоподводящих трактов, сток в замыкающих створах часто перестает быть интегральной характеристикой, отражающей процессы влагообмена на водосборе в естественных условиях, и режим руслового стока в значительной степени определяется режимом водоподачи. Обоснованность и достоверность прогноза изменений водного баланса и стока в подобных условиях определяются степенью изученности всех процессов влагообмена между атмосферой, зонами аэрации и грунтовых вод в бассейне.

Исследования изменения водного режима в Поволжье под влиянием мелиорации крайне малочисленны и направлены в основном на изучение отдельных элементов гидрометеорологического режима на орошаемых полях, основанное на данных специальных наблюдений. Из работ, посвященных прогнозу изменений водного режима под влиянием перспективного орошения, известны только приближенные расчеты, проводившиеся в Саратовском сельскохозяйственном институте [3], ГГИ [4] и в организациях, занимающихся проектированием орошения. Последние являются наиболее детальными, однако они также представляют собой лишь приближенный сопоставительный анализ водных ресурсов и водопотребления для местных водотоков, применяемый для обоснования возможности перспективного орошения земель на местном стоке.

Проблема преобразования водного баланса в Поволжье должна решаться в первую очередь по материалам наблюдений на сети гидрометслужбы, воднобалансовых и агрометеорологических станций с использованием имеющихся эпизодических специальных наблюдений над компонентами водного и теплового балансов и элементами гидрометеорологического режима.

В настоящей работе использовались результаты исследований В. Г. Андреянова [1], в которых комплексный воднобалансовый метод получил наиболее полное развитие. Основные теоретические уравнения водного баланса применительно к небольшим водосборам с однообразными физико-географическими условиями для коротких интервалов времени (месяц, декада) конкретных лет, по В. Г. Андреянову, имеют вид:

а) для поверхностной зоны

$$P = E_p + Q_п + \Delta S_п + i_а, \quad (1)$$

б) для зоны аэрации

$$i_а = E_m + \Delta S_а + i_{гр}, \quad (2)$$

в) для зоны грунтовых вод

$$i_{гр} = Q_{гр} + \Delta S_{гр}, \quad (3)$$

где P — атмосферные осадки; E_p, E_m — соответственно испарение с поверхности почвы и растительности и испарение почвенной влаги; $Q_п$, $Q_{гр}$ — поверхностный и подземный сток; $\Delta S_п$, $\Delta S_а$, $\Delta S_{гр}$ — изменение влагозапасов на поверхности, в зоне аэрации и в грунтовых водах бассейна.

Поверхностная зона речного бассейна, согласно В. Г. Андреянову, ограничивается снизу поверхностью почвы или ее слоем в несколько сантиметров, из которого происходит наиболее интенсивное испарение выпадающих осадков. Для расчета испарения с поверхностной зоны предлагаются генетические формулы, отражающие тот очевидный факт, что испарение ограничивается испаряемостью, меньшей, чем сумма выпадающих осадков, и суммами осадков, меньшими значений испаряемости. Испарение почвенной влаги E_m принимается пропорциональным не использованной на испарение с поверхности водосбора части энергетических ресурсов и отношению фактической продуктивной влажности к наименьшей продуктивной влагоемкости:

$$E_m = (E_0 - E_р) \frac{M_н + M_к}{2M_f}, \quad (4)$$

где M_f — полевая продуктивная влагоемкость, E_0 — испаряемость, $M_н$ и $M_к$ — почвенные влагозапасы на начало и конец расчетного периода.

При ненадежности или отсутствии сведений о почвенных влагозапасах на начало или конец расчетного периода их рекомендуется рассчитывать по формулам

$$M_к = \frac{1}{1+a} [M_н (1-a) + P - E_p - Q_п - Q_{гр} - \Delta S_п - \Delta S_{гр}], \quad (5)$$

$$M_н = \frac{1}{1-a} [M_к (1+a) - P + E_p + Q_п + Q_{гр} + \Delta S_п + \Delta S_{гр}], \quad (6)$$

где

$$a = \frac{E_0 - E_p}{2M_f}.$$

Модель В. Г. Андреянова представляется весьма перспективной. Основными ее достоинствами являются строгая физическая основа и более полный, чем в других методиках (например, работа [2]), учет в явном виде всех основных компонент водного баланса. Введение в систему воднобалансовых уравнений дополнительных компонент (E_p, $Q_{гр}$, $\Delta S_{гр}$), определение которых может производиться независимым путем, само по себе способствует повышению точности расчета водного баланса. Гибкость модели, заключающаяся в возможности расчета водного баланса «сверху—вниз», т. е. от поверхностной зоны к зоне грунтовых вод, и обратно «снизу—вверх», начиная с любой промежуточной даты, на которую имеются надежные сведения о почвенных влагозапасах, и при различном составе наблюдений над компонентами баланса, позволяет более обоснованно находить некоторые, наиболее трудноопределяемые компоненты как остаточные члены (в естественных или измененных условиях).

Применительно к задаче оценки изменения водного баланса в Поволжье достоинством модели является участие в расчете практически всех компонент водного баланса, которые изменяются под влиянием хозяйственной деятельности и для оценки которых можно использовать результаты имеющихся теоретических и экспериментальных исследований. Модель еще не была проверена в практике составления балансов, поэтому в отделе водных ресурсов ГГИ в течение двух последних лет был проведен массовый расчет водного баланса бассейнов рек Среднего и Нижнего Поволжья на примере реальных водохозяйственных лет, отвечающих заданной водности и теплообеспеченности вегетационных периодов, по месячным интервалам времени. Компоненты баланса определялись в соответствии с Методическими указаниями [5], а также с использованием некоторых дополнительных региональных зависимостей.

Испаряемость расчитывалась комплексным методом ГГО [2] с использованием переменных значений интегрального коэффициента турбулентного перемешивания в зависимости от скорости ветра [6]. Испарение с поверхности почвы и растительности рассчитывалось по формулам В. Г. Андреянова, а в случае отсутствия сведений о суточных суммах осадков и испаряемости — по зависимости E_p от сумм осадков и испаряемости за месяц, полученной по данным наблюдений в Поволжье. Для разделения общего стока на поверхностную и подземную составляющие расчленялись гидрографы по методу К. П. Воскресенского. Недренированный подземный сток находился приближенно по зависимостям нормы стока от площади водосбора для различных районов Поволжья. Изменение запасов грунтовых вод определялось по данным наблюдений гидрогеологической сети.

Анализ используемых для расчета данных измерений показал, что в рассматриваемой зоне наименее надежными являются сведения о влажности почвы. Наибольшее количество измерений имеется на 1/V и 1/VI. Согласно экспериментальным исследованиям влажности почвы, проводившимся экспедициями ГГИ

в различных районах, в весенний период отмечается также меньшая погрешность измерения влагозапасов в точке вследствие их более равномерного распределения на водосборе, чем в летние месяцы, когда наблюдается большая неоднородность их значений по территории вследствие неравномерного иссушения различных участков. Эти обстоятельства обусловили введение в расчет измеренных влагозапасов на 1/V, 1/IV и в отдельных случаях на 1/III. На остальные даты влагозапасы рассчитывались по формулам (5) и (6).

Для летне-осеннего и зимнего периодов расчет водного баланса производился одновременно «снизу—вверх» и «сверху—вниз», т. е. к зоне аэрации. Испарение почвенной влаги определялось одновременно с расчетом изменений влагозапасов зоны аэрации. В весенний период расчет производился в поверхностной зоне. Как остаточный член баланса определялся поверхностный сток, значения которого во всех случаях оказывались завышенными по сравнению с бытовым стоком. В частности, для засушливого и очень маловодного 1975-76 водохозяйственного года бытовой сток, согласно выполненному расчету, составил в среднем только 50 % полного стока, что объясняется аккумуляцией части его в водохранилищах.

Для оценки масштабов перспективного орошения в речных бассейнах на различные проектные уровни были собраны сведения по площадям, размещению орошаемых участков и устройству оросительных систем, с использованием фондовых материалов Союзгипроводхоза, Средволгогипроводхоза, Приволжгипроводхоза и других организаций, занимающихся проектированием орошения в Поволжье.

Расчет водного баланса водосборов производился для условий рационального режима орошения (назначения научно обоснованных оросительных норм с учетом оптимальных севооборотов, отсутствия непроизводительных затрат поливной воды). В качестве оросительных норм нетто приняты значения недостатков водопотребления сельскохозяйственных культур, рассчитанные по методике С. И. Харченко. При назначении норм орошения брутто принимались значения к. п. д. оросительной сети и коэффициентов земельного использования, приведенные в проектных проработках.

Расчет производился по формулам (1)—(6) с использованием осредненных по площади водосборов методом среднего взвешенного значений компонент баланса для орошаемых участков, суходолов и водохранилищ. В качестве приходной части баланса принимались атмосферные осадки в сумме с объектами волжской воды и местного стока, подаваемой по каналам и руслам рек, с аккумуляцией в водохранилищах на орошение, обводнение прилегающих пастбищ и водоснабжение населенных пунктов. Оценка изменений поверхностного стока с орошаемых участков производилась различно для условий полузамкнутых орошаемых полей и участков с закрытой оросительной сетью. На первых поверхностный сток уменьшается вследствие наличия препятствую-

щих стоку преград в виде насыпных валов на трассах каналов. На вторых увеличение поверхностного стока за счет повышенной влажности почвенного слоя оценивалась в соответствии с работами Е. А. Леонова [4] в размере 5—6 % естественного поверхностного стока. Коэффициент рассеивания стока, характеризующий долю возвратных вод, достигающих речных русел, принимался равным единице. Оценка грунтового стока для условий террасового расположения орошаемых массивов, характерных для северной части зоны орошения Поволжья, производилась по графику зависимости грунтового стока от уровней грунтовых вод, построенному с использованием материалов наблюдений на существующих оросительных системах. Для районов Южного Заволжья в соответствии с научными разработками ВСЕГИНГЕО [7], основанными на материалах экспериментальных исследований, было установлено, что значительного увеличения грунтового стока в естественные дрены не произойдет. Влажность почвы на орошаемых полях принималась постоянной, равной 85 % наименьшей влагоемкости распространенных в пределах орошаемых контуров почв, так как при расчете недостатков водопотребления по методике С. И. Харченко не учитывается та часть испарения, которая обусловливается влагозапасами почвы ниже оптимального уровня.

Расчет водного баланса производился «сверху—вниз» от поверхностной зоны к зоне грунтовых вод. Изменение запасов грунтовых вод рассчитывалось по уравнению (3) как остаточный член баланса.

Проведенный по изложенной методике расчет показал, что наибольшего изменения водного баланса под влиянием планируемых водохозяйственных мероприятий следует ожидать в бассейнах рек Южного Заволжья, находящихся в зоне влияния двух крупнейших оросительно-обводнительных каналов: Куйбышевского и Саратовского. В таблице в качестве примера приводится водный баланс четырех бассейнов этого района на современном этапе и на перспективу (после 2000 г.) для маловодного и засушливого года, когда изменения баланса наиболее значительны. Как следует из таблицы, общее поступление влаги на водосборы этих рек в перспективе должно превысить поступление атмосферных осадков более чем в два раза. Это приведет к увеличению суммарного испарения на 50—90 % в различных бассейнах в зависимости от доли орошаемых площадей и степени иссушенности почвенного слоя площадей богарного земледелия и естественных ландшафтов.

Приращение запасов грунтовых вод за год составляют на тот же проектный уровень от 20 до 70 мм в различных бассейнах. Соответствующее этим величинам повышение уровней грунтовых вод на орошаемых площадях, подсчитанное при характерных значениях недостатка насыщения водовмещающих пород, составляет 0,15—0,60 м/год. Это отвечает величинам повышения уровней, полученным в Киевском государственном университете, ВСЕГИНГЕО и других организациях, дававших различными методами прогноз уровней грунтовых вод на площадях перспективного орошения

Водный баланс бассейнов рек Южного Заволжья на 1975-76 г. и на перспективу, мм

Характеристика	1975-76 г.				Перспектива (после 2000 г.)			
	P	E	Q	ΔS	P	E	Q	ΔS
р. Чапаевка у с. Подъем-Михайловка								
	291	370	10	—89	623	628	0	—5
E_p		103				210		
$Q_п$			10				12	
$\Delta S_п$				—12				7
E_m		267				418		
$\Delta S_а$				—62				21
$Q_{гр}$			0				7	
$\Delta S_{гр}$				—15				9
р. Чагра у с. Новотулка								
	361	294	5	0	658	562	0	96
E_p		106				214		
$Q_п$			5				5	
$\Delta S_п$				15				27
E_m		188				348		
$\Delta S_а$				—24				28
$Q_{гр}$			0				7	
$\Delta S_{гр}$				11				41
р. Большой Узень у г. Новоузенска								
	222	245	7	—30	410	357	0	53
E_p		116				159		
$Q_п$			7				8	
$\Delta S_п$				—18				—3
E_m		129				198		
$\Delta S_а$				—11				0
$Q_{гр}$			0				7	
$\Delta S_{гр}$				—1				56
р. Малый Узень у с. М. Узень								
	204	250	7	—53	419	376	0	43
E_p		81				132		
$Q_п$			7				8	
$\Delta S_п$				6				21
E_m		169				244		
$\Delta S_а$				—37				—24
$Q_{гр}$			0				7	
$\Delta S_{гр}$				—22				46

Примечание. Q — общий сток ($Q_п+Q_{гр}$); E — суммарное испарение (E_p+E_m); ΔS — суммарное изменение влагозапасов в бассейне ($\Delta S_п+\Delta S_а+\Delta S_{гр}$).

в Поволжье, и свидетельствует о достаточной достоверности приведенного расчета.

Значения $Q_п$ и $Q_{тр}$ в таблице характеризуют сток, сформированный непосредственно в бассейне, и не соответствуют характеристикам стока в руслах. Режим руслового стока будет определяться также размерами запроектированных попусков из каналов и наливных водохранилищ на обводнение, промышленно-коммунальное водоснабжение и другие нужды.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Андреянов В. Г. Усовершенствование методики расчетов водного баланса речных бассейнов на основе физико-математической модели.— Труды ГГИ, 1977, вып. 241, с. 65—75.
2. Будыко М. И. Тепловой баланс земной поверхности.— Л.; Гидрометеоиздат, 1956.— 256 с.
3. Кузник И. А. Преобразование режима рек Заволжья под воздействием агрономических и гидромелиоративных мероприятий.— В кн.: Доклады XXIII Международного географического конгресса. Л., Гидрометеоиздат, 1976, с. 61—67.
4. Леонов Е. А. О влиянии Саратовского водохозяйственного комплекса на водный режим Большого и Малого Узеня.— Труды ГГИ, 1975, вып. 229, с. 36—54.
5. Методические указания Управлениям Гидрометслужбы № 89.— Л.: Гидрометеоиздат, 1974.— 96 с.
6. Пенькова Н. В. К вопросу о расчете доли осадков, испаряющихся с поверхности почвы и растительности естественных угодий и орошаемых полей.— Труды ГГИ, 1978, вып. 255, с. 113—121.
7. Оценка изменения гидрогеологических условий под влиянием производственной деятельности.— М.: Недра, 1978.— 189 с.

Н. И. Горошкова (ГГИ)

ПРИМЕР ИССЛЕДОВАНИЯ ПРЕДЕЛЬНОЙ ИНТЕНСИВНОСТИ СТОКА ВЕСЕННЕГО ПОЛОВОДЬЯ (ПО МАТЕРИАЛАМ КОЛЫМСКОЙ ВОДНОБАЛАНСОВОЙ СТАНЦИИ)

Процесс формирования весеннего половодья на реках территории, примыкающей к западной части БАМ, довольно сложный, что объясняется общими физико-географическими условиями. Изучен он слабо, поскольку сеть стационарных наблюдений редкая и неравномерно распределенная; размещена она, как правило, на крупных реках. Ряды наблюдений в основном непродолжительные. Все это затрудняет установление надежных параметров при определении максимального стока по формулам. Особые трудности возникают при расчетах максимальных расходов воды с малых водосборов, по которым натурные данные малочисленны [10].

Формулы максимального стока обычно делятся на формулы предельной интенсивности и редукционные. Как вытекает из генетической теории формирования паводков, эти формулы преобразуются одна в другую и различаются только способами определения расчетных параметров.

Формулы предельной интенсивности максимального дождевого стока учитывают редукцию предельной интенсивности дождей, среднюю за разные интервалы времени, равные времени добегания. Для дождевых паводков такие материалы есть; наблюдений же за предельной интенсивностью поступления талой воды на водосбор в период снеготаяния нет. Редукционные формулы также отражают предельную интенсивность поступления воды, среднюю по площади водосбора относительно замыкающего створа — $\bar{q}_{\text{макс}_F} = f(F)$ или $\bar{q}_{\text{макс}_\tau} = \psi(\tau)$ [1, 6, 7].

Если сток весеннего половодья с экспериментальных площадок или достаточно малых водосборов можно считать репрезентативным для оценки поступления воды в гидрографическую сеть, тогда путем непрерывных измерений расходов воды с таких бассейнов можно определить предельную интенсивность стока половодья, ос-

редненную за заданные интервалы времени. Интенсивность стока с площадок и малых водосборов является интегральной характеристикой, отражающей поступление воды на поверхность бассейна, инфильтрацию и аккумуляцию в микропонижениях. Все это позволяет изучить редукцию предельной интенсивности стока талых и дождевых вод во всем диапазоне продолжительности паводков, начиная от мгновенных максимумов, и определить численные значения параметров в зоне малых площадей [1—3].

Для подтверждения вышесказанного нами использованы материалы непрерывных записей хода стока шести малых водотоков Колымской воднобалансовой станции за период с 1948 по 1975 г. включительно (табл. 1). Их водосборные площади находятся в пределах от 0,27 до 21,2 км², уклоны — от 303 до 432 ‰. Лес занимает от 25 до 46 %, а каменистые россыпи от 54 до 85 % площади бассейнов; болота практически отсутствуют.

Таблица 1

Основные сведения о водосборах

Ручей	Длина, км	Площадь водосбора, км²	Средний уклон, ‰		Площадь водосбора, (%), занятая		Период наблюдений, год	
			водотока	водосбора	лесом	каменистыми россыпями	начало	конец
Контактовый-Средний	6,2	14,2	95,1	413	35	65	1948	1975
Контактовый-Нижний	7,1	21,2	85,1	407	38	62	1948	1975
Встреча	3,4	5,35	87,7	401	46	54	1948	1975
Дождемерный	0,84	1,43	220	432	32	68	1952	1970
Северный	0,74	0,38	175	388	25	75	1951	1975
Южный	0,51	0,27	235	303	15	85	1960	1975

Значения модулей мгновенных максимальных расходов воды весеннего половодья этих водотоков в многоводные годы достигают 329—426 л/(с·км²) (табл. 2).

По общим физико-географическим условиям район станции сравнительно близок к восточной части рассматриваемой территории. Климат района резко континентальный, зимой отмечаются очень низкие температуры воздуха. Лето теплое, но короткое. Средняя годовая температура воздуха —11,6 °С. Норма годовых осадков изменяется по территории от 324 до 445 мм [9]. Высота снежного покрова достигает максимальной величины к концу марта—началу апреля (60—80 см). Наибольшие значения запасов воды в снеге в конце апреля—начале мая равны 150—210 мм.

На водотоках Колымской воднобалансовой станции весеннее половодье формируется талыми снеговыми водами и дождями, выпадающими в период снеготаяния. Доля дождевой составляющей больше в годы с поздними вёснами.

Гидрографы половодья малых водотоков имеют суточные волны и отражают внутрисуточный ход поступления талой воды.

Таблица 2

Максимальные расходы воды и слои стока весеннего половодья

Ручей	Характеристика	Период наблюдений: годы	Период наблюдений: число лет	Площадь водосбора, км²	Характеристика паводка за период наблюдений: расход воды Q м³/с и слой h мм	Характеристика паводка за период наблюдений: модуль стока q л/(с·км²)	Характеристика паводка за период наблюдений: год	C_v	C_s	Максимальные расходы воды (м³/с) и слой стока весеннего половодья (мм) обеспеченностью: 1 %	Максимальные расходы воды (м³/с) и слой стока весеннего половодья (мм) обеспеченностью: 5 %
Колымская воднобалансовая станция											
Контактовый-Средний	Q	1948—1975	28	14,2	5,76	406	1972	0,47	1,40	7,53	5,68
	h				217		1951	0,47	1,00	270	211
Контактовый-Нижний	Q	1948—1975	28	21,2	8,60	406	1972	0,62	1,80	10,4	8,00
	h				212		1951	0,43	1,30	262	202
Встреча (устье)	Q	1948—1975	28	5,35	1,76	329	1951	0,44	1,40	2,17	1,65
	h				206		1956	0,49	1,40	238	178
Дождемерный	Q	1952—1970	19	1,43	0,53	373	1956	0,44	0,40	0,61	0,50
	h				179		1956	0,43	0,30	171	142
Северный [1]	Q	1951—1975	25	0,38	0,18	426	1956	0,58	1,90	0,22	0,15
	h				199		1956	0,55	1,70	233	168
Южный	Q	1960—1975	16	0,27	0,069	256	1967, 1968	0,51	0,80	0,11	0,08
	h				127		1967	0,58	0,40	169	135

[1] С 1951 по 1958 г. $F=0{,}43$ км², с 1959 г. $F=0{,}38$ км².

Средний слой стока за период половодья составляет 70—110 мм. Обычно весеннее половодье начинается в конце второй декады мая, в годы с ранними вёснами — в начале мая, с поздними вёснами — в конце мая. Средняя продолжительность половодья составляет 25—40 дней. За этот период в среднем проходит 35—40 % годового стока, в некоторые годы — до 50—70 % [5, 9].

Интенсивность снеготаяния определяется ходом температуры воздуха. Частые возвраты холодов в период весеннего половодья вызывают перерывы в снеготаянии.

На ход снеготаяния и водоотдачи непосредственное влияние оказывают и такие факторы подстилающей поверхности, как уклоны водосборов, экспозиция склонов, вечная мерзлота, наледи, а также гольцы и каменистые россыпи.

Для исследования зависимостей предельной интенсивности стока, средней за заданные интервалы времени τ, $\bar{q}_{\text{макс}_\tau} = \psi(\tau)$, по материалам непрерывных наблюдений над ходом стока указанных водотоков Колымской воднобалансовой станции за каждый год были построены гидрографы волны половодья 24-часовой продолжительности (не придерживаясь календарных суток) с учетом максимального расхода воды и наибольшего объема стока за этот период [5, 8]. Такая продолжительность волны принята из соображений, что предельная интенсивность стока за 24 ч соответствует предельной интенсивности стока с водосборов размерами до 3000—5000 км², по которым имеются материалы непосредственных наблюдений над максимальным стоком.

По каждому гидрографу были установлены предельные значения интенсивности стока за заданные интервалы времени: 1 с; 1—8 ч (через 1 ч); 8—24 ч (через 2 ч), начиная от максимума, т. е. выполнены расчеты, аналогичные определению предельной интенсивности дождей. По полученным значениям $\bar{q}_{\text{макс}_\tau}$ за каждый год построены редукционные зависимости для всех водотоков. Представленные в логарифмическом масштабе, они имеют выпуклые очертания. На участке 8—10 ч и более они практически переходят в логарифмическую прямую (рис. 1 *а*).

На каждом из 121 графика $\bar{q}_{\text{макс}_\tau} = \psi(\tau)$ достаточно четко обнаруживается очень слабая редукция в зоне малых продолжительностей. Величина этой зоны различна для отдельных половодий на каждом водотоке и зависит от очертаний графика суточной волны половодья, размеров и морфометрических характеристик водосборов. Например, при наиболее высоком половодье 1956 г. зона малой редукции $\tau_{\text{кр}}$ распространяется по руч. Северному до 2 ч, по руч. Дождемерному до 3 ч, по руч. Встреча до 4 ч.

В целом зона пониженной редукции $\tau_{\text{кр}}$ определяется устойчивостью фазы максимального стока, т. е. продолжительностью ее формирования, интенсивностью водоотдачи из снежного покрова и временем добегания от наиболее удаленной части бассейна до замыкающего створа.

В зоне больших продолжительностей показатели степени редукции n предельной интенсивности стока $\overline{q}_{\text{макс}_\tau} = \psi(\tau)$ по всем рассмотренным половодьям существенно больше и в годы с высокими суточными волнами обычно составляют 0,30—0,46 (табл. 3).

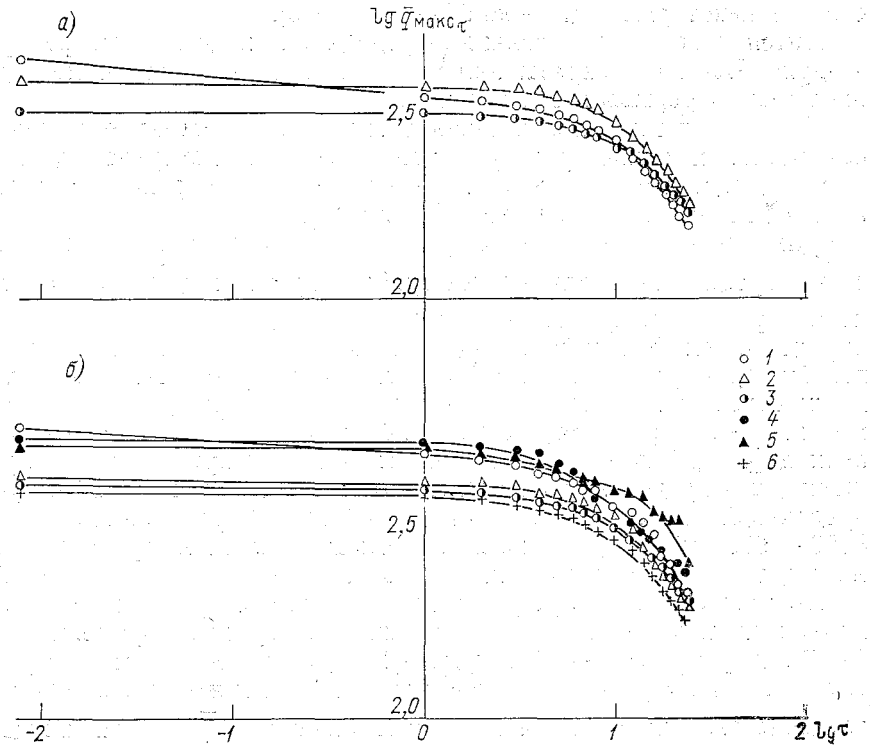


Рис. 1. Редукция предельной интенсивности стока весеннего половодья по времени осреднения τ ч по водотокам Колымской воднобалансовой станции. *а* — за 1956 г. ($\overline{q}_{\text{макс}\ \tau} = \psi(\tau)$), *б* — 1 %-ной обеспеченности ($\overline{q}_{\text{макс}\tau_{1\%}} = \psi(\tau)$).

1 — руч. Северный, *2* — руч. Дождемерный, *3* — руч. Встреча, *4* — руч. Контактовый-Нижний, *5* — руч. Контактовый-Средний, *6* — руч. Южный.

За принятые интервалы времени установлены статистические параметры $\overline{q}_{\text{макс}_\tau}$ и построены кривые обеспеченности предельных интенсивностей стока. В результате по каждому водотоку получены редукционные зависимости $\overline{q}_{\text{макс}_{\tau_{1\%}}} = \psi(\tau)$ в интервале от 1 с до 24 ч. И в этом случае обнаруживается очень слабая редукция в зоне малых продолжительностей (рис. 1 *б*) до 2 ч на самом маленьком водосборе и до 4—5 ч на наиболее крупных при изменении параметра n от 0,03 до 0,08. В зоне $\tau_{\text{кр}} = 24$ ч параметр n колеблется от 0,24 до 0,44. Известно, что нарастание площади во-

Таблица 3

Ручей	Площадь водосбора, км²	Средний уклон водосбора, ‰	$\frac{\tau_{кр\,набл}}{\tau_{кр\,1\,\%}}$	n в диапазоне $\frac{(1с-\tau_{кр})_{наб}}{(1с-\tau_{кр})_{1\,\%}}$	n в диапазоне $\frac{(\tau_{кр}-24\,ч)_{набл}}{(\tau_{кр}-24\,ч)_{1\,\%}}$	$F_{кр}$ км²
Контактовый-Средний	14,2	413	$\frac{5}{5}$	$\frac{0,05}{0,08}$	$\frac{0,30}{0,24}$	185
Контактовый-Нижний	21,2	407	$\frac{5}{5}$	$\frac{0,05}{0,06}$	$\frac{0,46}{0,44}$	185
Встреча	5,35	401	$\frac{4}{4}$	$\frac{0,04}{0,03}$	$\frac{0,35}{0,28}$	120
Дождемерный	1,43	432	$\frac{4}{3}$	$\frac{0,05}{0,06}$	$\frac{0,40}{0,40}$	80
Северный	0,38	388	$\frac{3}{3}$	$\frac{0,04}{0,05}$	$\frac{0,40}{0,40}$	80
Южный	0,27	303	$\frac{2}{2}$	$\frac{0,04}{0,03}$	$\frac{0,29}{0,29}$	40

досбора по длине водотока имеет почти квадратичный закон. Таким образом, если исчислять показатели степени редукции не по времени, а по площади, то их значения уменьшаются примерно в 2 раза и в зоне повышенной редукции составят 0,12—0,22. Если принять $v = 1,5$ м/с и зависимость $L = 2F^{0,56}$, то критическое значение площади водосбора $F_{кр}$, с которого начинается заметное уменьшение значений $q_{макс\,1\,\%}$, составляет 40—185 км² (табл. 3).

Далее была исследована зависимость $q_{макс\,1\,\%} = f(F)$. Использовались материалы наблюдений по максимальному стоку весеннего половодья всех малых водотоков Колымской и Бомнакской водно-балансовых станций и рек района с площадями водосборов до 70 000 км². Максимальные расходы 1 %-ной вероятности превышения вычислены по кривым обеспеченности, параметры которых получены путем обработки данных наблюдений. На рис. 2 точки, принадлежащие малым и большим рекам, расположились сравнительно узкой полосой, с наклоном, соответствующим показателю степени редукции $n = 0,17$. Зона пониженной редукции с показателем степени $n = 0,05 \div 0,06$ прослеживается в зоне площадей примерно до 150 км². В зоне площадей водосборов менее 1 км² редукция отсутствует. Аналитическое выражение верхней огибающей $q_{макс\,1\,\%} = f(F)$

$$q_{макс\,1\,\%} = \frac{q'_{макс\,1\,\%}}{(F + C)^n} \qquad (1)$$

при численных значениях параметров $\bar{q}_{\text{макс}_{1\,\%}} = 1{,}5$ м³/(с·км²), $n = 0{,}17$, $C = 75$ км².

Как уже отмечалось, редукция предельной интенсивности стока по времени осреднения для шести водотоков имеет разные показатели, что объясняется различной подстилающей поверхностью этих водотоков. Если принять для верхней огибающей показатель степени $n' = 0{,}30$, то в аналитическом выражении вида

$$\bar{q}_{\text{макс}_{\tau_{1\,\%}}} = \frac{q''_{\text{макс}_{1\,\%}}}{(\tau + C)^{n'}} \qquad (2)$$

значение параметров $q_{\text{макс}_{1\,\%}}$ составляет 1,0 м³/(с·км)², C — 7 ч.

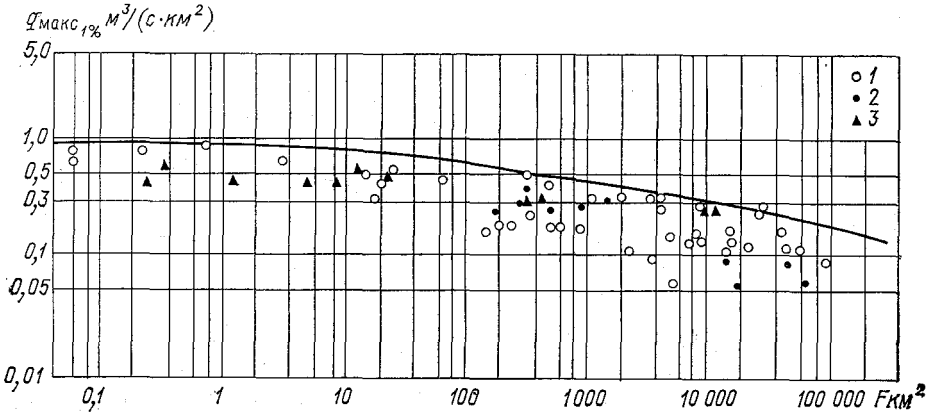


Рис. 2. Редукция предельной интенсивности стока весеннего половодья 1 %-ной обеспеченности по площади $q_{\text{макс}\,1\,\%} = f(F)$ по водотокам Бомнакской стоковой станции и бассейна р. Амур (*1*), водотокам бассейна р. Лена (*2*) и водотокам Колымской воднобалансовой станции (*3*).

Выполненные исследования предельной интенсивности стока весеннего половодья по гидрографам малых водотоков Колымской воднобалансовой станции позволяют сделать следующие выводы:

1. По материалам непрерывных записей хода стока с малых водосборных площадей можно получить объективные значения зональных расчетных параметров редукционных формул для больших и, что особенно важно, для малых водосборов.

2. Зона пониженной редукции по времени и по площади определяется интенсивностью снеготаяния и водоотдачи из снежного покрова, скоростями стекания и добегания и размерами водосборов.

3. По гидрографам стока с малых площадей даже отдельных высоких половодий можно установить вполне обоснованное очертание редукционной зависимости и значения ее параметров. Следовательно, можно в любом районе организовать кратковременные (1—3 года) наблюдения за весенним половодьем с малых во-

досборов. Такие наблюдения более доступны и не менее надежны, чем определение максимальных расходов воды по меткам высоких вод.

4. Показатели степени в зоне повышенной редукции по времени, установленные по гидрографам, подтверждаются зависимостью модулей максимального стока от площади водосбора, полученной по сетевым наблюдениям, и в целом соответствуют значению n, принятому в СН 435-72 [12].

5. Все это дает основание рекомендовать использование зависимостей и параметров, определенных по гидрографам стока с малых водосборных площадей, в исследованиях и расчетах максимальных расходов весеннего половодья малых и средних водотоков и таким образом восполнить недостаток материалов сетевых наблюдений на малых водосборах.

В дальнейших исследованиях необходимо обратить внимание на ход редукции предельной интенсивности стока с малых водосборов при различных характеристиках их подстилающей поверхности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Горошков И. Ф. К вопросу редукции модулей максимального стока.— Труды ЛГМИ, 1968, вып. 28, с. 19—26.
2. Горошков И. Ф. Исследование редукции предельной интенсивности дождевого стока по материалам наблюдений.— Труды ЛГМИ, 1975, вып. 55, с. 118—137.
3. Горошков И. Ф. Редукция предельной интенсивности стока дождевых паводков по материалам Приморской воднобалансовой станции.— Труды ДВНИГМИ, 1977, вып. 69, с. 52—64.
4. Клибашев К. П., Горошков И. Ф. Гидрологические расчеты.— Л.: Гидрометеоиздат, 1970.— 460 с.
5. Материалы наблюдений Колымской воднобалансовой станции.— Магадан: 1948—1975 гг.— 203 с.
6. Мокляк В. И. О редукции модулей максимальных расходов талых вод.— Метеорология и гидрология, 1949, № 3, с. 68—77.
7. Мокляк В. И. О природе редукции максимальных модулей стока.— Метеорология и гидрология, 1956, № 4, с. 51—52.
8. Основные гидрологические характеристики. Т. 19. Северо-Восток. Л.: Гидрометеоиздат, 1978.— 226 с.
9. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 19. Северо-Восток.— Л.: Гидрометеоиздат, 1969.— 281 с.
10. Соколов А. А. Максимальный сток талых вод элементарных (малых) бассейнов и природа его редукции.— Труды ГГИ, 1968, вып. 107, с. 63—111.
11. Соколовский Д. Л. Речной сток.— Л.: Гидрометеоиздат, 1968.—539 с.
12. Указания по определению расчетных гидрологических характеристик (СН 435-72).— Л.: Гидрометеоиздат, 1972.— 17 с.

Т. Г. Габецадзе (ГУ ГрузССР)

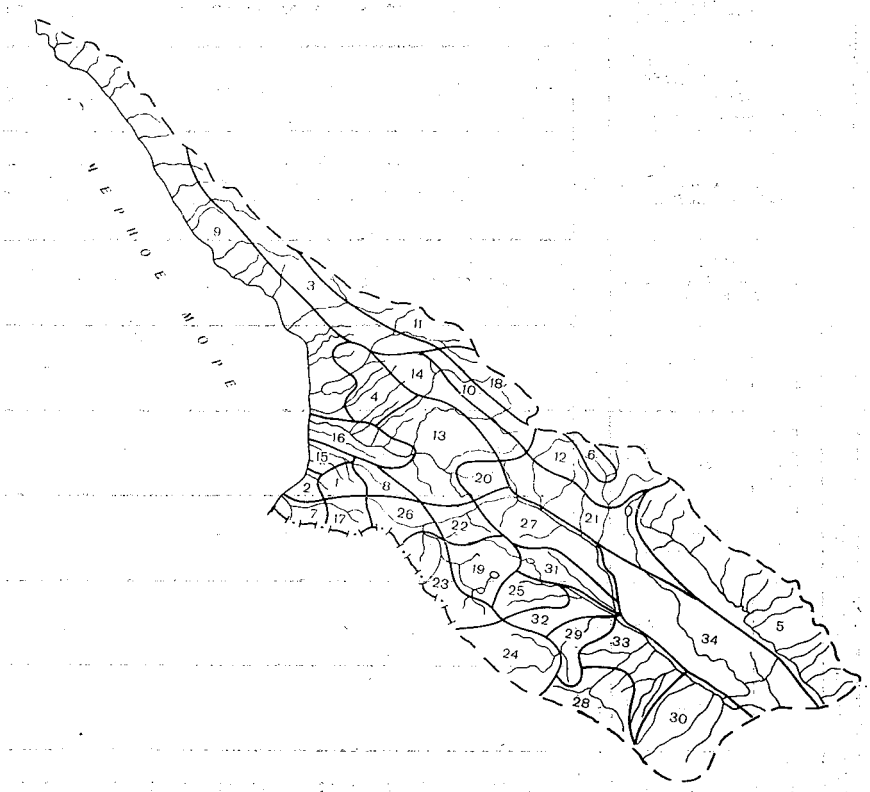
РЕГИОНАЛЬНАЯ ОЦЕНКА ПОДЗЕМНОГО ПРИТОКА И ФИЛЬТРАЦИОННЫХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД В БАССЕЙНАХ ГОРНЫХ РЕК ЗАПАДНОГО ЗАКАВКАЗЬЯ

Для гидрологического обоснования комплексного использования и охраны водных ресурсов, особенно в условиях интенсивно возрастающей эксплуатации подземных вод, особое значение приобретает региональная оценка взаимодействия речных и подземных вод. Одной из основных характеристик этого взаимодействия является подземный приток в реки, который одновременно служит прямым показателем подземной составляющей речного стока и естественных ресурсов подземных вод зоны интенсивного водообмена. При изучении взаимодействия речных и подземных вод существенно важное значение имеют региональные характеристики фильтрационных свойств пород водоносных горизонтов (комплексов, зон), в которых формируется подземный сток, поступающий в реки. Последняя характеристика имеет существенно важное значение при оценке эксплуатационных запасов подземных вод.

В сложных природных условиях взаимодействия речных и подземных вод в горных районах, в особенности при наблюдающейся до последнего времени ограниченности режимной гидрогеологической информации, региональная оценка подземного притока и фильтрационных свойств горных пород является практически трудно решаемой задачей. Поэтому в современных исследованиях прибегают к упрощенным способам и приемам получения указанных характеристик. Вариант такого решения рассматривается ниже.

По результатам исследований низкого стока и подземного притока рек Западного Закавказья предложен способ определения величин подземного притока по значениям 10-дневного минимального стока рек за наиболее маловодный сезон года [1]. На рисунке показаны районы с однозначной зависимостью подземного притока в реки от площади бассейна или от средней высоты водосбора. При районировании в первую очередь учитывались

условия питания подземных вод по продолжительности (кратковременные, сезонные, круглогодичные) и по величине (обильное, умеренное, скудное). Одновременно учитывалось, что степень участия подземных вод в питании рек в значительной мере определяется различной расчлененностью рельефа и глубиной эрозионного вреза водотока. При этом принято выделять речные бассейны



Районирование территории Западного Закавказья по закономерностям формирования подземного притока в реки.

1—34 — номера районов [1].

с различными условиями дренирования для водоносных горизонтов (зон) — сильно дренированные, дренированные, слабо дренированные. При определении границ районов учитывались границы гидрогеологических областей, выделенных И. М. Буачидзе по геологоструктурным признакам и гидродинамическим особенностям формирования подземных вод [2].

Модули подземного притока в реки и оценки основных условий взаимодействия речных и подземных вод в выделенных районах, ранжированные по величине подземного питания, приведены в таблице.

Значения подземного притока в реки и осредненных коэффициентов фильтрации районов Западного Закавказья

Район	Модуль подземного притока в реки, л/(с·км²)	Оценка условий подземного питания рек: питание подземных вод: круглогодичное	сезонное	кратковременное	обильное	умеренное	скудное	дренированность территории: сильно дренированная	дренированная	слабо дренированная	Обобщенный показатель условий подземного питания рек	Приведенный модуль подземного притока, л/(с·км²)	Занимаемое место района по приведенному модулю подземного притока	Осредненный коэффициент фильтрации, м/сут: определенный по предлагаемой методике	по опытным данным
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
1	58,68	3			3			3			9	6,52	1	11,81	
2	37,62	3			3				2		8	4,70	2	8,51	5,79
3	28,02		2		3			3			8	3,50	3	6,34	
4	21,76	3			3				2		8	2,72	5	4,93	
5	21,24		2		3				2		7	3,03	4	5,48	5,92
6	18,15			1	3			3			7	2,59	6	4,69	
7	16,39	3			3				2		8	2,05	6	3,71	
8	15,56	3			3			3			9	1,73	10	3,13	
9	15,47		2		3				2		7	2,21	7	4,00	3,97
10	13,42		2		3			3			8	1,68	11	3,04	
11	12,50			1	3			3			7	1,79	9	3,24	
12	11,12		2		3			3			8	1,39	12	2,52	
13	10,59	3			3				2		8	1,32	15	2,39	
14	9,97		2		3			3			8	1,25	17	2,26	
15	9,49	3			3					1	7	1,36	13	2,46	2,84
16	9,43	3			3					1	7	1,35	14	2,44	2,48

Район	Модуль подземного притока в реки, л/(с·км²)	Оценка условий подземного питания рек									Обобщенный показатель условий подземного питания рек	Приведенный модуль подземного притока, л/(с·км²)	Занимаемое место района по приведенному модулю подземного притока	Осредненный коэффициент фильтрации, м/сут	
		питание подземных вод						дренированность территории							
		круглогодичное	сезонное	кратковременное	обильное	умеренное	скудное	сильно дренированная	дренированная	слабо дренированная				определенный по предлагаемой методике	по опытным данным
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
17	8,83	3			3			3			9	0,98	20	1,77	
18	8,36		2	1	3			3			7	1,19	18	2,15	
19	8,18				3				2		7	1,17	19	2,12	
20	7,60	3	2		3				2		8	0,95	21	1,72	
21	7,60		2			2			2		6	1,27	16	2,30	2,30
22	6,66		2			2		3			7	0,95	22	1,63	
23	5,70		2			2			2		6	0,95	23	1,63	
24	5,08		2		3				2		7	0,73	26	1,32	
25	4,64		2			2			2		6	0,77	24	1,39	
26	4,75						1		2		5	0,62	27	1,12	
27	3,26	3	2				1		2		6	0,75	25	1,36	
28	2,46		2				1		2		5	0,49	29	0,89	
29	2,28		2				1		2		5	0,49	30	0,89	
30	2,24		2				1			1	4	0,56	28	1,01	
31	1,80		2				1		2		5	0,36	31	0,65	
32	1,16		2				1		2		5	0,23	33	0,42	
33	0,96		2				1			1	4	0,24	32	0,43	
34	0,50		2				1			1	4	0,12	34	0,22	

Указанные в таблице значения модулей подземного притока дают прямую характеристику взаимодействия речных и подземных вод в бассейне, степень участия подземных вод в формировании речного стока в зависимости от всего комплекса природных факторов.

Как известно, определение коэффициентов фильтрации для водоносных горизонтов (комплексов и зон) в горных районах является весьма трудной задачей. В еще большей мере оно осложняется при необходимости региональной оценки коэффициента фильтрации для относительно больших участков речных бассейнов. Ниже приведено описание способа приближенного расчета коэффициента фильтрации дренируемого водоносного пласта (зоны) речного бассейна по соотношению значений подземного притока и коэффициентов фильтрации для «опорного» района, полученным по опытным данным.

Способ основан на следующих положениях.

Фильтрационные свойства горных пород, слагающих бассейны рек, при однозначном влиянии всех других природных факторов формирования подземного стока определяют величины подземного притока в реки — чем лучше фильтрационные свойства горных пород, тем больше модуль подземного притока.

Влияние основных факторов формирования подземного питания реки, за исключением фильтрационных свойств дренируемых водоносных пластов (зон), может быть приближенно учтено по характеристикам условий питания подземных вод и их дренирования в системе условной трехбалльной оценки, рассмотренной ниже (графы 3—12 таблицы). Продолжительность и интенсивность питания подземных вод, а также степень дренированности могут быть охарактеризованы «обобщенным показателем» условий подземного питания рек, представляющим сумму баллов по указанным частным показателям. При этом принята следующая система оценок. Круглогодичное, обильное питание и сильно дренированная территория оцениваются в три балла каждое; сезонное, умеренное питание, дренированная территория — в два балла; кратковременное, скудное питание, слабо дренированная территория — в один балл.

«Приведенный модуль подземного притока» характеризует ту часть подземного стока, которая определяется фильтрационными свойствами водоносного пласта (зоны), т. е. является прямым показателем этих особенностей. Чем больше приведенный модуль для района, тем лучше фильтрационные свойства водоносного пласта (зоны) в нем. Его значение может быть получено делением модуля подземного притока на обобщенный показатель условий подземного питания рек, что элиминирует значения фильтрационных свойств пласта.

Для установления региональных значений коэффициентов фильтрации для неизученных районов предлагается использовать соотношение приведенных модулей подземного притока по районам и осредненных значений коэффициента фильтрации для опорного

района, определенного по результатам гидрогеологических опытных работ. Расчет может быть произведен по уравнению

$$k_x = \frac{k_0 q_x}{q_0},$$

где k_x, k_0 — коэффициенты фильтрации в изучаемом и опорном районах, q_x, q_0 — приведенные модули подземного притока для этих же районов.

Для расчетов, выполненных для территории Западного Закавказья, а также для анализа их результатов были использованы значения осредненных коэффициентов фильтрации по отдельным объектам, определенных по результатам разведочных работ с целью оценки эксплуатационных запасов подземных вод, проведенной Управлением геологии ГрузССР. За опорный район для рассматриваемой территории автор принял район *21*, для которого, по его данным, осредненный коэффициент фильтрации определен наиболее объективно.

Анализ результатов расчета коэффициентов фильтрации (см. таблицу) показывает следующее.

Обнаруживается хорошая сходимость расчетных значений рассматриваемых коэффициентов с данными их опытных определений по районам *2*, *5*, *9*, *15*, *16*, *21* (графа 1 таблицы). Имеющиеся отклонения по району *2* объясняются тем, что оценка коэффициента фильтрации по опытным данным производилась только для равнинной территории района, где распространены четвертичные отложения, характеризующиеся сравнительно небольшим коэффициентом фильтрации. В горной части района получили развитие горные породы с бо́льшим коэффициентом фильтрации.

Как видно из сравнения граф 1, 2 и 14, 13 таблицы, изменилось положение некоторых районов по значениям модуля подземного притока и приведенного модуля, что в первую очередь определяется фильтрационными особенностями пород, слагающих бассейны в этих районах.

Изменение мест районов *4* и *5* (по модулям подземного стока) объясняется различным возрастом развитых в них закарстованных известняков. В районе *4* преобладают породы мелового возраста, а в районе *5* — более древние, более промытые, с бо́льшим коэффициентом фильтрации.

Районы *6*, *12* и *13* не отличаются по фильтрационным свойствам дренируемых водоносных пластов и сохраняют свои места по величинам приведенного модуля.

Самые сложные условия притока подземных вод в реки наблюдаются в районах *15* и *16*. Они охватывают низменную часть Колхиды, территория которой заболочена и покрыта четвертичными песчано-галечными и глинистыми образованиями общей мощностью более 400 м. Подземный приток в реки очень затруднен из-за пологих форм рельефа, но по коэффициенту фильтрации эти районы занимают соответственно 14-е и 15-е места. В структурном отношении они представляют глубоко погруженную

синклинальную депрессию, развитую в основном в меловых отложениях, в которых циркулируют поровые, трещинные и трещинно-карстовые напорные воды. По данным многочисленных структурных скважин, пробуренных вдоль побережья Черного моря, установлено, что разгрузка напорных вод в море не происходит. Следовательно, высокие модули подземного притока в реки можно объяснить перетеканием напорных вод в вышележащие горизонты, которые в свою очередь дренируются реками. Это является одной из причин, способствующих заболачиванию Колхиды.

Район *21* находится в провинции сезонного питания подземных вод при умеренном выпадении атмосферных осадков, что определяет сравнительно невысокий модуль подземного притока в реки. Этот район совпадает с территорией распространения Картлийского артезианского бассейна поровых, трещинных и трещинно-карстовых вод. Следовательно, по коэффициенту фильтрации он занимает более высокое 7—16 место.

Самый низкий модуль подземного притока в реки наблюдается в районе *34*, который охватывает обширную территорию южной Кахетии, среднее и нижнее течение р. Иори и нижнее течение р. Алазани. Здесь развито большое число замкнутых бессточных котловин, климат засушливый, континентальный. Район слагают слабо обводненные мезо- и кайнозойские образования, характеризующиеся очень малым коэффициентом фильтрации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Габецадзе Т. Г. Минимальный сток и подземное питание рек Западного Закавказья.— Труды ГГИ, 1976, вып. 253, с. 92—109.
2. Гидрогеология СССР. Т. X.— М.: Недра, 1979, с. 216—249.

Н. Ф. Рудченко (ГГИ)

ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ ВОДОХРАНИЛИЩ НА РЕЖИМ ПОДЗЕМНЫХ ВОД И ФИЛЬТРАЦИЮ В БЕРЕГА МЕТОДОМ ЭЛЕКТРОМОДЕЛИРОВАНИЯ

Создание водохранилищ является необходимым условием рационального использования водных и энергетических ресурсов для нужд народного хозяйства. Однако последствия, вызванные влиянием водохранилищ на водный режим территории, требуют привлечения значительных капиталовложений на проектирование и создание защитных гидротехнических сооружений от подтопления прибрежных зон. Экономическая эффективность проектирования таких сооружений тесно связана с точностью прогноза фильтрационных потерь из водохранилища и развития подпора подземных вод на различные периоды времени после создания водохранилищ. Опыт эксплуатации водохранилищ указывает на необходимость повышения точности существующих методов прогноза. В связи с этим возникает вопрос о проведении дополнительных исследований по усовершенствованию методов прогноза влияния водохранилищ на водный режим территории.

В настоящее время существует ряд методов расчета фильтрационных потерь и подпора подземных вод, из которых можно выделить: аналитический, конечных разностей и аналогового моделирования. Если применение первых двух методов возможно только при значительной схематизации природных условий, то последний метод позволяет проводить детальную качественную и количественную оценку влияния различных факторов на развитие подпора подземных вод и на изменение фильтрационных потерь из водохранилища в сложных природных условиях [1—3, 5, 6].

В данной работе приведены результаты оценки точности решения задач определения подпора подземных вод методом электромоделирования. Рассмотрен также вопрос о количественном изменении величины фильтрационного расхода и объема воды, потерянной на насыщение берегов водохранилища, для различных периодов времени с учетом стадий наполнения водоема.

Решение задач неустановившейся геофильтрации методом аналогового электромоделирования осуществляется в основном двумя путями: по методу Либманна (RR_t-схема), либо резисторно-емкостным методом (RC-схема). При решении прогнозных задач с различной цикличностью работы водохранилища метод Либманна является трудоемким и экономически неэффективным. В этом отношении бо́льшие возможности имеют гидравлические интеграторы, но трудности, связанные с подготовкой их к работе, а также громоздкость этих устройств ограничивают возможности их применения. Нами в основу решения задачи был принят RC-метод. Применение нового моделирующего устройства ЭЛИН-ГГИ, разработанного в Отделе подземного стока ГГИ [4] и предназначенного для решения задач неустановившейся геофильтрации в условиях одномерных и двухмерных плосковертикальных потоков подземных вод, позволило при полной автоматизации процесса решения задачи провести комплекс исследований по изучению подпора подземных вод и фильтрационных потерь при эксплуатации водохранилища.

Для решения задачи оценки точности определения подпора подземных вод аналитическим методом и методом электромоделирования расчеты проводились по линеаризованным схемам плановой одномерной геофильтрации применительно к условиям однородного полуограниченного потока по принципу суперпозиции, то есть первоначальное положение уровня подземных вод принималось за нулевое. Количественная оценка фильтрационного расхода и объема воды, потерянной на насыщение берегов при различных периодах наполнения водохранилища, решалась с учетом инфильтрационного питания.

Расчет параметров электроаналоговой модели для выбранной схемы геофильтрации проводился по общепринятой методике, в основу которой положен пересчет фильтрационных параметров в электрические через масштабные коэффициенты напоров $\alpha_н$, сопротивлений $\alpha_ф$, емкостей α_c, расходов α_Q и времени α_t, связанных между собой уравнением

$$\frac{\alpha_t}{\alpha_c \cdot \alpha_н} = \frac{\alpha_ф}{\alpha_н} = \frac{1}{\alpha_Q}. \qquad (1)$$

В качестве примера рассматривался схематизированный гидрогеологический разрез области геофильтрации протяженностью $L = 25\,200$ м, который был разбит с переменным шагом на шестнадцать блоков (рис. 1). Фильтрационные сопротивления между центрами блоков пересчитывались в электрические сопротивления резисторов R_1—R_{16}, емкости блоков — в электрические емкости. Расчеты проводились для одного значения мощности водоносного пласта ($m = 40$ м). Коэффициенты фильтрации k и гравитационной емкости пород μ имели соответственно значения 10 м/с и 0,2.

Перед решением задачи был произведен анализ точности задания электрических параметров модели. В результате было

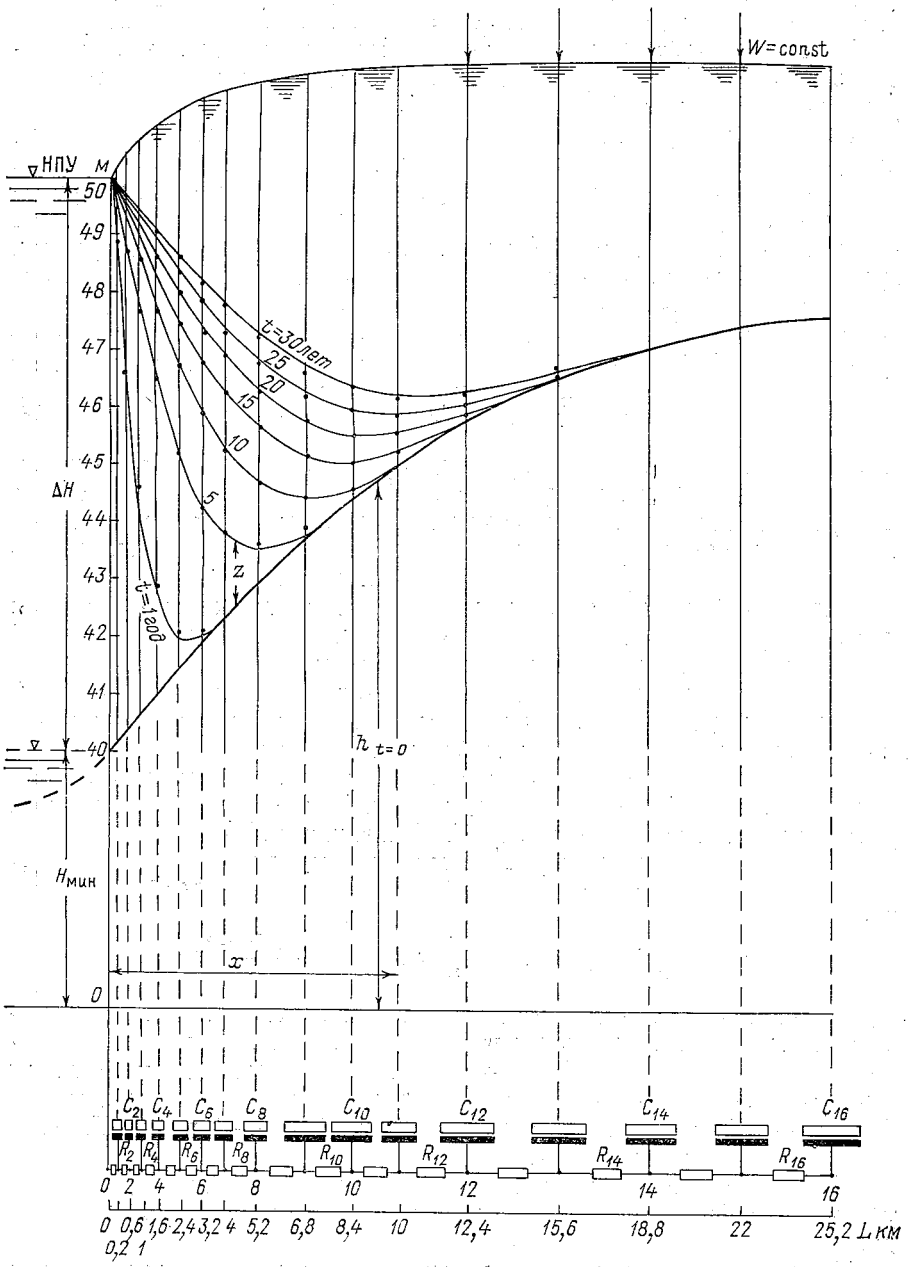


Рис. 1. Схема электроаналоговой модели геофильтрации и положения депрессионных кривых при развитии подпора.

Кривые на графике означают положение депрессионной поверхности по данным аналитических расчетов, точки — по данным моделирования.

выявлено, что погрешность задания электрических сопротивлений составляет 0,06 %, а электрических емкостей конденсаторов — 1,3 %. Это говорит о том, что отклонение этих параметров от расчетных значений не оказывает практического влияния на точность решения поставленной задачи.

Далее была решена задача определения подпора подземных вод методом электромоделирования и аналитическим методом. На первом этапе рассматривался установившийся режим геофильтрации. Интенсивность инфильтрационного питания в данном случае была принята $W = 1{,}05 \cdot 10^{-5}$ м/сут. При задании соответствующих граничных условий на модели было получено распределение электрических потенциалов, которые были пересчитаны в уровни подземных вод для всего участка геофильтрации. Одновременно по формуле Г. Н. Каменского [5] была рассчитана кривая депрессии

$$h_x = \sqrt{h_1^2 + \frac{W}{K}(L - x)\,x}\,, \qquad (2)$$

где K — коэффициент фильтрации, м/сут; m — мощность водоносного пласта у уреза водохранилища, м; W — инфильтрация, м/сут; L — расстояние между водохранилищами, м; x — расстояние от водохранилища до рассматриваемого сечения, м; h_1 — мощность водоносного пласта у уреза водохранилища, м.

Сопоставление данных, полученных аналитическими расчетами и моделированием показало, что расхождение отметок уровней подземных вод не превышает одного процента.

Оценка точности решения задачи определения подпора подземных вод для неустановившегося режима геофильтрации давалась с учетом идентичности выбранных условий для электроаналоговой модели и для аналитических расчетов, т. е. подъем уровня воды в водохранилище принимался мгновенным. Аналитический расчет выполнялся по формуле Н. Н. Веригина [1]

$$z = \sqrt{h_{t=0}^2 + (\Delta H^2 - H_{\text{мин}}^2)[1 - \Phi(\lambda)]} - h_{t=0}, \qquad (3)$$

где

$$\lambda = \frac{x}{2\sqrt{at}}\,, \qquad a = \frac{K}{\mu} h_s, \quad h_s = \frac{2H_1 + h_1}{3}\,,$$

где z — подпор грунтовых вод в сечении, находящемся на расстоянии x от уреза водохранилища в момент времени, $h_{t=0}$ — глубина грунтового потока в том же сечении в естественных условиях (при $t = 0$), $H_{\text{мин}}$ — глубина потока в месте уреза водохранилища (до подпора), ΔH — то же после подпора, $\Phi(\lambda)$ — функция Крампа (определяется по графику).

Моделирование и аналитический расчет проводились для всего участка геофильтрации на период развития подпора до тридцати лет.

На рис. 1 приведен построенный по результатам расчетов ряд депрессионных кривых, анализ которых показал, что расхождение уровней подземных вод, рассчитанных двумя методами, не превышает 5 %.

На этом же рисунке показана зона развития подпора подземных вод для данных гидрогеологических параметров, которая за тридцатилетний период распространяется на расстояние до 15 км.

Следующим этапом работы явилась количественная оценка

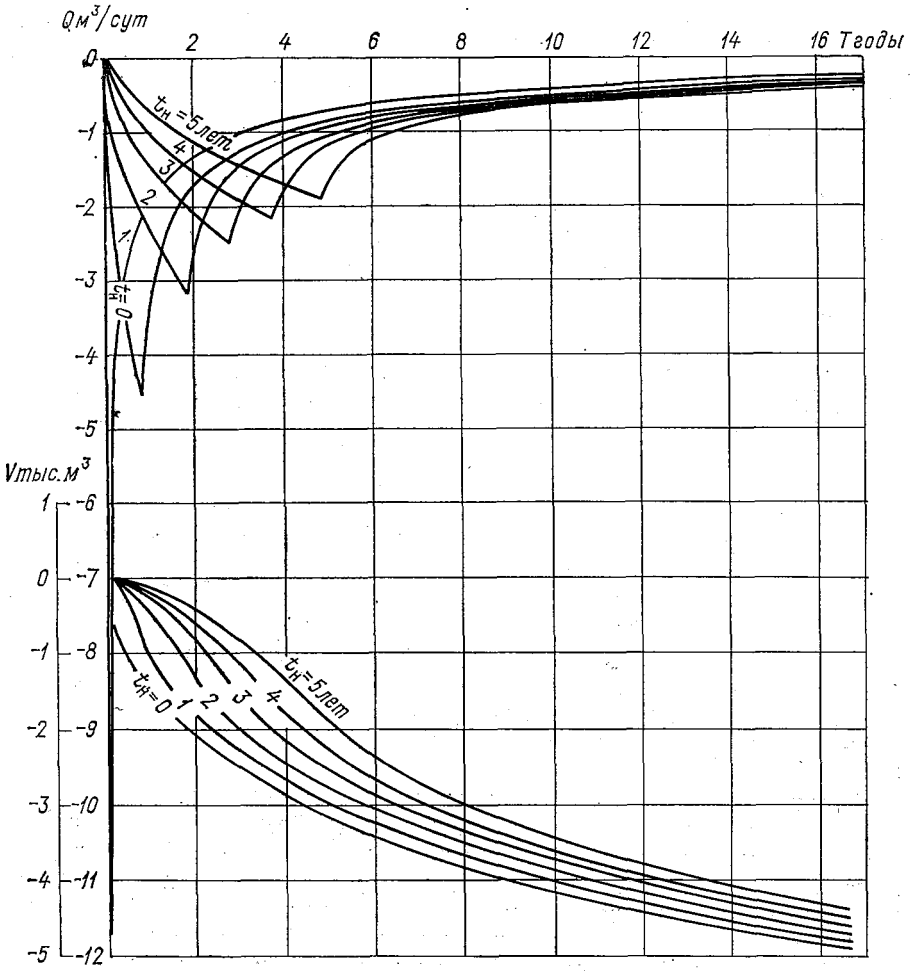


Рис. 2. Изменение объема и расхода фильтрационных потерь при различных периодах наполнения водохранилища.

фильтрационных потерь из водохранилища при различных периодах его наполнения. При расчетах периоды наполнения водохранилища изменяли от мгновенного до пятилетнего с временным шагом в 1 год; подъем уровня воды для данного режима наполнения производился до отметки $H=10$ м с дальнейшим постоянным стоянием уровня воды на отметке НПУ.

В результате решения были получены графики фильтрационных расходов воды и впервые методом электромоделирования графики объемов воды, потерянной на насыщение берегов водохранилища, в виде непрерывной функции (рис. 2).

Анализ графика изменения фильтрационного расхода воды при различных периодах наполнения (рис. 2) показал, что максимальный фильтрационный расход наблюдается при мгновенном наполнении водохранилища и с увеличением периода наполнения уменьшается. Для мгновенного наполнения максимальное значение фильтрационного расхода $Q = -11{,}1$ м^3/сут. При периоде наполнения от одного года до пяти лет эта величина уменьшается от —4,56 до —1,9 м^3/сут. По мере увеличения периода времени работы водохранилища до $T = 20$ лет значение фильтрационного расхода воды приближается к $Q = -0{,}3$ м^3/сут, стремящемуся через длительный период времени к такому значению, при котором восстанавливается фильтрационное питание водохранилища.

Количественная оценка потерь воды из водохранилища на насыщение берегов показывает, что с увеличением периода наполнения от мгновенного до пяти лет при постоянном НПУ интенсивность фильтрационных потерь, например, на первый год эксплуатации водохранилища уменьшается от 1550 до 100 м^3, за пятнадцатилетний период — от 4750 до 4200 м^3 (рис. 2).

Анализ графических зависимостей фильтрационных потерь из водохранилища, приведенных на рис. 2, позволил оценить погрешность аналитических расчетов указанных характеристик, проводимых без учета периода наполнения водохранилища. Так, например, погрешность определения фильтрационного расхода с увеличением периода наполнения от одного года до пяти лет по отношению к мгновенному наполнению составила от 59 до 83 %. Соответствующая погрешность при определении объема фильтрационных потерь на первый год работы водохранилища составила 32—94 %.

Таким образом, метод аналогового электромоделирования с применением нового моделирующего устройства позволяет получить с высокой точностью прогнозные характеристики влияния водохранилищ на режим подземных вод и фильтрацию в берега при любых граничных и начальных условиях. В дальнейшем намечается продолжение исследований по этой теме с учетом суточной, недельной и сезонной цикличностей работы водохранилища для различных соотношений гидрогеологических параметров.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Веригин Н. Н. Движение грунтовых вод вблизи водохранилищ и методика расчета подпора и потерь на фильтрацию.— Труды ВОДГЕО, 1952, с. 253—272.
2. Вевиоровская М. А., Кравченко И. П., Румянцев С. А. Методы аналогий применительно к фильтрационным расходам.— М.: Изд-во МГУ, 1962.— 257 с.

Колесов Г. П. Об использовании метода ана-
рования при оценке взаимодействия подземных и по-
уды ГГИ, 1977, вып. 240, с. 113—138.
3. Завилейский З. К методике оценки подземного притока в реки мето-
логового электрования.— Труды ГГИ, 1978, вып. 253, с. 16—30.
верхностных И. А. Гидрогеологические расчеты.— М.: Углетехиз-
4. Завилей
дом
5. Ск М., Кравченко И. П., Пашковский И. С. Прак-
тике подземных вод.— М.: Изд-во МГУ, 1969, с. 62—107.

М. Б. Рябова (ГГИ)

ИЗУЧЕНИЕ ВЛИЯНИЯ ТРЕЩИНОВАТОСТИ ПОРОД НА ФОРМИРОВАНИЕ ПОДЗЕМНОГО СТОКА МЕТОДОМ ЭЛЕКТРОМОДЕЛИРОВАНИЯ

Массивы трещиноватых и закарстованных пород характеризуются наличием зон высокой водопроницаемости, которые образуются в районах тектонических нарушений. Положение и фильтрационные свойства этих зон оказывают большое влияние на структуру подземного потока и распределение уровней подземных вод.

Необходимость учета зон повышенной трещиноватости при оценке естественных и эксплуатационных ресурсов подземных вод вытекает из того, что, обладая значительно более высокой водопроницаемостью по сравнению с окружающими породами, эти зоны заключают в себе значительный объем подземных вод. Учесть направление, размеры и водообильность всех этих зон по данным разведочного бурения практически невозможно, так как вследствие трудоемкости и большой стоимости этих работ нельзя создать достаточно густую сеть наблюдательных скважин. Поэтому необходимо применять косвенные методы исследований, одним из которых является метод аналогового электромоделирования.

Цель настоящей работы состоит в том, чтобы показать возможность применения указанного метода для исследования зон повышенной трещиноватости водовмещающих пород на формирование и распределение подземного стока.

Объектом исследования было выбрано расположенное на западе Ленинградской области Ижорское плато, площадь которого составляет около 3000 км^2. Границей его с севера и запада является Балтийско-Ладожский уступ (глинт), с юга она совпадает с границей распространения девонских отложений. Речная сеть на плато ограничена. По ее границе наблюдается выклинивание подземных вод в виде источников, которые формируют многочисленные реки.

Геологическое строение Ижорского плато характеризуется наличием комплекса палеозойских и верхнепротерозойских пород,

залегающих на кристаллическом фундаменте. Находящиеся в верхней части разреза известняки ордовика разбиты двумя взаимоперпендикулярными системами вертикальных трещин тектонического происхождения северо-западного и северо-восточного направлений. Трещины пересекают карбонатные породы на всю их мощность (120—140 м). Ширина трещин порядка 2—10 см, местами встречаются тектонические трещины северо-восточного направления шириной до 15 см, которые формируют зоны повышенной трещиноватости шириной до 60 м, отстоящие друг от друга на 200—500 м. Карстовые формы приурочены в основном к этой системе трещин. Наряду с вертикальными тектоническими трещинами и широко распространенными трещинами напластования на Ижорской возвышенности отмечаются также трещины выветривания, которые прослеживаются до глубины 30 м [4].

Основной горизонт подземных вод находится на глубине 15—20 м и приурочен к известнякам ордовика.

В гидрогеологическом отношении территория Ижорского плато относительно хорошо изучена. Здесь имеется сеть наблюдательных скважин, по данным которой построены карты уровня подземных вод на различные периоды, данные об инфильтрационном питании и родниковом стоке по периферийной части плато.

В качестве исходной информации в работе использовались материалы Северо-Западной гидрогеологической партии, водно-балансовые характеристики, приведенные в работе Э. А. Зальцберга по оценке питания подземных вод карстовых районов [2], и результаты расчета среднего многолетнего зимнего минимального родникового стока северной части Ижорского плато, проведенного в отделе подземного стока ГГИ Н. С. Ратнер.

Уточнение гидрогеологических параметров по территории северо-запада Ленинградского артезианского бассейна проводилось в отделе подземного стока ГГИ на профильной электроаналоговой модели [1]. Результаты показали, что для учета влияния зон повышенной водопроводимости Ижорского плато необходимо перейти к плановой модели геофильтрации.

Первоначально задача решалась на сеточной модели масштаба 1 : 300 000. Но ввиду дискретности сеточной модели и мелкого масштаба при решении был встречен ряд методических трудностей. Для того чтобы избежать их, была создана сплошная модель из электропроводной бумаги масштаба 1 : 100 000.

На первом этапе исследований была поставлена задача воспроизвести на модели условия питания и разгрузки подземных вод, добиться установления уровня подземных вод в пределах натурных отметок.

Для перехода от гидрогеологических параметров к электрическим по известной методике [5] были вычислены масштабные коэффициенты напоров $\alpha_н = 10$ м/в, сопротивлений $\alpha_ф = 5{,}36 \times 10^{-7}$ сут/(м·Ом), расходов $\alpha_Q = 1{,}87 \cdot 10^7$ м/(А·сут).

Первый эксперимент проводился при однородном поле водопроводимости со значением $km = 850$ м/сут. Инфильтрационное

питание подавалось на модель равномерно по ортогональной сетке с шагом в 2 км. Отметки выходов родников были закреплены как граничные условия первого рода. Значение инфильтрационного питания, при котором удалось установить максимальные отметки уровня подземных вод, оказалось в три раза меньше исходного значения. Баланс питания и разгрузки соблюдался. Введение в модель зон водопроводимости, построенных по натурным данным, позволило лишь незначительно увеличить инфильтрационное питание. Кроме того, родниковый сток резко отличался от расчетного.

Для того чтобы увеличить инфильтрационное питание до исходной величины, не нарушая общего баланса между ним и родниковым стоком и не поднимая уровня подземных вод, необходимо учитывать зоны высокой водопроводимости, т. е. для данного района зоны повышенной трещиноватости.

Геофизические данные о тектонике по материалам Ропшинского отряда Ленинградской комплексной гидрогеологической экспедиции давали только приближенную картину распределения этих зон. Значения их водопроводимости отсутствовали. Поэтому достоверность воспроизведения на модели геофильтрационной схемы контролировалась по отметкам уровней воды в режимных скважинах, расположенных в зонах питания и транзита потока, отметкам выходов родников и по общему значению инфильтрационного питания. Вторым контролем правомерности задания зон стали значения родникового стока по отдельным бассейнам, формирующим реки, рассчитанные по гидрометрическим данным.

Поскольку такие данные имелись только для северо-западной части плато, основные разработки проводились на этом участке.

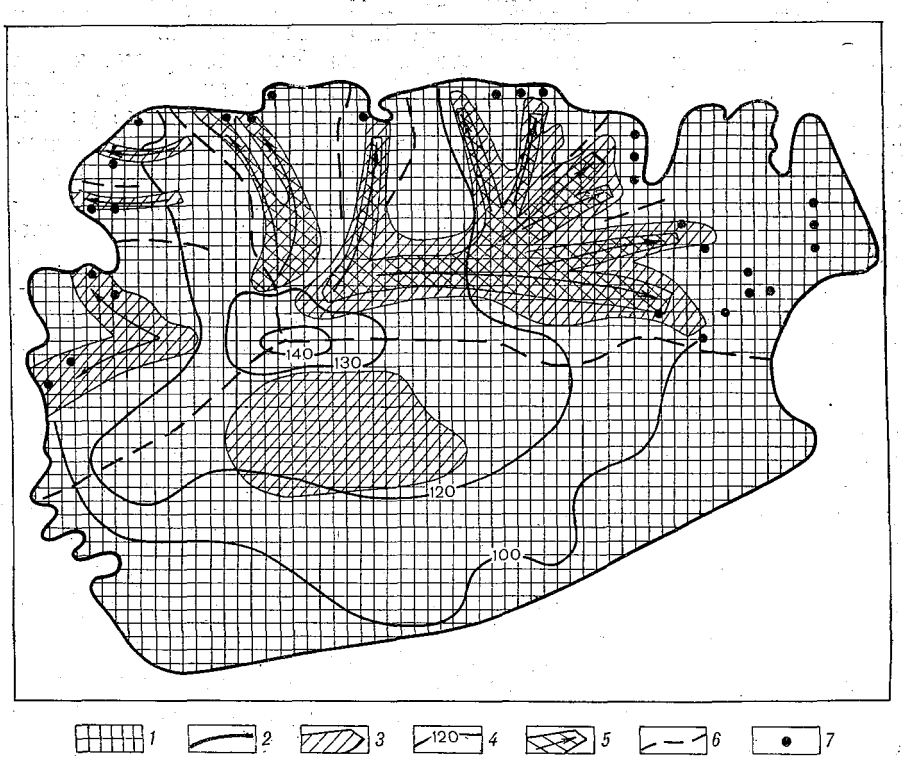
Родниковый сток южного направления был задан равномерно по гидроизогипсе с отметкой 100 м, снятой с натурной карты.

Для того чтобы имитировать на модели зоны высокой проницаемости, необходимо было в нужных направлениях значительно снизить электрическое сопротивление бумаги. Для этого были использованы полосы низкоомной бумаги, комбинации которой по ширине и числу слоев позволили получить необходимые результаты.

Родниковый сток, м³/с

Река	Расход по данным моделирования		Расход по гидрометрическим данным
	без учета трещиноватости	с учетом трещиноватости	
Систа	1,03	2,13	1,80
Воронка	0,22	0,64	0,32
Коваши	0,27	0,73	0,42
Шингарка	0,33	0,88	0,90
Стрелка	0,33	0,72	0,52
Ижора	1,70	2,42	2,81

Зоны повышенной трещиноватости на модели были ориентированы по направлениям, определенным в результате геофизических исследований, а водопроницаемость их задавалась таким образом, чтобы обеспечить необходимые отметки уровней в режимных скважинах. В результате серии опытов уровни на модели были приближены к натурным с точностью до 1—2 м. Измерение роднико-



Гидрогеологическая схема Ижорского плато по данным электромоделирования.

1 — сетка, по которой задано инфильтрационное питание, *2* — граница модели, *3* — зоны водопроницаемости до 2500 м²/сут, *4* — гидроизогипсы ордовикского водоносного горизонта, *5* — зоны интенсивной трещиноватости с водопроводимостью более 18 000 м²/сут с указанием направления потока, *6* — линии подземных водоразделов, *7* — выходы родникового стока.

вого стока проводилось при каждом опыте. Результаты экспериментов с учетом и без учета зон повышенной трещиноватости приведены в таблице, где даются также результаты расчета по натурным данным.

Расхождение значений родникового стока, полученных на модели, с расчетными данными было признано допустимым, так как гидрометрическим способом невозможно полностью учесть весь родниковый сток в районе формирования рек, тогда как метод аналогового электромоделирования позволяет учесть весь сток бассейна.

В результате проделанной работы на натурной карте водопроводимости ордовикского водоносного горизонта, на которой значения водопроводимости km находились в пределах 250—2500 м²/сут, были нанесены зоны со значениями km более 18 000 м²/сут. Такие значения водопроводимости указывают на наличие интенсивной трещиноватости. Тот факт, что в местах пересечения этих зон с глинтом наблюдаются мощные выходы родников, указывает на приуроченность к ним зоны повышенной обводненности.

Кроме того, по данным моделирования была построена карта уровня подземных вод, на которой обозначались водоразделы между отдельными бассейнами подземных вод. Это также указывает на то, что идущие первоначально единым потоком подземные воды затем распределяются по зонам повышенной трещиноватости. Причем для того чтобы сохранить отметку уровней близкой к натурным после задания на модели трещиноватости, инфильтрационное питание пришлось увеличить почти в три раза по сравнению с первоначальным. После этого значение $W_м = 11{,}08$ м³/с лишь незначительно отличалось от значения инфильтрации $W_н = 12{,}67$ м³/с, вычисленного по натурным данным. Изложенные результаты отражены на рисунке.

На настоящем этапе задача решалась в условиях установившегося потока. Следующим этапом исследования ставится решение нестационарной задачи. В этом случае учет трещиноватости возможен с помощью введения в модель дополнительного временного сопротивления на сетке Либманна или же подключения в узловые точки трещинных емкостей на RC-сетке [3].

Результаты настоящей работы будут уточняться по мере дальнейших исследований, но уже на данном этапе можно сделать вывод о значительном влиянии зон интенсивной трещиноватости на формирование и распределение подземного стока.

Хорошая сходимость результатов моделирования с натурными данными указывает на правильность выбранной методики исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Завилейский С. В., Колесов Г. П. Об использовании метода аналогового электромоделирования при оценке взаимодействия подземных и поверхностных вод.— Труды ГГИ, 1977, вып. 240, с. 113—137.
2. Зальцберг Э. А. Оценка питания подземных вод карстовых районов на примере Ижорского плато.— Труды ГГИ, 1978, вып. 253, с. 74—91.
3. Лукнер Л., Шестаков В. М. Моделирование геофильтрации.— М.: Недра, 1976.— 407 с.
4. Чикишев А. Г. Карст Ижорской возвышенности. Землеведение.— Сб. московского общества испытателей природы. Новая серия, 1974, том V, с. 28—36.
5. Шестаков В. М. Динамика подземных вод.— М.: Изд-во МГУ, 1973, 326 с.

В. Н. Колотаев (ГГИ)

ПРОЦЕСС ФОРМИРОВАНИЯ КРУПНЫХ НАЛЕДЕЙ ПОДЗЕМНЫХ ВОД (НА ПРИМЕРЕ МУРУРИНСКОЙ НАЛЕДИ)

Одной из особенностей проявления своеобразных природных условий в горно-складчатых областях на территории многолетней мерзлоты является образование наледей подземных вод. В наиболее суровых условиях, например на Северо-Востоке СССР, площадь отдельных из них может достигать нескольких десятков и сотен квадратных километров. В частности, в зоне БАМ площади гигантских наледей приближаются к 10 км^2. Закономерности их распространения по территории, режим в годовом и многолетнем циклах изучены достаточно детально [1, 6, 7 и др.]. Очень мало известно о механизме формирования наледей подземных вод, хотя причины и схемы выхода наледеобразующих вод на поверхность описаны во многих работах.

Основной вывод из результатов выполненных исследований заключается в том, что наледи возникают там, где маломощные водоносные системы зимой быстро перемерзают и приходящие с выше расположенных частей бассейна подземные воды выходят на дневную поверхность.

Причины существования суженных частей водоносных трактов, играющих роль барьера, «подпруживающего» подземный поток, многочисленны и многообразны. Так, И. А. Некрасов и И. В. Климовский [5] считают, что в пределах Байкало-Становой части зоны БАМ наледи образуются на участках моренно-ригелевых комплексов, пережима главной долины конусами выноса притоков, приустьевых морен, выдвинутых ледниками-притоками в пределы магистрального трога в период сокращения оледенения, на перекатах с малыми глубинами воды и т. п. [5]. Некоторые сведения о наледных процессах приведены в работах Ф. Э. Аре, Н. А. Букаева, В. Р. Алексеева, Н. Ф. Савко и др. [2—4].

Отсутствие достаточно ясных представлений по этому вопросу в настоящее время сдерживает разработку физически обоснованных схем расчета и прогноза характеристик наледей, необходимых

для оценки их гидрологической роли и разработки мер борьбы с ними.

Сложность изучения механизма формирования крупных наледей подземных вод связана в первую очередь с тем обстоятельством, что исследователь в подавляющем большинстве случаев не имеет возможности наблюдать за процессами, протекающими внутри промерзающих водоносных систем; он оценивает только конечный результат этих процессов, реализующихся, как правило, на поверхности.

В настоящей работе рассматриваются первые результаты изучения механизма наледеобразования на примере Муруринской наледи в зимний период 1977-78 г. Она образуется при слиянии р. Мурурин и ручья Холодного. В верхней части наледной поляны расположена таликовая зона, маркируемая тополиными рощами, полыньями, выходами родников с температурой воды 2,5—3,0 °С. На поверхности наледной поляны, сложенной отсортированным крупнообломочным материалом, наблюдаются многочисленные мелководные протоки, рукава, ручьи, микроозера. Суммарный расход воды притоков и источников за зимний период составляет в среднем 0,3 м^3/с.

К 5/X 1977 г. на водотоках в пределах наледной поляны начал образовываться ледяной покров. В местах сужения русловых потоков поступающая вода стала выходить на поверхность льда и послойно замерзать в виде наледи, что отражает начало первой фазы ее образования. В середине октября на всех водотоках и микроозерах образовался устойчивый ледяной покров, а на поверхности аллювиальных отложений во многих местах наледной поляны появились пятна льда с желтыми прослойками, свидетельствующие о выжимании вод из промерзающих грунтов в слое их летнего оттаивания.

К концу октября произошло соединение обособленных массивов наледного льда и тем самым завершилось перекрытие большей части поляны кровлей, состоящей из промерзших рыхлых отложений и слоистого льда. При этом площадь Муруринской наледи сформировалась на 64,5 %, а ее объем увеличился на 5 % максимальных величин в конце сезона 1977-78 г. Такое соотношение площади и объема характерно и для других наледей подземных вод мерзлой зоны. В это время появились первые бугры пучения, приуроченные, как правило, к руслам проток и ручьев в пределах наледной поляны, в которых сток еще не прекратился.

По свидетельству Ф. Э. Арэ, «В панцире, покрывающем поверхность поляны, наиболее слабым местом является ледяной покров ручья. Под действием возрастающего давления снизу он прогибается, так как у берегов лед смерзается с поверхностным слоем поймы. Нижняя поверхность льда имеет температуру, близкую к 0 °С. Такой лед весьма пластичен и при медленном возрастании напоров способен изгибаться без растрескивания» [3, с. 108].

В первой половине ноября стали образовываться наледные бугры пучения на остальных частях поляны. Начало их образова-

ния характеризует вторую фазу в механизме формирования наледи. Последующие наблюдения показали, что выходы наледеобразующих вод в этот период приурочены к местам формирования бугров — либо у их основания, либо в непосредственной близости от них. Оказалось, что талые породы с циркулирующими в них подрусловыми наледеобразующими водами в пределах большей части наледной поляны представляют единую, гидравлически связанную водонапорную систему. Об этом можно судить по относительно синхронным колебаниям уровней воды в двух наледных буграх, расположенных в разных частях наледи. При этом колебания уровней воды имеют пульсирующий характер с суточным и внутрисуточным ходом.

Связь изменения уровней воды в буграх с изменением температуры воздуха на метеоплощадке «Зимовье» и суммарным расходом воды притоков явно не выражена, что свидетельствует о неоднозначности влияния последних на процесс наледеобразования. В то же время наблюдается тенденция повышения стока вытекающих на наледь водотоков через 3—5 суток после значительных похолоданий и как следствие увеличение гидродинамического напора и подъем уровней в наледных буграх.

Типичный разрез бугра пучения, полученный при вскрытии нескольких таких криогенных образований, представлен на рис. 1 *а*. В нем имеется четыре слоя: сверху слоистый лед толщиной от 20 до 50 см, ниже залегает слой сцементированной льдом гальки и песка толщиной 10—20 см, еще ниже — слой кристаллического льда с воздушными пузырьками вытянутой формы, продольные оси которых расположены в радиальных направлениях, а затем вода. Толщина предпоследнего слоя, сформировавшегося при замерзании поверхностной части центрального водного ядра, составляет 5—40 см. Радиально вытянутые пузырьки воздуха свидетельствуют о том, что содержащий их слой льда был образован в условиях гидравлического напора, а направление продольных осей пузырьков характеризует распределение нагрузок в бугре.

Местоположение бугров пучения в пределах наледи во второй фазе ее развития практически не менялось, что свидетельствует и о постоянстве мест разгрузки наледеобразующих вод. Зимой 1977-78 г. на Муруринской наледи зафиксировано 30 бугров высотой 0,5—2,0 м и площадью основания 10—2500 м^2.

С конца декабря, когда наледь сформировалась на 89 % по площади и на 34 % по объему, а средняя мощность льда достигла 1,04 м, механизм излияния наледеобразующих вод на поверхность изменился — наступила третья фаза формирования, продолжавшаяся до конца зимы. К этому времени почти все бугры пучения оказались залитыми льдом. На их месте стали формироваться небольшие возвышения в виде плоскогорий, которые к середине января увеличились в несколько раз по площади и высоте. Вскрытие этих образований показало, что в их разрезе наблюдаются прослои воды мощностью 0,5—1,0 м (рис. 1 *б*).

В процессе развития такой водно-ледяной гряды намечается две стадии. На первой стадии по мере поступления наледеобразующих вод происходит увеличение ее размеров по площади и высоте, а по краям образуются трещины. Продолжительность этой стадии составляет 5—20 суток. На второй стадии происходит разрушение водно-ледяной гряды, обычно вечером или ночью при значительном понижении температуры воздуха. Например, это

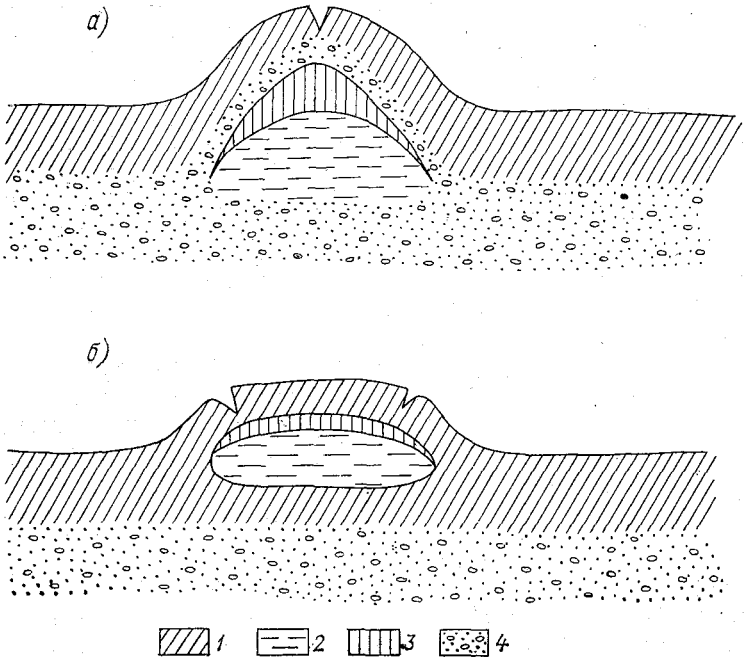


Рис. 1. Вертикальные разрезы наледного бугра (*а*) и водно-ледяной гряды (*б*).

1 — наледный лед, *2* — вода, *3* — лед, образованный в результате промерзания внутриналедных вод, *4* — поверхность наледной поляны.

наблюдалось 23 и 28/I, 5, 14 и 17/II при температуре воздуха соответственно —35,5; —34,4; —36,0; —30,2 и —18,7 °С. Прорвавшийся поток воды разносит куски льда по поверхности наледи на 10—50 м от места его выхода. Так, расход воды 28/I в момент прорыва составил 2,5 м^3/с. При этом длина разрушившейся стенки была равна 18 м. Вечером 29/I расход воды снизился почти в 5 раз, до —0,54 м^3/с. Через 5—7 суток выход воды из образовавшейся щели практически прекратился, а поверхность водно-ледяной гряды опустилась.

На месте бывших потоков наледеобразующих вод, как правило, образуются новые гряды меньших размеров, закономерности формирования и разрушения которых аналогичны рассмотренным выше.

На участках активного развития наледи формируются значительные по площади зоны водно-ледяных гряд, которые группируются вокруг бугров пучения, т. е. связаны с выходами наледеобразующих вод.

Местоположение зон водно-ледяных гряд, как и бугров пучения, остается практически неизменным в течение зимы, и они также являются зонами разгрузки наледеобразующих вод. И на этой фазе развития наледи все воды, циркулирующие в виде подруслового потока в непосредственной близости от наледи, внутри нее гидравлически связаны между собой. Об этом можно судить, во-первых, по результатам окрашивания воды уранином в одной из разрушившихся гряд, когда после запуска уранина окрашенные воды прошли через ряд соседних гряд, что можно было наблюдать визуально, и через 30 мин появились на поверхности наледи в 250 м ниже места запуска красителя, во-вторых, потому, что в период максимального развития крупных гряд перед их разрушением повышается уровень воды на незамерзающих участках р. Мурурин и руч. Холодного выше наледи.

Подстилающие грунты также вовлечены в наледный процесс, поскольку поверхностный слой наледной поляны при промерзании существенно деформируется, расслаивается горизонтальными ледяными жилами и поднимается при росте последних. Об этом свидетельствуют результаты нивелировки поверхности наледи.

Оказалось, что ледомерные вехи за период с 6/X 1977 по 20/III 1978 г. поднялись вместе с грунтом в среднем на 24,5 см. Особенно это поднятие заметно в зонах активного развития наледных бугров и гряд и во многих местах достигает 1—2 м (рис. 2). Этот вывод подтверждается также данными осеннего обследования наледной поляны, когда лед практически полностью стаял. В результате водной эрозии поверхности поляны под слоем песка и гальки в местах наибольших поднятий обнажились ледяные линзы мощностью до 1 м.

Возникает необходимость проведения как минимум трех контрольных нивелировок ледомерных вех: первой — при строительстве или реконструкции сети в осенний период, второй — на дату максимального развития наледи в апреле—мае перед началом или в первую неделю таяния льда, третьей — перед сходом ледяного покрова в теплый период.

Выходы наледеобразующих вод происходят не только в виде эпизодических прорывов, рассмотренных выше, но более частыми порциями через трещины у основания водно-ледяных гряд. На поверхности наледи всегда находится слой воды, не успевшей замерзнуть после ее выхода на лед и занимающей определенную площадь — «рабочую» площадь наледи. Результаты специальных ежедневных съемок по картированию этой площади в течение 45 дней (с 18/I по 3/III) показали, что ее доля от общей площади наледи ($k=\frac{f_р}{F_н}\cdot 100\ \%$) изменяется в пределах от 12 до 38 % и в среднем составляет около 20 % (см. таблицу). При этом

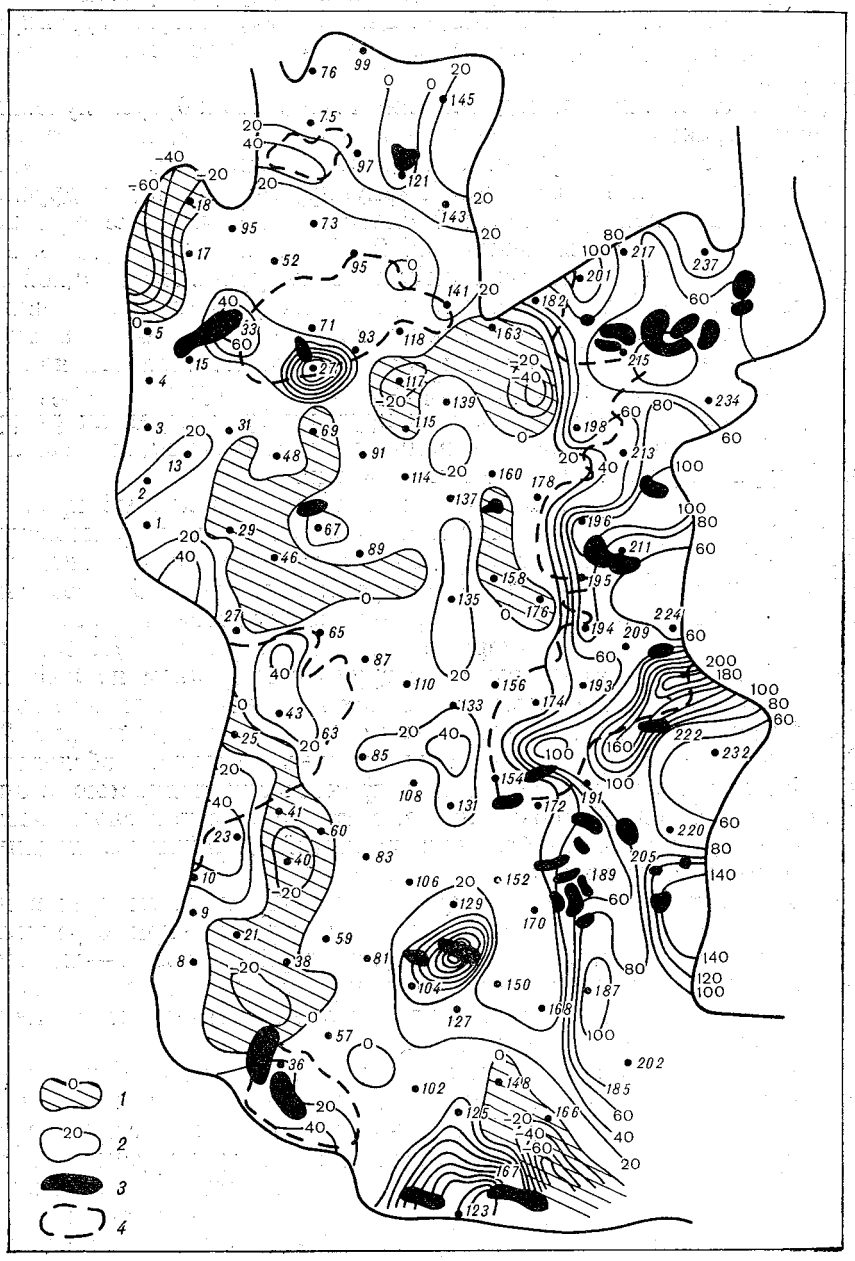


Рис. 2. Распределение значений величины изменения отметок поверхности наледной поляны (в см) на 20/III 1978 г. по сравнению с 6/X 1977 г.

1 — зона понижения отметок поверхности, *2* — зона повышения отметок поверхности, *3* — наледный бугор, *4* — зона развития водно-ледяных гряд.

Результаты наблюдений гидрометеоэлементов и ледомерных съемок. Муруринская наледь, 1978 г.

День месяца	Площадь, км²		$\frac{f_р}{F_н} \cdot 100$ %	Суммарный расход воды входных створов, м³/с	Температура воздуха, °С
	«рабочая» $f_р$	наледи, $F_н$			
			Январь		
18	0,35	1,92	18	0,45	—30,9
19	0,60	1,93	31	0,46	—31,7
20	0,52	1,93	27	0,46	—34,9
21	0,46	1,94	24	0,54	—32,0
22	0,43	1,94	22	0,59	—31,4
23	0,42	1,94	22	0,56	—35,5
24	0,41	1,94	21	0,53	—37,8
25	0,40	1,95	20	0,50	—39,2
26	0,43	1,95	22	0,47	—36,6
27	0,32	1,96	16	0,42	—34,4
28	0,59	1,96	29	0,37	—29,7
29	0,22	1,97	11	0,35	—28,6
30	0,28	1,97	14	0,33	—35,2
31	0,41	1,98	21	0,44	—30,4
			Февраль		
01	0,29	1,98	15	0,42	—32,9
02	0,34	1,98	17	0,40	—34,6
03	0,27	1,98	14	0,39	—35,0
04	0,41	1,99	21	0,43	—34,7
05	0,33	1,99	17	0,48	—37,5
06	0,47	1,99	24	0,45	—35,0
07	0,41	2,00	21	0,43	—26,7
08	0,36	2,00	18	0,39	—25,5
09	0,30	2,00	15	0,35	—27,0
10	0,24	2,00	12	0,35	—31,0
11	0,19	2,00	10	0,36	—35,0
12	0,31	2,00	16	0,39	—34,0
13	0,29	2,01	14	0,41	—30,8
14	0,40	2,01	20	0,41	—28,0
15	0,47	2,01	24	0,42	—28,5
16	0,52	2,02	26	0,44	—17,5
17	0,26	2,02	13	0,46	—17,2
18	0,71	2,02	36	0,48	—15,8
19	0,52	2,02	26	0,45	—16,5
20	0,61	2,02	30	0,42	—14,0
21	0,61	2,02	30	0,40	—18,5
22	0,52	2,03	26	0,41	—14,5
23	0,56	2,03	28	0,41	—21,0
24	0,59	2,03	30	0,40	—13,0
25	0,44	2,04	22	0,38	—21,5
26	0,48	2,04	24	0,39	—21,0
27	0,49	2,04	24	0,39	—18,0
28	0,74	2,04	37	0,37	—14,2
			Март		
01	—	2,04	—	0,35	—16,0
02	—	2,04	—	0,34	—17,7
03	0,48	2,06	23	0,34	—32,2

наблюдается тенденция уменьшения этой характеристики с усилением морозов, что связано с уменьшением площади растекания наледеобразующих вод по поверхности наледи.

Более детальный анализ показал, что площадь наледи, залитой водой, является функцией еще одной переменной — суммы расходов воды на водотоках перед наледной поляной (рис. 3). Ха-

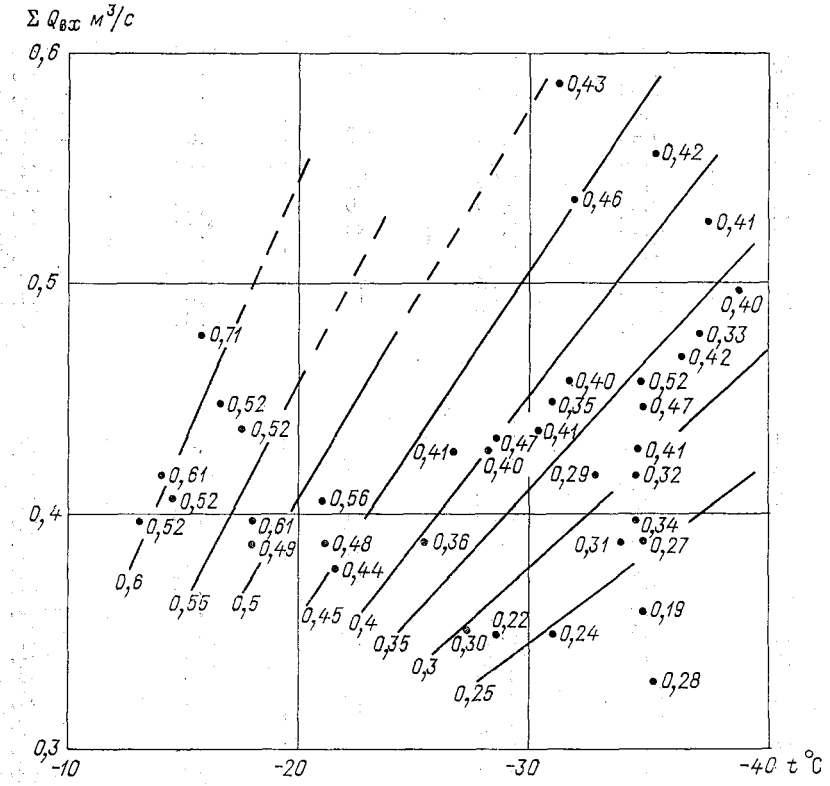


Рис. 3. Связь «рабочей» площади $f_р$ со средней суточной температурой воздуха и суммарным расходом воды на входных створах выше наледи.

Числа у линий и точек — значения $f_р$.

рактер рассматриваемой связи свидетельствует о том, что относительные размеры рабочей площади в целом увеличиваются при увеличении водности на входных створах. Наклон линий связи отражает также степень влияния двух анализируемых факторов. При низких температурах воздуха влияние водности на входных створах относительно больше, чем при более высоких температурах. Например, если при температуре воздуха —35 °С для увеличения доли площади, залитой водой, на 0,1 необходимо увеличение суммы расходов в верхних створах на 0,04 м³/с, то при температуре, равной —20 °С, это увеличение должно составить 0,08 м³/с.

Следует подчеркнуть, что график на рис. 3 не является расчетным и может быть использован только для весьма приближенной оценки объема наледеобразующих вод. Одна из задач дальнейших исследований процесса формирования наледей заключается в раскрытии его сущности на основе законов теплофизики.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев В. Р. Наледи Лено-Амурского междуречья.— Сибирский географический сборник, 1975, № 10, с. 46—91.
2. Алексеев В. Р., Савко Н. Ф. Теория наледных процессов.— М.: Наука, 1973, с. 73—87.
3. Арэ Ф. Э. Механизм развития и деградации наледи источников Улахан-Тарын.— В кн.: Наледи Сибири. М., Наука, 1969, с. 107—116.
4. Букаев Н. А. Основные закономерности режима гигантских наледей в верховьях р. Колымы.— В кн.: Наледи Сибири. М., Наука, 1969, с. 62—78.
5. Некрасов И. А., Климовский И. В. Вечная мерзлота зоны БАМ.— Новосибирск, Наука, 1978, с. 120.
6. Соколов Б. Л. Наледи и речной сток.— Л.: Гидрометеоиздат, 1975.— 190 с.
7. Толстихин О. Н. Наледи и подземные воды Северо-Востока СССР.— Новосибирск: Наука, 1974, с. 72—78.

М. Л. Марков (ГГИ)

О РАЗРУШЕНИИ НАЛЕДЕЙ ВОДНЫМИ ПОТОКАМИ

В настоящее время наледный сток рассчитывается по значениям изменения объема наледи за принятые интервалы времени ΔW_0. Значения ΔW_0 складываются из уменьшения объема наледи в результате стаивания льда с ее поверхности $\Delta W_т$ и объема водной эрозии наледи текущими водами $\Delta W_э$

$$\Delta W_0 = \Delta W_т + \Delta W_э. \quad (1)$$

Процесс стаивания льда с поверхности наледи под действием радиационно-адвективных факторов изучен достаточно детально по материалам многолетних исследований наледей в естественных условиях и на лабораторных моделях [1]. Наблюдения за процессом разрушения льда водными потоками проведены лишь на одной Самокитской наледи в Южной Якутии в 1965-66 г. Б. Л. Соколовым [2]. В теоретическом плане изучение таяния наледей, обтекаемых водой, на основе законов теплофизики и гидромеханики находится в начальной стадии. Поэтому существующие методы расчета наледного стока не учитывают или весьма приближенно учитывают разрушение наледей водными потоками. Вместе с тем многие исследователи отмечают значительное уменьшение наледей под действием текущих вод во время весеннего половодья и дождевых паводков, что указывает на большую роль водного эрозионного процесса в режиме наледей и необходимость его изучения и учета при расчетах наледного стока.

В 1978 г. Байкало-Амурская экспедиция ГГИ провела наблюдения за водной эрозией трех наледей в Северном Забайкалье. Наледи расположены в предгорной части хр. Удокан в долине р. Мурурин и существенно различаются по морфометрическим характеристикам. Так, наледь у оз. Щучье площадью 0,3 км^2 вытянута по руслу на 2,5 км и практически не выходит на пойму. Большая Муруринская наледь площадью 2,1 км^2 находится в широком и сравнительно ровном междуречьи р. Мурурин и ручья Холодный. Устьевая наледь площадью 0,4 км^2 развивается как в русле, так и на пойме.

Объем разрушения льда речными потоками рассчитывался двумя способами. На Муруринской наледи с сетью ледомерных вех искомая величина определялась по формуле

$$\Delta W_э = \Delta F \overline{H}, \qquad (2)$$

где ΔF — уменьшение площади наледи в результате подмыва и обрушения отдельных ее участков в русло, м^2; $\overline{H}$ — средняя мощность льда этих участков за период между съемками, м.

На двух других наледях объем разрушения льда речными потоками находился по формуле

$$\Delta W_э = \Delta f L, \qquad (3)$$

где Δf — площадь уменьшения поперечного сечения наледи в результате разрушения льда водотоком, м^2; L — длина участка соприкосновения наледи с рекой, м.

Все перечисленные характеристики определялись по данным специальных съемок.

Результаты расчета, представленные в таблице, свидетельствуют о большом влиянии водной эрозии на стаивание наледей. Особенно велика она на наледи у оз. Щучье, где в отдельные периоды теплого сезона ее доля достигает 60—70 % общего изменения объема. Значительная разница в относительной величине

Водная эрозия наледей $\Delta W_э$ на р. Мурурин и ее доля от общего изменения объема ΔW_0 в теплый период 1978 г.

Период	$\Delta W_0 \cdot 10^3$ м^3	$\Delta W_э \cdot 10^3$ м^3	$\frac{\Delta W_э}{\Delta W_0} \cdot 100$ %
Наледь у оз. Щучье			
04/V—09/VI	226	152	67,2
10/VI—18/VI	94,0	66,5	70,7
19/VI—24/VI	27,4	13,8	50,4
25/VI—27/VII	47,2	14,5	30,7
Муруринская наледь			
25/V—31/V	329	9	2,7
01/VI—05/VI	469	123	26,2
06/VI—10/VI	637	230	36,1
11/VI—15/VI	464	176	38,0
16/VI—20/VI	396	131	33,0
21/VI—25/VI	440	115	26,1
26/VI—30/VI	436	85	19,5
01/VII—05/VII	361	70	19,4
06/VII—10/VII	248	42	16,9
11/VII—15/VII	233	27	11,6
16/VII—20/VII	263	10	3,8
Устьевая наледь			
03/IV—13/V	0	0	—
14/V—12/VI	479	251	52,4

водной эрозии на этих наледях, расположенных на одной реке с мало меняющимся водным режимом по длине, объясняется двумя причинами: во-первых, разной морфологией наледных полян, определяющей характер механического и теплового взаимодействия речного потока с наледным телом, и, во-вторых, различием в их объемах, поскольку даже небольшое разрушение льда по абсолютной величине на меньшей наледи соответствует большему относительному изменению в общей убыли ее объема и наоборот.

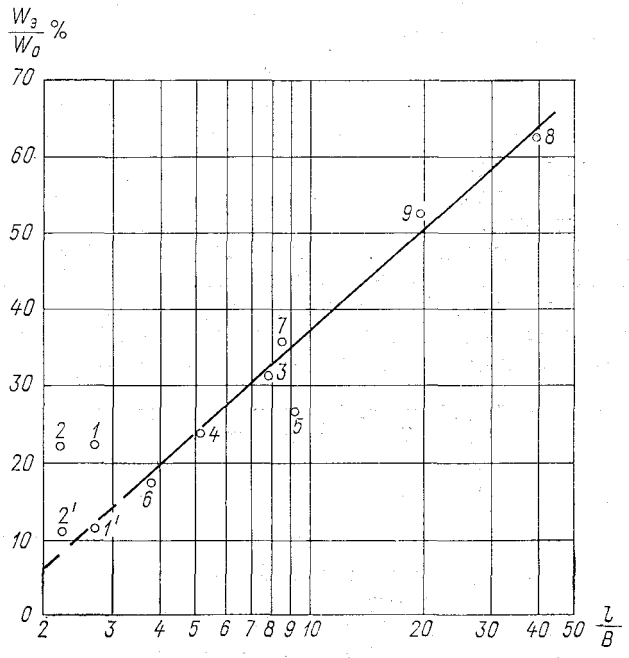


Рис. 1. Зависимость относительной величины объема водного эрозионного разрушения $\frac{W_э}{W_0}$ от коэффициента формы наледи l/B.

Наледи: *1* — р. Мурурин, *2* — урочище Пески, *3* — р. Шахтаум, *4* — р. Самокит, *5* — р. Анмангында, *6* — р. Верина, *7* — р. Леглиер, *8* — р. Мурурин (оз. Щучье), *9* — р. Мурурин (устье).

Главными факторами взаимодействия наледи с рекой являются протяженность зоны контакта льда с водотоком, скорость течения и температура воды [4]. Разработка расчетной схемы на основе перечисленных факторов осложняется трудностями определения количественных характеристик разрушения наледей. Поэтому на данном этапе изучения водного эрозионного процесса выбран один косвенный показатель — коэффициент формы наледи, равный отношению длины l к средней ширине B наледи. Он характеризует вытянутость последней и косвенно отражает уклон наледной поляны, протяженность участков контакта льда с рекой.

На рис. 1 приведена зависимость относительной величины водной эрозии наледей за весь период их таяния от коэффициента формы. Она построена по материалам наблюдений на наледях: Анмангындинской и Веринской на Северо-Востоке СССР, Самокитской и Леглиерской в Южной Якутии, Шахтаумской на севере Амурской области, урочища Пески и трех Муруринских в Северном Забайкалье. На последних наледях объем водной эрозии, как отмечалось выше, определен по данным специальных съемок, а на других он рассчитан по формуле Б. Л. Соколова [2]

$$\Delta W_э = \Delta W_0 - h_т \overline{F}, \tag{4}$$

где $h_т$ — слой стаивания льда с поверхности наледи, $\overline{F}$ — средняя площадь наледи между датами съемок.

На рис. 1 отклонения точек от средней линии в целом незначительны. Существенные отклонения их отмечаются лишь в трех редких случаях, когда наледь разрушают два водотока и более, например, Муруринская и наледь урочища Пески. Если же площади таких наледей расчленить на зоны, тяготеющие к каждому водотоку отдельно, то точки ложатся близко к осредняющей кривой (точки *1'* и *2'*). График рис. 1 можно рекомендовать для приближенной оценки суммарной доли водной эрозии в общем объеме стаивания неизученных наледей за теплый период.

Таким образом, в режиме стаивания наледей заметную роль играет водная эрозия. Для ее учета в расчете наледного стока Б. Л. Соколов предложил безразмерный параметр φ, характеризующий ту часть общего изменения объема наледи, которая приходится на долю стаивания под действием тепловых факторов стаивания льда с поверхности наледи [3]. Его величина тем больше, чем меньше объем водной эрозии, поскольку

$$\varphi = 1 - K, \tag{5}$$

где $K = \Delta W_э / \Delta W_0$ — доля объема водной эрозии льда в общем изменении объема наледи.

В соответствии с этим

$$\Delta W_0 = \frac{\Delta W_т}{\varphi}. \tag{6}$$

Автор [3] рекомендует определять параметр φ по обобщенному графику $\varphi = f(T)$. Учитывая изложенное выше, целесообразно уточнить этот график на основе использования коэффициента формы наледей (рис. 2). При отсутствии сведений о коэффициенте формы наледей параметр φ может быть приближенно определен с помощью более доступной характеристики — высоты местоположения наледи (рис. 2). Возможность построения нижней части последнего графика обусловлена связью между коэффициентом формы наледных тел и высотой их расположения, что было установлено для наледей бассейна верховьев р. Чары в Северном Забайкалье. В соответствии с этой связью коэффициент формы, а следовательно, и вытянутость наледей, увеличивается с высотой. При этом увеличивается и относительная величина водной эрозии

наледей, что находится в полном соответствии с графиком рис. 1.

Разрушение льда водным потоком происходит не только в зоне контакта наледи с речным потоком, но также и на ее поверхности под действием талых вод. Талые наледные воды стекают по поверхности льда в виде широких потоков весной и микроручейковой сети в летний период (густота последней составляет 10—30 км/км^2). Суммарное значение расхода талых вод на наледи площадью 2 км^2 в отдельные периоды суток может достигать 2—5 м^3/с, а скорость течения 0,6—1,0 м/с. Температура талых наледных вод положительна, что приводит к размыву поверхности и толщи на-

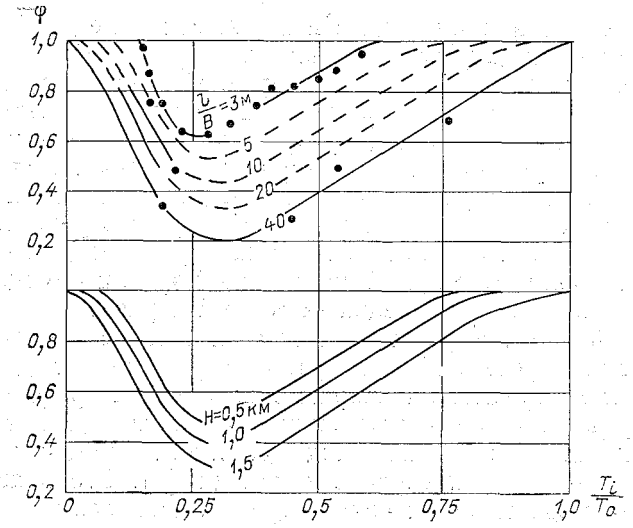


Рис. 2. График для определения параметра φ на момент времени T_i периода стаивания T_0 при различных значениях коэффициента формы l/B наледи или высоты ее расположения H.

леди, изменению ее микрорельефа и ускорению стаивания льда. Количественная оценка роли поверхностной эрозии в стаивании и разрушении наледей до настоящего времени не проводилась.

Для ориентировочной оценки поверхностной эрозии выполнен следующий расчет по результатам ледомерных съемок. На поверхности наледи выбраны устойчивые водораздельные участки, где величина эрозии незначительна из-за малых уклонов и отсутствия водотоков. Для них по результатам наблюдений определен слой стаивания за периоды между съемками $h_т$ в предположении, что последний характеризует только радиационно-адвективное стаивание. Отсюда

$$h_{тэ} = h_0 - h_т, \qquad (7)$$

где $h_{тэ}$ — слой стаивания льда под действием поверхностной водной эрозии; h_0 — средний слой стаивания льда на поверхности всей наледи.

Результаты расчета поверхностной и боковой эрозии представлены в графическом виде на рис. 3 и позволяют судить о характере ее режима на протяжении теплого сезона.

Процесс поверхностной эрозии начинается практически одновременно с началом стаивания наледи. В нем участвуют как талые наледные, так и речные воды, текущие поверх льда, что приводит к большим объемам разрушения и размыва. В этот период стаивание льда под действием турбулентного теплообмена и лучистой энергии невелико, поверхностная эрозия составляет до 40—50 % общего уменьшения объема. В дальнейшем в теле на-

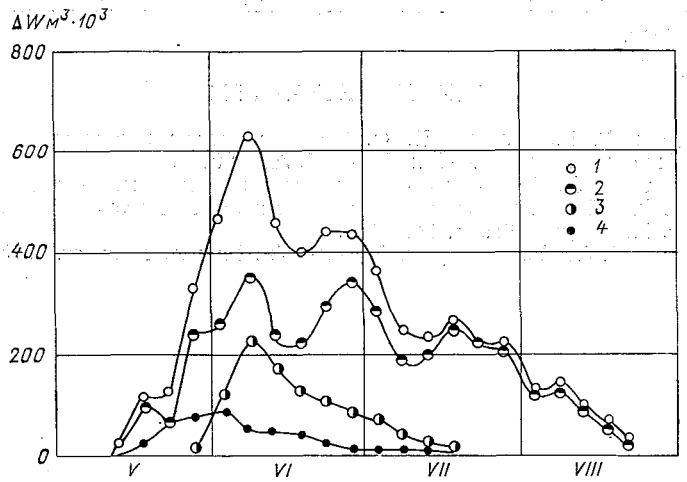


Рис. 3. Режим стаивания и разрушения Муруринской наледи (1978 г).

1 — общее изменение объема, *2* — стаивание с поверхности, *3* — боковая эрозия, *4* — поверхностная эрозия.

леди образуются подледные каналы, приуроченные, как правило, к месту расположения основного русла. Во время прохождения весеннего паводка каналы увеличиваются и происходит обрушение отдельных участков наледи в русло с последующим более интенсивным их таянием и выносом льдин за пределы наледной поляны. Водная эрозия в этот период достигает наибольших абсолютных значений. После прохождения паводка боковая эрозия снижается и составляет 5—10 % общего изменения объема за период 5—10 дней. С появлением на наледи речных каналов понижается базис эрозии талых вод, уменьшается время их аккумуляции и стекания, а следовательно, и поверхностная эрозия. На последней стадии стаивания наледи, во второй половине лета, когда ее мощность становится соизмеримой с глубиной проникновения талых вод в тело наледи, наледные ручьи пересыхают и поверхностная эрозия прекращается. Боковая эрозия в это время также отсутствует, так как тело наледи, как правило, не соприкасается с речными водами. Вместе с тем эрозия наледи продолжается за счет

подналедного стока. Величина ее в проведенных исследованиях не определялась.

В дальнейших исследованиях представляется необходимым детализировать установленные закономерности разрушения наледей речным потоком по отдельным районам на основании более полного учета факторов, влияющих на механизм процесса: скорости течения воды, ее температуры, площади соприкосновения наледи с потоками, водным режимом последних. Кроме того, важно раскрыть особенности процесса поверхностной эрозии на наледях с различными уклонами и запасами талых вод. Успешному решению поставленных задач может содействовать также применение аэрометодов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев В. Р., Савко Н. Ф. Теория наледных процессов (инженерно-географические аспекты).— М.: Наука, 1975.— 204 с.
2. Соколов Б. Л. Некоторые особенности строения и механического разрушения наледей и их значение при расчетах наледного стока.— В кн.: Наледи Сибири, М., Наука, 1969, с. 140—154.
3. Соколов Б. Л. Наледи и речной сток.— Л.: Гидрометеоиздат, 1975.— 190 с.

Б. Н. Дейкин (ГГИ)

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ АЛЬБЕДО НАЛЕДЕЙ В ПЕРИОД ТАЯНИЯ

Отражательная способность поверхности наледей — альбедо $A_к$ является одной из важных характеристик, необходимых для расчета таяния льда по методу теплового баланса. На данном этапе развития наледных исследований эта характеристика изучена еще недостаточно. В то же время прямые актинометрические наблюдения на поверхности наледей, как правило, производятся в одной точке; площадные съемки альбедо немногочисленны и не позволяют сделать выводы о возможности распространения их результатов, а также стационарных наблюдений в течение теплого сезона на всю площадь наледи [1, 4—6].

Байкало-Амурской экспедицией ГГИ в период 1976—1978 гг. выполнены комплексные исследования наледей Верхне-Чарской котловины на севере Забайкалья, в состав которых входили: определение изменения $A_к$ льда во времени на теплобалансовых площадках, ландшафтные и маршрутные съемки по площади наледей. Стационарные наблюдения проведены на Средне-Сакуканской наледи, образующейся ежегодно в нижнем течении р. Средний Сакукан и на ее правом притоке в районе урочища Пески, а также на Муруринской наледи, расположенной в северо-восточной части котловины непосредственно у трассы БАМ.

Ландшафтные съемки выполнены с целью получения характеристик распределения значений альбедо на основных формах микрорельефа поверхности наледей, а маршрутные — для оценки распространения этих типов и определения среднего значения $A_к$ по всей площади Муруринской наледи.

Выполненные исследования привели к выводу, что в теплое время года наблюдаются два основных типа микрорельефа поверхности наледей: положительные и отрицательные формы. При этом последние могут быть «сухими» или заполненными талой водой. Наглядное представление о динамике состояния поверхности Муруринской наледи дает график изменения соотношения упомянутых выше форм микрорельефа за период таяния (рис. 1.). Здесь

весь период абляции наледи принят за единицу с тем, чтобы использовать информацию о распределении типов микрорельефа поверхности за разные годы (табл. 1).

В начале весны при переходе радиационного баланса в дневные часы к положительным значениям начинается солярное таяние и как следствие образование на поверхности наледи коры

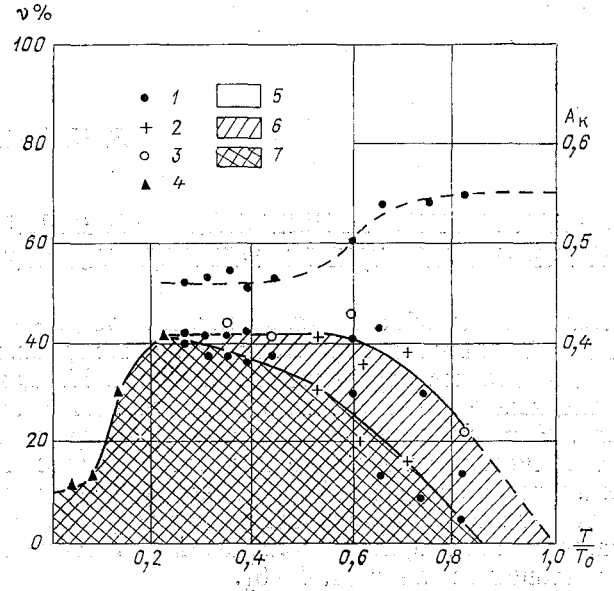


Рис. 1. Изменение долей ν площади Муруринской наледи, занятых различными формами микрорельефа ее поверхности, а также среднего значения альбедо льда $A_к$ в течение теплого сезона.

T — текущее значение времени, сут; T_0 — общая продолжительность таяния, сут.

1 — маршрутные съемки альбедо поверхности, 1978 г.; *2* и *3* — маршрутные съемки характеристик микрорельефа, соответственно 1977 и 1978 гг.; *4* — площадные съемки коры таяния, 1978 г.; *5—7* — площадь поверхности, занятая соответственно положительными, отрицательными «сухими» и заполненными водой формами микрорельефа.

таяния в виде фирнизированного льда. Количество талой воды на этом этапе незначительно, а приходящее тепло расходуется на нагревание поверхностного слоя льда и его перекристаллизацию. Ночью талая вода замерзает. При переходе средней суточной температуры воздуха через 0 °С таяние активизируется, более интенсивно протаивают участки, загрязненные наносами, солями, эоловыми частицами, формируется микрорельеф.

Активное таяние на его начальном этапе приводит к тому, что отрицательные формы микрорельефа заполняются водой и увеличиваются в размерах. На наледи появляются «наледные болота» — участки, на которых при значительном притоке талых вод ослаб-

Таблица 1

Доли типов микрорельефа поверхности Муруринской наледи в % от общей площади в период таяния

Дата	Вид съемки	Микрорельеф поверхности			
		положительные формы	отрицательные формы		
			сухие	заполненные водой	сумма
	1977 г.				
19/VII	Маршрутные съемки микрорельефа поверхности	59	11	30	41
28/VII	То же	64	16	20	36
06/VIII	„	62	22	16	38
	1978 г.				
25/VI	Маршрутные съемки строения поверхности	56	—	—	44
05/VII	То же	59	—	—	41
24/VII	„	54	—	—	46
20/VIII	„	78	—	—	22
16/VI	Маршрутные съемки альбедо поверхности	58	2	40	42
21/VI	То же	59	4	37	41
25/VI	„	59	4	37	41
30/VI	„	58	6	36	42
06/VII	„	59	4	37	41
25/VII	„	59	11	30	41
31/VII	„	57	30	13	43
10/VIII	„	70	21	9	30
20/VIII	„	86	9	5	14

ляются связи между кристаллами льда, зачастую в нескольких слоях сразу. По времени этот момент совпадает со значением $T/T_0 \approx 0{,}2$ (рис. 1). В дальнейшем на поверхности наледей развиваются микроручейковая сеть и каналы стока. Заполненные водой понижения исчезают, когда толщина льда становится соизмеримой с глубиной просачивания талых наледных вод.

Равновесие между положительными и отрицательными («сухими» и заполненными водой в сумме) формами микрорельефа поверхностей наледей поддерживается некоторое время до значений $T/T_0 \approx 0{,}6$. На конечной стадии разрушения остаются отдельные блоки льда с относительно ровной поверхностью без отрицательных форм.

Анализ суточного хода альбедо наледей с двумя типами микрорельефа, различающимися по отражательной способности «сухими» повышениями и затопленными талой водой понижениями, по материалам наблюдений при ясной (тип А) и пасмурной (тип Ф) [3] погоде привел к выводу, что значения $A_к$ незначительно колеблются в течение светлой части суток. Резкое уменьшение значений альбедо с началом дневного таяния [2] (как на

ледниках) на наледях практически не наблюдается, так как случаи падения температуры поверхности льда ниже нуля в ночное время здесь единичны.

Средние за день значения $A_к$, вычисленные по наблюдениям через 1 ч, совпадают со средними значениями, определенными по трем ближайшим к полудню срокам, рекомендованным Руко-

Таблица 2

Альбедо $A_к$ поверхности наледей в период таяния по результатам стационарных наблюдений, ландшафтных и маршрутных площадных съемок

Период наблюдений, дата съемки	Наледь, форма микрорельефа поверхности	Количество точек (суток) наблюдений	$A_к$			$\sigma_{A_к}$	$C_V, A_к$
			среднее	максимальное	минимальное		
		Стационарные наблюдения					
		1976 г.					
7/V—03/VI	Средне-Сакуканская	27	0,57	0,71	0,48	0,07	0,12
		1977 г.					
1/VII—20/VII	Муруринская	47	0,55	0,68	0,45	0,03	0,06
		1978 г.					
28/V—20/VIII	„	81	0,52	0,72	0,41	0,05	0,10
		Ландшафтные съемки					
		1977 г.					
	Муруринская						
	положительная	49	0,55	0,67	0,46	0,05	0,08
	отрицательная	20	0,52	0,67	0,41	0,08	0,14
	«сухая» отрицательная насыщенная водой	28	0,43	0,56	0,32	0,05	0,12
		Маршрутные съемки					
		1978 г.					
16/VI	Муруринская	46	0,462	0,57	0,36	0,06	0,13
21/VI	„	46	0,469	0,54	0,36	0,05	0,12
25/VI	„	46	0,474	0,58	0,36	0,06	0,12
30/VI	„	46	0,457	0,54	0,26	0,06	0,12
6/VII	„	46	0,465	0,58	0,34	0,06	0,12
25/VII	„	46	0,503	0,58	0,33	0,06	0,12
31/VII	„	46	0,537	0,59	0,33	0,04	0,08
10/VIII	„	46	0,540	0,62	0,35	0,05	0,09
20/VIII	„	22	0,548	0,61	0,41	0,05	0,09
24/VIII	Олондинская	38	0,474	0,56	0,32	—	—

водством [7]. Поэтому в дальнейшем анализе использованы средние суточные значения $A_к$, вычисленные за сроки 9, 12 и 15 ч.

Результаты стационарных наблюдений на метеоплощадке в течение теплого сезона достаточно полно отражают динамику изменения альбедо поверхности льда под прибором (табл. 2). В 1976 г. таяние Средне-Сакуканской наледи началось во второй декаде апреля, а лед в районе метеоплощадки сошел 4/VI. В начальный период таяния неоднократно выпадал снег, что повысило среднее значение альбедо до 0,57±0,07. Наглядное представление об изменчивости альбедо Средне-Сакуканской наледи дает гистограмма распределения частот величин $A_к$ (рис. 2). Здесь модальное значение $A_к$ для периода наблюдений равно 0,53, что совпадает с модой величины $A_к$ поверхности Муруринской наледи в 1977 г. Равенство значений $A_к$, имеющих наибольшую повторяемость на двух наледях, свидетельствует и о том, что наблюдения производились на участках наледей с одинаковыми типами поверхности льда.

Актинометрические наблюдения на Муруринской наледи в 1978 г. были проведены в течение всего периода таяния — с 1/IV по 20/VIII.

Переход средней суточной температуры воздуха через 0 °С в сторону положительных значений, отражающей начало активного таяния, произошел 15/V. Кривая распределения $A_к$ на рис. 2 построена за период с 28/V по 20/VIII с исключением дней со снегопадами в начале таяния.

Аналогичное распределение $A_к$ получено А. П. Мешковым на Анмангынданской наледи в Якутии за май—июль 1972 г. [6]. По его данным, наибольшую повторяемость имеют значения $A_к$, составляющие 0,48—0,58, а среднее его значение равно 0,54. Он же дал детальный анализ причин колебаний значений $A_к$ во времени, связанных со слоистой структурой наледного льда, и сделал вывод о том, что интегральное альбедо в период таяния зависит не столько от высоты Солнца (подобной зависимости ни А. П. Мешков, ни автор не обнаружили), сколько от состояния поверхности, которое в свою очередь связано с текстурой льда.

Ландшафтные съемки альбедо $A_к$ на поверхности Муруринской наледи позволили оценить среднее альбедо и его изменчивость по площади наледи для каждого типа ее микрорельефа (табл. 2). Оказалось, что для участков с положительными формами микрорельефа, на которых, как правило, находятся площадки стационарных наблюдений, коэффициент вариации значений $A_к$ по площади наименьший и равен 0,08.

Альбедо отрицательных форм микрорельефа поверхности наледи колеблется в широких пределах в зависимости от степени насыщения их талыми водами, что не позволяет с достаточной точностью определять среднее значение $A_к$ по всей площади наледи для этого типа поверхности наледи.

Для характеристики изменчивости во времени среднего по площади $A_к$ в 1978 г. проведено девять маршрутных съемок

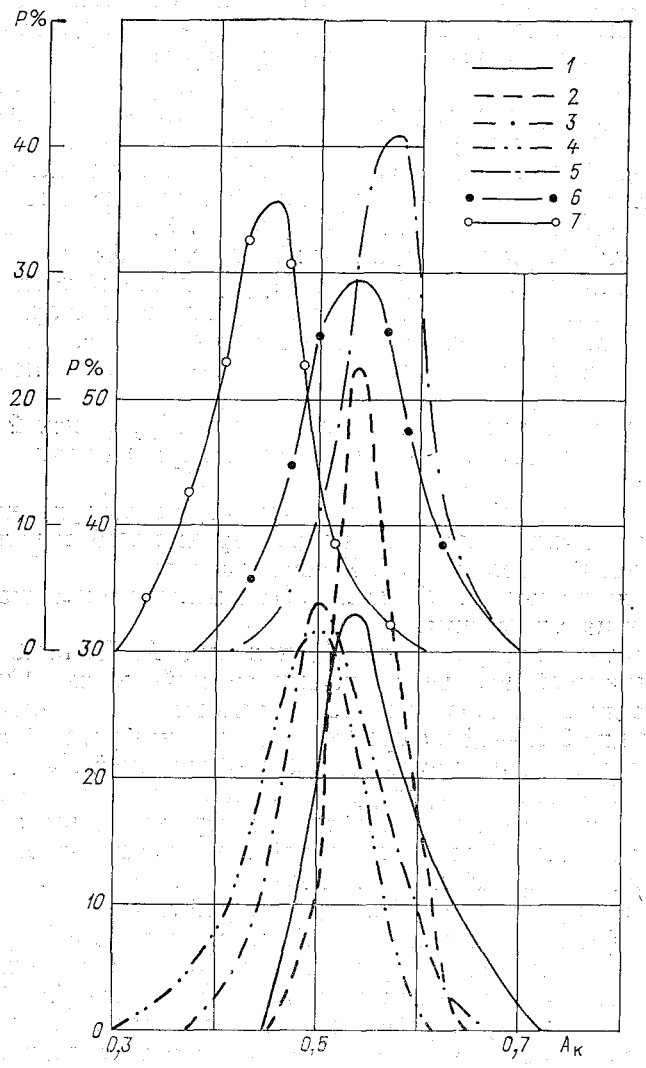


Рис. 2. Кривые распределения частот P альбедо поверхности наледей $A_к$ по данным стационарных наблюдений во времени (*1—3*), маршрутных (*4*) и ландшафтных съемок (*5—7*) по площади.

1 — Средне-Сакуканская наледь, 1976 г.; *2*, *3* — Муруринская наледь, соответственно 1977 и 1978 гг.; *4* — Муруринская наледь, среднее по девяти маршрутным съемкам, 1978 г.; *5* — положительные формы микрорельефа; *6* и *7* — отрицательные «сухие» и заполненные водой формы микрорельефа.

альбедо поверхности Муруринской наледи и одна съемка на Олондинской наледи в бассейне р. Хани (табл. 2). Распределение частот значений $A_к$, полученных по данным стационарных наблюдений в этом году (временной ряд), и распределение этой характеристики по площади наледи по результатам маршрутных съемок практически совпадают (рис. 2). Этот предварительный, но важный в методическом отношении вывод, позволит в дальнейшем отказаться от трудоемких стационарных наблюдений и заменить их разовыми площадными съемками.

Среднее значение $A_к$ по площади наледи от момента максимального развития «наледных болот» до половины периода таяния близко к 0,46 (см. рис. 1). Затем оно увеличивается по мере уменьшения площади, занятой заполненными водой понижениями, до 0,55 и не меняется при их исчезновении.

Между средним по площади значением $A_к$ и долей заполненных водой отрицательных форм микрорельефа существует удовлетворительная связь (рис. 3), которую можно будет принять в качестве расчетной после ее более полного обоснования материалами дополнительных наблюдений на других наледях.

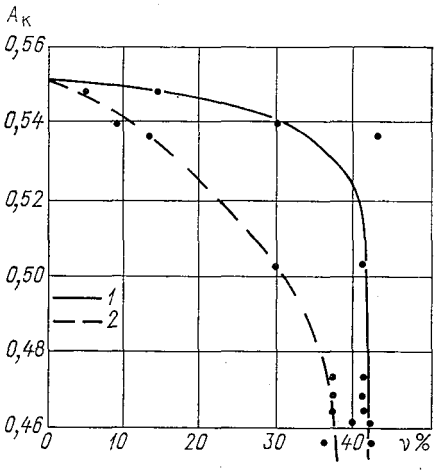


Рис. 3. Связь альбедо поверхности Муруринской наледи с долей ν ее площади, занятой отрицательными формами микрорельефа.

1 — суммарная площадь «сухих» и заполненных водой отрицательных форм микрорельефа, *2* — площадь отрицательных заполненных водой форм микрорельефа.

Основной задачей дальнейших исследований является установление типовых кривых, характеризующих динамику основных форм микрорельефа поверхности льда, в зависимости от морфологии, высотного положения, уклонов наледей и загрязненности поверхности льда, а также связей среднего по площади наледи значения альбедо поверхности с этими характеристиками для использования их при расчетах таяния неизученных наледей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арэ Ф. Э. Скорость таяния наледей в Центральной Якутии.— В кн.: Наледи Сибири.— М.: Наука, 1969, с. 154—160.
2. Волошина А. П. Тепловой баланс поверхности высокогорных ледников в летний период (на примере Эльбруса).— М.: Наука, 1966.— 151 с.
3. Волошина А. П. Метод расчета климатических характеристик теплового баланса ледниковой поверхности.— Материалы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения, 1974, вып. 22, с. 108—111.

4. Гаврилова М. К. Тепловой баланс поверхности наледной долины в Центральной Якутии.— Материалы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения, 1970, вып. 17, с. 159—166.
5. Дробот В. В. Тепловой режим таяния наледей в восточной части Станового нагорья.— В кн.: Природные условия и охрана окружающей среды в зоне БАМ.— Иркутск, 1977, с. 43—52.
6. Мешков А. П. Лучистый теплообмен наледей в период таяния.— В кн.: Исследования взаимодействий в геосистемах. Владивосток, 1975, с. 248—252.
7. Руководство гидрометеорологическим станциям по актинометрическим наблюдениям.— Л.: Гидрометеоиздат, 1973.— 224 с.

И. Л. Попова (ГГИ)

ОЦЕНКА ХАРАКТЕРИСТИК РЕЧНЫХ НАЛЕДЕЙ В ЗОНЕ БАМ

Образование наледей различных генетических типов является одним из широко распространенных природных явлений в зоне БАМ. Наледи речных вод формируются здесь в бассейнах практически всех рек. При возведении гидротехнических сооружений количество и интенсивность наледных процессов увеличиваются в результате нарушения естественных ледово-термического и гидродинамического режимов.

Наледи речных вод формируются, как правило, в пределах русел, а иногда при больших объемах — на поймах рек. Основной причиной их образования является стеснение живого сечения потока при нарастании речного льда. Возникающие местные сопротивления приводят к увеличению напора воды, и в момент, когда гидростатическое давление начинает превышать сопротивление льда, речные воды прорываются по трещинам на поверхность и формируют наледи. Они характеризуются большой изменчивостью во времени и по территории, при благоприятных условиях развиваются повсеместно и достигают очень больших размеров [3, 4]. Образуются они в разное время в течение зимы — в начале, середине или конце. Чаще всего периоды наледеобразования повторяются несколько раз на протяжении холодного сезона года.

Изучение наледей речных вод вызвано необходимостью защиты инженерных сооружений от вредного воздействия этих наледей и оценки их роли в формировании водного и ледового режимов рек, а также оценки ресурсов поверхностных и подземных вод. Однако в настоящее время количественные характеристики распространения и режима наледей речных вод практически отсутствуют. Специальные наблюдения за их развитием на сети станций и постов не производятся, а лишь измеряется общая толщина речного и наледного льда.

В настоящей работе использован метод А. Н. Чижова, позволяющий определять характеристики речных наледей по данным многолетних наблюдений на сети гидрологических станций и

постов. Он дает возможность выделить в общей толщине льда слой, образовавшийся в результате намерзания снизу (собственно речной лед), и слой, сформированный наледными процессами при намерзании сверху. Образование льда снизу происходит непрерывно, пока верхняя поверхность льда имеет температуру ниже 0 °С. При этом интенсивность нарастания льда зависит главным образом от температуры воздуха, высоты снежного покрова, толщины льда, наличия шуги.

Охлаждение относительно тонких слоев наледных вод происходит за счет потерь тепла в воздух и в ледяное основание. Интенсивность их промерзания велика. Она может достигать 10 см/сут, что в 5—10 раз превышает скорость намерзания речного льда снизу.

Эти особенности формирования речного льда и наледей находят отражение на хронологических графиках нарастания суммарной толщины льда $h_л$, систематически измеряемой на станциях и постах. Увеличение крутизны кривой $h_л = f(\tau)$, где τ — текущее время, отражает процесс наледеобразования за какой-либо период на протяжении холодного сезона. Таким образом, характеристики наледей речных вод можно определить по разности кривых $h_л = f(\tau)$ и нарастания речного льда.

Для расчета нарастания речного льда за какой-либо промежуток времени $h_{р.л}$ А. Н. Чижов использовал следующее уравнение, широко применяемое при расчетах ледового покрова рек и водохранилищ, а также глубины промерзания водонасыщенных грунтов [1]:

$$h_{р.л} = -\frac{\lambda_л}{\lambda_с} h_с + \sqrt{\left(h_0 + \frac{\lambda_л}{\lambda_с} h_с\right)^2 - \frac{2\alpha\lambda_л t\tau}{L\rho}}, \qquad (1)$$

где $\lambda_л$ и $\lambda_с$ — теплопроводность льда и снега, Вт/(м·°С); h_0 — толщина льда на начало расчетного периода, м; t — средняя за расчетный период температура воздуха; L, ρ — теплота ледообразования и плотность льда; $h_с$ — высота снега на льду, м; τ — длительность расчетного периода, сут.

Приняв теплопроводность, плотность и теплоту льдообразования средним для условий Сибири и Дальнего Востока А. Н. Чижов получил следующую формулу для расчета толщины речного льда:

$$h_{р.л} = -8h_с + \sqrt{(h_0 + 8h_с)^2 - 11t\tau}. \qquad (2)$$

При наличии шуги подо льдом в начале зимы, когда интенсивность нарастания льда снизу велика,

$$h_{р.л} = -8h_с + \sqrt{(h_0 + 8h_с)^2 - 22t\tau}. \qquad (3)$$

Если на участке поста имеется значительный приток тепла снизу вследствие выхода грунтовых вод, то

$$(h_{пр} - h_{р.л})\, e^{\frac{h_{р.л} + q'\tau - h_0}{h_{пр.э}}} = (h_{пр} - h_0), \qquad (4)$$

где q' — слой стаивания льда за счет теплопритока снизу, м; $h_{пр}$ — предельная при данной температуре воздуха и высоте снега толщина льда (м), определяемая по формуле [2], $h_{пр.э}$ — предельная толщина льда, м:

$$h_{пр.э} = h_{пр} + \frac{\lambda_л}{\lambda_с} h_с = \frac{\lambda_л \alpha t}{q}; \qquad (5)$$

q — приток тепла снизу, Вт/м^2.

Таким образом, расчет толщины речного льда по формулам (2)—(4) производится по данным о температуре воздуха и высоте снега на льду, измеряемым на станциях и постах.

Рассматриваемый метод дает возможность определить следующие характеристики наледей речных вод в каждом пункте гидрологических наблюдений: даты начала и конца единичного явления наледеобразования на протяжении зимы, его продолжительность, толщину нарастания наледи за один цикл, суммарные продолжительность и толщину наледи за год, их значения разной вероятности превышения в многолетнем разрезе, вероятность (частоту) образования наледи в течение зимы и в многолетней перспективе. Он был использован для оценки развития наледей речных вод в зоне БАМ на примере 10 пунктов с длительным периодом наблюдений, из которых семь расположены в бассейне р. Лены, два в бассейне р. Амура и один в бассейне Восточно-Сибирского моря (табл. 1). Кроме того, в последующем анализе использованы данные расчета, полученные А. Н. Чижовым еще по двум пунктам: р. Муя у пос. Токсимо и р. Чара у с. Чара.

Анализ вероятности образования единичных наледных явлений показал, что во всех пунктах она увеличивается к середине зимы,

Таблица 1

Средние многолетние характеристики речных наледей и речного льда

Река — пункт	Период наблюдений, годы	Площадь водосбора, км^2	Толщина льда, см			$\frac{H_н}{H_л}$	Продолжительность, дни
			речного $H_р$	наледного $H_н$	суммарная $H_л$		
Витим — гмс. Хулугли	1961—1976	48 500	97	19	116	0,17	20,5
Муя — пос. Токсимо	1962—1975	9 900	118	36	154	0,23	—
Тулдунь — с. Тилишма	1961—1976	880	82	17	99	0,17	13,8
Чара — пос. Чара	1951—1975	4 150	151	66	217	0,30	—
Олёкма — с. Ср. Олёкма	1962—1975	37 300	78	27	105	0,26	19,3
Таюра — с. Таюра	1956—1976	5 720	60	5	65	0,08	8,5
Нюкжа — с. Лопча	1962—1976	32 100	105	27	132	0,20	20,8
Чульман — пос. Чульман	1961—1976	3 840	74	24	98	0,24	20,3
Тында — ст. Тында	1960—1976	4 060	116	12	118	0,10	14,2
Гилюй — у перевоза	1960—1976	21 100	105	20	125	0,16	19,0
Селемджа — ст. Усть-Ульма	1960—1976	67 000	104	6	110	0,06	14,8
Алазея — с. Андрюшкино	1962—1976	29 000	105	20	125	0,16	18,7

Таблица 2

Вероятность образования в течение зимы $P_{р.н}$ и продолжительность $\tau_{р.н}$ единичных наледных явлений в зоне БАМ (средние данные)

Характеристика	X	XI	XII	I	II	III	IV
$P_{р.н}$ %	2,4	14,4	28,3	28,4	18,7	7,1	3,2
$\tau_{р.н}$ сут	0,1	2,0	5,0	4,8	3,3	1,3	0,5

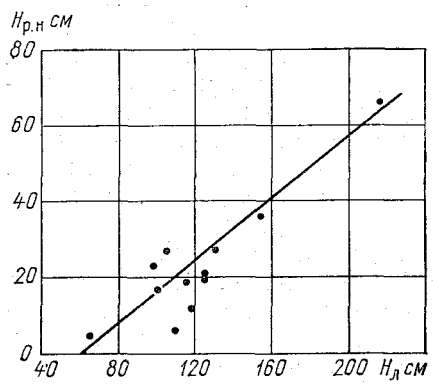


Рис. 1. Связь толщины речных наледей $H_{р.н}$ с суммарной толщиной льда $H_л$.

достигает максимума в декабре—январе, иногда в феврале (30—70 %), а затем постепенно уменьшается к концу зимнего периода. Аналогичным образом изменяется и продолжительность наледных явлений в течение зимы, поэтому между ней и вероятностью образования единичных наледных явлений существует довольно тесная прямая связь. Характер этой связи для каждого пункта индивидуален. В табл. 2 приведены значения этих характеристик, осредненных по всем пунктам наблюдений.

По данным табл. 1, толщина речных наледей в рассматриваемых пунктах изменяется в широких пределах (6—66 см) в соответствии с местными условиями наледеобразования. В то же время наблюдается тенденция уменьшения этой характеристики с увеличением площади водосбора. Доля речных наледей в суммарной толщине льда, измеряемой на посту, также изменяется в довольно широких пределах — от 6 до 30 %. В то же время между толщиной наледи речных вод $H_{р.н}$ и суммарной толщиной льда $H_л$ отмечается довольно тесная связь (рис. 1), описываемая следующим уравнением:

$$H_{р.н} = 0{,}40 H_л - 24, \qquad (6)$$

где $H_{р.н}$ и $H_л$ — в см. Из уравнения (6) следует, что наледи не образуются при толщине льда менее 60 см, что в общем соответствует имеющимся натурным данным, а большая толщина льда связана с наледными процессами. Выражение (6) может быть использовано для расчета приближенных значений мощности речных наледей в зоне БАМ по известной толщине ледяного покрова рек.

Суммарная продолжительность развития наледей в течение

зимы по средним многолетним данным в рассматриваемых пунктах составляет 8,5—20,8 суток (см. табл. 1).

Для более полного описания закономерностей развития речных наледей была произведена оценка изменчивости их характеристик в многолетнем цикле (табл. 3). Из табл. 3 следуют два вывода:

1) суммарная продолжительность развития речных наледей в течение зимы и их толщина характеризуются чрезвычайно боль-

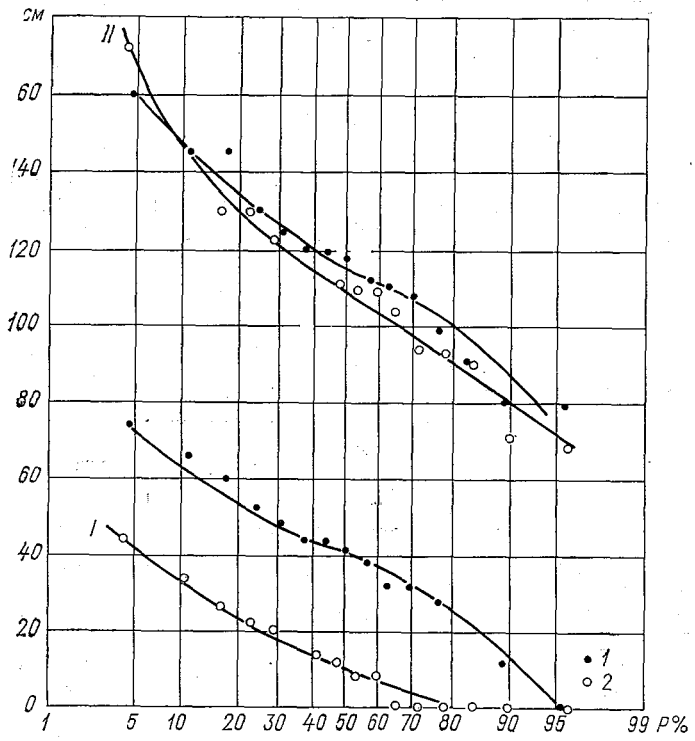


Рис. 2. Кривые обеспеченности толщины речных наледей $H_{р.н}$ (*I*) и суммарной толщины льда $H_л$ (*II*).

1 — р. Витим у гмс Хулугли, *2* — р. Селемджа у с. Усть-Ульма.

шой изменчивостью — значения коэффициентов вариации этих характеристик близки к единице, а нередко и превышают ее;

2) многолетняя изменчивость суммарной толщины льда в пунктах гидрологических наблюдений в основном определяется изменчивостью мощности наледей, поскольку вариация толщины речного льда в 4—8 раз меньше, чем вариация толщины наледей.

Последний вывод подтверждается также и при анализе кривых обеспеченности этих характеристик. На рис. 2 в качестве примера приведены кривые обеспеченности для р. Витим у гмс Хулугли и р. Селемджа у с. Усть-Ульма. При этом значения

обеспеченности для $H_{р.н}$ вычислены в соответствии с рекомендациями А. В. Рождественского и А. И. Чеботарева [2], поскольку в многолетнем ряду встречаются годы с $H_{р.н}=0$.

Из рис. 2 и аналогичных кривых, которые были получены для всех рассматриваемых пунктов, следует, что доля наледей в суммарной толщине льда уменьшается с увеличением значений обеспеченности этих характеристик. Иначе говоря, роль речных наледей относительно больше в годы с большими толщинами льда, фиксируемыми на постах, и наоборот.

В заключение необходимо отметить, что полученные выводы о закономерностях развития наледей речных вод в зоне БАМ носят предварительный характер. Они должны быть уточнены за счет привлечения материалов по большему числу станций и постов в сочетании с данными экспедиционных маршрутных обследований. Кроме того, представляется необходимым выполнить объективную проверку использованного метода расчета толщины речного льда в условиях наледеобразования по данным натурных наблюдений.

Таблица 3

Коэффициенты вариации характеристик речных наледей и речного льда

Река — пункт	Значение коэффициентов вариации			
	продолжительности развития наледи в течение зимы	суммарной толщины льда	толщины наледи	толщины речного льда
Витим — гмс Хулугли	0,60	0,19	0,51	0,23
Муя — пос. Токсимо	—	0,17	0,66	0,26
Тулдунь — с. Тилишма	0,93	0,20	0,98	0,25
Чара — пос. Чара	—	0,30	0,99	0,17
Олёкма — с. Ср. Олёкма	0,73	0,24	0,71	0,15
Таюра — с. Таюра	1,02	0,09	1,27	0,08
Нюкжа — с. Лопча	0,77	0,25	0,78	0,25
Чульман — пос. Чульман	0,56	0,28	0,81	0,15
Тында — ст. Тында	0,72	0,24	0,97	0,12
Гилюй — у перевоза	0,51	0,23	0,68	0,16
Селемджа — ст. Усть-Ульма	1,02	0,22	1,03	0,22
Алазея — с. Андрюшкино	0,87	0,21	0,74	0,10

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Пиотрович В. В. Расчет толщины ледяного покрова на водохранилищах по метеорологическим элементам.— Труды ГМЦ, 1968, вып. 18.— 136 с.
2. Рождественский А. В., Чеботарев А. И. Статистические методы в гидрологии.— Л.: Гидрометеоиздат, 1974.— 424 с.
3. Цвид А. А., Хомичук А. Н. Исследование речных наледей и повышение эффективности противоналедной борьбы.— II международная конференция. Доклады и сообщения. Вып. 5. Якутск, 1973, с. 111—113.
4. Цвид А. А. Наледи в Приморском крае и борьба с ними.— Магадан: Книжное издательство, 1957.— 84 с.

Ю. П. Москвин, Г. И. Канавина (ГГИ)

К ВОПРОСУ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ИСПАРЕНИЯ С БУГРИСТЫХ БОЛОТ

В связи с бурным хозяйственным освоением районов Крайнего Севера Западной Сибири возникает необходимость гидрологического обоснования проектов промышленного и гражданского строительства. Значительную часть района Крайнего Севера занимают бугристые болота, гидрологический режим и водный баланс которых до настоящего времени совершенно не изучен. Проведение воднобалансовых расчетов для бугристых болот в настоящее время практически невозможно, поскольку из всех членов уравнения водного баланса с достаточной точностью измеряются лишь осадки. Измерение стока и испарения с бугристых болот весьма затруднено.

В связи с изложенным, большое значение приобретает разработка надежной методики расчета испарения с бугристых болот, что позволит по измеренным осадкам, вычисленной величине испарения и изменениям влагозапасов определять сток с бугристых болот как остаточный член уравнения водного баланса.

Известны следующие три основных метода определения испарения:

1) водного баланса водосборов и изолированных монолитов почвы;

2) турбулентной диффузии;

3) теплового баланса.

Рассмотрим каждый из этих методов.

Метод водного баланса водосборов. Этот метод предусматривает определение испарения как остаточного члена уравнения водного баланса. Подобный способ применим для условий Крайнего Севера лишь для расчетов нормы испарения с больших территорий, когда уравнение водного баланса упрощается до вида

$$X - E - Y = 0, \qquad (1)$$

где X — осадки, E — испарение, Y — сток. Такие расчеты приводятся в работах П. С. Кузина, Г. А. Плиткина и Н. Дрейер [1—3].

Данный метод практически непригоден для расчетов испарения с болот, поскольку отсутствуют материалы наблюдений за стоком с болот и изменением запасов влаги в деятельном слое торфяной залежи. Использование метода водного баланса для изолированных монолитов встречает ряд трудностей, связанных в основном с близким расположением слоя многолетней мерзлоты у поверхности болота. Установка металлических испарителей на мерзлых буграх болот нарушает режим торфяной залежи, способствует более интенсивному протаиванию самого монолита, что приводит к ошибкам в определении испарения. Установка испарителей на топях невозможна ввиду значительных изменений уровней воды на них в весенний период (от 0 до 40 см).

Метод расчета оттока пара в атмосферу. В настоящее время Руководство по теплобалансовым наблюдениям [4] рекомендует рассчитывать испарение по методу турбулентной диффузии в тех случаях, когда разность значений радиационного баланса и потока тепла в почву равна или меньше 0,42 Дж/(см^2·мин), а градиенты температуры и влажности воздуха равны или меньше соответственно 0,1 °С и 0,1 мб, т. е. для тех случаев, когда метод теплового баланса неприменим [4].

Метод теплового баланса. Затраты тепла на испарение и турбулентный отток тепла определяются как остаточный член уравнения теплового баланса. Этот метод, рекомендованный Руководством [4] (совместно с методом турбулентной диффузии для ночных часов), является наиболее приемлемым для определения испарения с болот, поскольку позволяет определить испарение за любой промежуток времени и не связан с нарушением теплового режима торфяной залежи.

В данной работе при изучении испарения с бугристых болот были применены оба вышеупомянутых метода, рекомендованные Руководством [4]. Выполненные исследования базируются на результатах шестилетних наблюдений на бугристых болотах северной части Западной Сибири. Площадки, где проводились наблюдения, располагались в 300—400 м от облесенных суходолов (табл. 1).

Различие в растительности на буграх исследуемых микроландшафтов (табл. 1), как будет показано ниже, оказывает значительное влияние на испарение с болот. Методика определения испарения предусматривала проведение ежечасных наблюдений в течение одних или нескольких суток. Наблюдения производились за составляющими радиационного баланса, теплопотоком в торфяную залежь, температурой воздуха и торфяной залежи на различных глубинах, а также градиентные наблюдения. Всего с 1971 по 1978 г. проведено около 40 серийных наблюдений.

К особенностям изучаемого района следует отнести близкое залегание к дневной поверхности многолетней мерзлоты, равнинность территории, слабую облесенность и специфический режим уровней болотных вод. Ввиду значительного прогрева поверхности бугристых болот в теплый период года (максимальные темпера-

Таблица 1

Характеристика площадок для производства наблюдений

Год	Болотные микроландшафты	Площадь бугров/топей, % от общей площади микроландшафта	Элемент микроландшафта	Растительность, % покрытия
1971	Полигонально-валиково-мочажинный	70/30	Полигон	Кустарнички (40) Лишайники (80—100) До 20 % пятна торфа
1974, 1975	Плоскобугристо-топяной	60/40	Бугор	Кустарнички (50) Сфагновые мхи (70) Лишайники (30)
1976, 1977	Плоскобугристо-ложбино-топяной	70/30	»	Кустарнички (60) Сфагновые мхи (60) Лишайники (40)
1978	Плоскобугристо-топяной	70/30	»	Лишайники (90) Сфагновые мхи (10)

туры на ней превышают 35 °С) градиенты температуры торфяной залежи по глубине достигают больших величин (до 4 °С/см).

Как установлено полевыми наблюдениями, в длительные бездождевые периоды влага в буграх может отсутствовать полностью. Это приводит к нарушению равновесных профилей влажности в деятельном слое болот и не может не сказаться на градиентах влажности воздуха.

Контрольные наблюдения за влажностью воздуха на трех горизонтах в приземном слое показали, что в наиболее засушливые периоды градиенты влажности с высотой в дневные часы могут иметь отрицательные значения (т. е. влажность с высотой возрастает). При этом при наличии положительных градиентов температуры воздуха в дневные часы профили влажности по высоте имели неправильную, ломаную, постоянно меняющуюся форму. Это происходит, вероятно, потому, что при отсутствии болотных вод на буграх приток влаги к испаряющей поверхности бугра уменьшается, а следовательно, уменьшается влажность приземного слоя воздуха. В то же время испарение с топей, которые постоянно сильно обводнены, неограниченно. Воздушные массы, перемещаясь над топями, увлажняются и при затекании на бугры имеют влажность бо́льшую, нежели приземные слои воздуха над буграми. Поскольку перемещение воздушных масс происходит турбулентно, то и профиль влажности изменяется непрерывно. Расчеты испарения по методу теплового баланса в данном случае могут привести

к абсурдным результатам, поскольку при положительном радиационном балансе в дневные часы расчеты покажут конденсацию влаги, а не испарение. Чтобы убедиться в отсутствии инструмен-

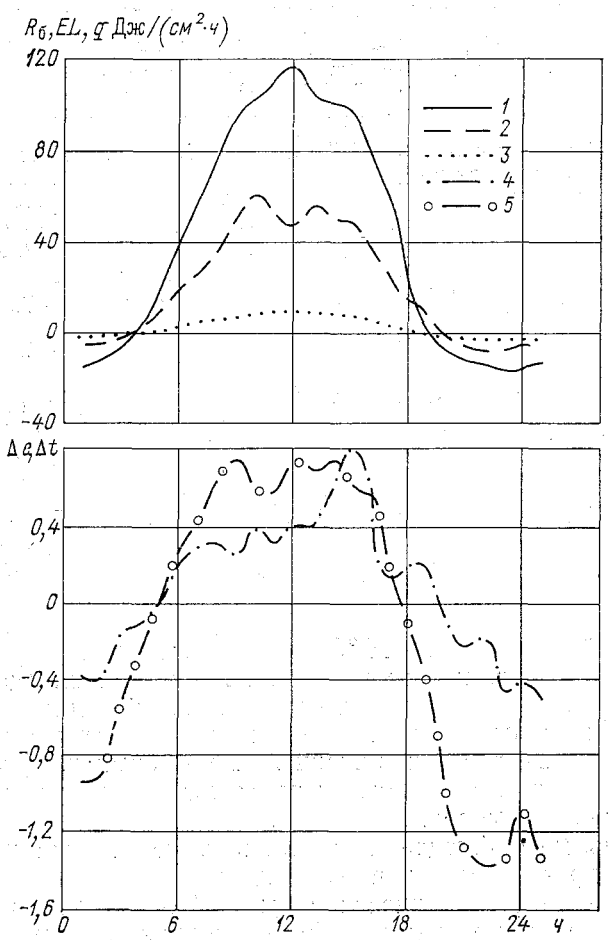


Рис. 1. Ход осредненных значений теплового баланса и градиентов влажности и температуры воздуха за 1976—1978 гг.

1 — радиационный баланс, *2* — затраты тепла на испарение, *3* — поток тепла в торфяную залежь, *4* — градиенты влажности воздуха, *5* — градиенты температуры воздуха.

тальной ошибки наблюдений, психрометры меняли местами, полученные при этом данные показали правильность измерений.

Распределение температуры воздуха с высотой в любых случаях нормальное, т. е. в дневные часы температура воздуха с высотой уменьшается, в ночные — увеличивается. Поэтому в предлагаемой методике обработки для тех случаев, когда распределение градиентов отвечает требованиям Руководства [4], расчет

ведется по методу теплового баланса. Когда же условия нормального распределения температуры и влажности нарушаются, турбулентный отток тепла рассчитывается методом турбулентной диффузии по градиентам температуры воздуха и ветра. Затраты тепла на испарение в этих случаях находятся как остаточный член уравнения теплового баланса, что допускается рекомендациями Руководства [4].

Для проверки возможности применения указанного метода расчета был рассмотрен ход осредненных по всем сериям ежечасных градиентов температуры и влажности воздуха, а также радиационного баланса, потока тепла в торфяную залежь и затрат тепла на испарение, полученных расчетным путем (рис. 1). Несмотря на указанное нарушение профилей влажности в отдельные сутки (рис. 1), ход осредненных градиентов влажности вполне закономерен. Осредненные значения градиентов влажности имеют в ночные часы отрицательные, а в дневные часы (с 5 до 19 ч) — положительные значения. Ход рассчитанных затрат тепла на испарение соответствует ходу градиентов влажности и радиационному балансу, поскольку выполняется соотношение Боуэна [5].

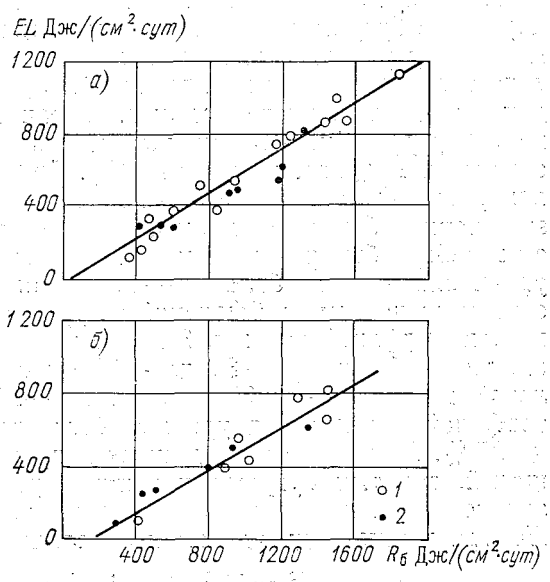


Рис. 2. Зависимость затрат тепла на испарение от радиационного баланса.

а — бугры покрыты лишайником на 30—40 %, $r=0{,}97$. *1* — 1976 г., *2* — 1974, 1975 гг.; *б* — бугры покрыты лишайником на 80—100 %, $r=0{,}95$. *1* — 1971 г., *2* — 1978 г.

Затраты тепла на испарение вычислены по материалам серийных наблюдений 1971, 1974—1978 гг., выполненных в различных районах зоны бугристых болот. По полученным данным построена зависимость вида $EL=f(R_б)$ (рис. 2). Как показали аналогичные исследования в центральных районах Западной Сибири, на испарение большое влияние оказывает лишайниковый покров на болотах, который нарушает зависимость вида $EL=f(R_б)$, поскольку способствует уменьшению испарения. Участки, на которых проводились наблюдения в разных районах бугристых болот, имели различную растительность (табл. 1). Поэтому на рис. 2 выделяются две зависимости. Одна зависимость построена для бугров, покрытых лишайниками на 30—40 %,

$$EL=0{,}65R_б-71, \qquad (2)$$

другая — для бугров, покрытых лишайниками на 80—100 %,—

$$EL = 0{,}58R_б - 84, \qquad (3)$$

где E — испарение, мм; L — скрытая теплота испарения, Дж/(см^2× ×сут); $R_б$ — радиационный баланс, Дж/(см^2·сут). Коэффициенты корреляции этих зависимостей равны соответственно 0,97 и 0,95, что дает возможность говорить об определении тенденции влияния площади, покрытой лишайниками, на испарение. Различия в испарении с рассмотренных выше участков составляют около 7 %.

По полученным зависимостям были рассчитаны величины испарения с бугристых болот за теплые периоды 1971, 1974—1978 гг. Поскольку расчет величины испарения проводился на основе метода теплового баланса, проверка полученных результатов проведена методом водного баланса. В качестве объекта был выбран водосбор руч. Енга-Яха площадью 35,5 км^2 (заболоченность 82 %, озерность 10 %, залесенность 8 %). Сравнение расчетных значений испарения было выполнено за период с 16/VI по 31/VIII 1977 г.; этот период был засушливым, осадков выпало всего 112 мм, сток с водосбора был равен 20 мм. Наиболее трудно определимый член уравнения водного баланса — изменение влагозапасов — был рассчитан по данным наблюдений за уровнями болотных вод и влажностью торфяной залежи. За этот период уровни на буграх понизились на 30 см (с —30 до —60 см от средней поверхности болота), на топях — на 28 см (от 7 до —21 см). Средняя влажность торфяной залежи над уровнем болотных вод уменьшилась с 31 до 27 %. Исходя из этих данных и процентного соотношения площадей, занятых буграми и топями, рассчитаны были изменения запасов влаги на водосборе, которые оказались равными 184 мм. По уравнению водного баланса величина испарения будет равна

$$E = 112 - 20 + 184 = 276 \text{ мм}.$$

Испарение, рассчитанное за этот же период по зависимостям (2) и (3), равно 251 мм. Таким образом, расхождение составляет 25 мм. В данном случае расхождение можно объяснить недоучетом двух следующих факторов. В замыкающем створе расположены две небольшие топи, сток через которые в меженный период не может быть непосредственно измерен. Фильтрационный сток через указанные топи значительно меньше, чем в замыкающем створе ручья. Однако недоучет этой части стока, проходящего через топи, сказывается на значении испарения, рассчитанного по уравнению водного баланса. Работами экспедиции установлено, что в подстилающих грунтах располагаются воды, питание которых происходит, по-видимому, частично за счет болотных вод (в местах протаивания сезонно мерзлого слоя топей). Однако ввиду весьма малых коэффициентов фильтрации в нижних слоях торфяной залежи, потери болотных вод незначительны. Поскольку вертикальные коэффициенты фильтрации не определялись, оценить количественно указанную величину не представляется возможным. Таким образом, проверка расчетов значений испарения по зависимостям (2)

и (3) показала достаточно хорошую сходимость с его значениями, вычисленными по уравнению водного баланса, что дает основание считать рассмотренную методику пригодной для практических расчетов. Результаты расчета испарения за 1976—1978 гг. представлены в табл. 2. Из данных таблицы следует, что 1976 и 1977 гг. были весьма засушливы (обеспеченность сумм осадков за теплый период 1976 г. равна 92 %, а 1977 г.— 82 %), при этом в отдельные месяцы (июль, август 1976 г.) осадки составляли всего 7—12 мм.

Таблица 2

Вычисленные характеристики и комплексные показатели $\left(\frac{E}{E_0}, \frac{LX}{R_б}, \frac{X}{E}\right)$ для зоны бугристых болот

Месяц	Испарение, E мм	Осадки, X мм	Испаряемость, E_0 мм	$\frac{E}{E_0}$	$\frac{LX}{R_б}$	$\frac{X}{E}$
		1976 г.				
Июнь	80	45	98	0,82	0,37	0,56
Июль	85	7	126	0,67	0,04	0,08
Август	40	12	87	0,46	0,16	0,30
$\Sigma_{VI-VIII}$	205	64 ($P = 92$ %)	311	0,66	0,18	0,31
		1977 г.				
Июнь	95	46	110	0,86	0,29	0,48
Июль	78	27	119	0,66	0,18	0,35
Август	34	32	72	0,47	0,45	0,94
$\Sigma_{VI-VIII}$	207	105 ($P = 82$ %)	301	0,69	0,29	0,59
		1978 г.				
Июнь	53	70	74	0,72	0,62	1,32
Июль	56	60	111	0,50	0,50	1,07
Август	20	102	56	0,36	2,00	5,1
$\Sigma_{VI-VIII}$	129	232 ($P = 14$ %)	241	0,54	0,83	2,5

Радиационный коэффициент сухости, представляющий отношение затрат тепла на испарение выпавших осадков к радиационному балансу $\left(\frac{L_x}{R_б}\right)$, показывает, что во все месяцы, кроме сентября 1978 года, радиационный баланс был больше, чем затраты тепла, требующиеся на испарение выпавших осадков. При этом в 1976 и 1977 гг. в среднем за теплый период выпало столько осадков, что затраты тепла на испарение составили менее 30 % радиационного баланса. Для влажного 1978 г. это отношение равно 83 %.

Испарение за три летних месяца для сухих лет составило около 200 мм. При этом за теплый период отношение испарения к испаряемости $\left(\frac{E}{E_0}\right)$ в среднем составило 66—69 %, уменьшаясь в течение летнего периода от 82—86 % в июне до 46—47 % в августе. Для влажного 1978 г. (обеспеченность сумм осадков за теплый период равна 14 %) испарение составило лишь 129 мм при отношении испарения к испаряемости, равном 54 %.

Уменьшение испарения за теплые периоды влажных лет происходит в основном за счет недостатка в притоке солнечной радиации. Так, за три теплых месяца в сухие годы радиационный баланс составил 88—92 кДж, тогда как в теплые месяцы влажного года он оказался менее 71 кДж, т. е. на 25 % ниже, чем для сухих лет. Осадки, выпавшие в теплый период, превысили в 2,5 раза потери влаги на испарение лишь во влажном 1978 г. В 1976 и 1977 годах доля осадков в испарении составляла 31—59 % за теплый период. Таким образом, от 41 до 69 % влаги испарялось за счет уменьшения влагозапасов.

Выводы

1. Анализ различных методов определения испарения с бугристых болот показал возможность применения комбинированного метода теплового баланса и турбулентной диффузии для расчета испарения. Установлено, что профили влажности воздуха над бугристыми болотами в засушливые периоды имеют сложную быстро изменяющуюся форму, в то время как профили температуры воздуха имеют правильный вид. Поэтому в часы с нарушением профилей влажности по методу турбулентной диффузии рассчитывается турбулентный поток тепла, а затраты тепла на испарение определяются как остаточный член уравнения теплового баланса.

2. Затраты тепла на испарение с бугристых болот составляют около 65 % радиационного баланса, что совпадает с таким же значением для олиготрофных болот центральной части Западной Сибири.

3. Сплошное покрытие поверхности бугров лишайниками уменьшает испарение в целом с бугристых комплексов приблизительно на 12 %.

4. Для летних месяцев (июнь—август) сухих лет величина испарения с бугристых болот составляет в среднем 65—70 % испаряемости. Для этих же месяцев во влажные годы эта величина меньше на 10—20 %.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кузин П. С. Карта испарения с поверхности речных бассейнов Союза ССР.— Метеорология и гидрология, 1940, № 11, с. 63—70.

2. Плиткин Г. А. Пространственные изменения элементов водного и теплового балансов Западно-Сибирской равнины.— Труды ГГИ, вып. 157, 1969, с. 34—65.
3. Дрейер Н. Н. Новая карта испарения с территории СССР.— Изв. АН СССР, Сер. геогр., 1966, № 5, с. 68—73.
4. Руководство по теплобалансовым наблюдениям.— Л.: Гидрометеоиздат, 1977.— 147 с.
5. Будыко М. И. Испарение в естественных условиях.— Л.: Гидрометеоиздат, 1948.— 153 с.

С. А. Лавров (ГГИ)

ИССЛЕДОВАНИЕ ДИНАМИКИ ВЛАЖНОСТИ И ПЛОТНОСТИ ПОЧВ ПРИ ИХ ПРОМЕРЗАНИИ МЕТОДОМ ГАММАСКОПИИ

Изучение процесса миграции влаги в фронту промерзания почв имеет большое практическое значение для решения многих задач гидрологии, геокриологии и агрофизики. В настоящее время накоплен значительный теоретический материал по изучению природы миграции влаги, однако большинство исследований носит качественный характер и не обеспечено надежными данными о параметрах процесса [1]. Более детальное изучение динамики миграции влаги задерживалось из-за отсутствия соответствующих методов исследования.

Данная работа и посвящена усовершенствованию методов измерения основных параметров процесса миграции влаги в почве с использованием источников гамма-излучения.

Физические основы измерения влажности и плотности почв методом гаммаскопии

Одним из важнейших параметров, который необходимо определять при изучении переноса тепла и влаги в почвах, является влажность. В настоящее время наиболее перспективным методом ее измерения, не нарушающим структуру почвы, является метод гамма-просвечивания, основанный на эффекте поглощения монохроматического пучка гамма-излучения [2]. При этом интенсивность ослабления излучения описывается уравнением вида

$$I = I_0 \exp(-\rho_г \mu_г d - \rho_в \omega \mu_в d), \qquad (1)$$

где I_0 — интенсивность входящего в почву гамма-излучения, d — толщина просвечиваемого слоя почвы, $\rho_в$, $\rho_г$ — плотность воды и почвы, $\mu_г$, $\mu_в$ — массовые коэффициенты поглощения гамма-излучения почвой и водой, ω — объемная влажность почвы. Определяя объемную влажность в начальный момент $\omega_н$ весовым способом и соответствующую ей интенсивность гамма-излучения $I_н$, находим

из отношения $I/I_н$, составленного для любого последующего момента времени, значение влажности

$$\omega = \omega_н - \frac{\ln \frac{I}{I_н}}{\rho_в \mu_в d}. \qquad (2)$$

В случае изменения плотности почвы в ходе эксперимента, что наблюдается в опытах по миграции влаги к фронту промерзания почвы, метод определения влажности при одном источнике гамма-излучения имеет значительную погрешность, поскольку для одновременного измерения плотности и влажности одного уравнения (2) недостаточно. Использование второго источника гамма-излучения позволяет получить систему двух уравнений с двумя неизвестными $\rho_г$ и ω [3]; решая ее получаем

$$\left.\begin{aligned} \omega &= \frac{\mu_{г1} \ln \frac{I_2}{I_{02}} - \mu_{г2} \ln \frac{I_1}{I_{01}}}{d\,(\mu_{в1}\mu_{г2} - \mu_{г1}\mu_{в2})}, \\ \rho_г &= \frac{\mu_{в2} \ln \frac{I_1}{I_{01}} - \mu_{в1} \ln \frac{I_2}{I_{02}}}{d\,(\mu_{в1}\mu_{г2} - \mu_{г1}\mu_{в2})} \end{aligned}\right\} \qquad (3)$$

(индексы 1, 2 относятся соответственно к первому и второму источнику гамма-излучения). Однозначное решение системы возможно лишь при неравенстве нулю знаменателя системы уравнений (3). Рассмотрим условия, при которых $\mu_{в1}\mu_{г2} - \mu_{г1}\mu_{в2} \neq 0$. Из физики взаимодействия гамма-излучения с веществом известно, что основной вклад в поглощение вносят фотоэффект, комптон-эффект и эффект образования пар. Последний начинает существенно сказываться только при больших энергиях гамма-квантов. Однако источники с такими энергиями излучения практического применения в наших исследованиях не имеют. Поэтому коэффициент поглощения можно записать в виде

$$\mu = \mu_ф + \mu_к, \qquad (4)$$

где $\mu_ф = a\frac{Z^5}{E^3}$ и $\mu_к = b\frac{Z}{E}$, Z — эффективный заряд вещества, E — энергия гамма-квантов, a, b — коэффициенты пропорциональности.

Записывая неравенство знаменателя уравнений системы (3) нулю с подставленными в него выражениями для $\mu_ф$ и $\mu_к$

$$\left(a\frac{Z_в^5}{E_1^3} + b\frac{Z_в}{E_1}\right)\left(a\frac{Z_г^5}{E_2^3} + b\frac{Z_г}{E_2}\right) - \\ - \left(a\frac{Z_г^5}{E_1^3} + b\frac{Z_г}{E_1}\right)\left(a\frac{Z_в^5}{E_2^3} + b\frac{Z_в}{E_2}\right) \neq 0, \qquad (5)$$

видим, что оно не выполняется лишь в том случае, когда составляющие $\mu_{ф1}$ и $\mu_{ф2}$ равны нулю, т. е. при условии, что источники гамма-излучения обладают энергиями гамма-излучения, для

которых существен только комптон-эффект. Выбрав в качестве источников изотопы Cs-137 и Am-241, получим выполнение неравенства (5), так как энергия излучения изотопа Am-241 лежит в области фотоэффекта, а изотопа Cs-137 — в области комптон-эффекта.

Оптимальные условия в методах гамма-просвечивания с использованием одного и двух источников гамма-излучения

Выбор типа и мощности источника гамма-излучения определяется толщиной исследуемого слоя и необходимой точностью измерения влажности и плотности почвы.

В методах, основанных на измерении ядерных излучений, точность практически ограничивается статистической погрешностью измерения интенсивности гамма-излучения, абсолютное значение которой равно $\pm\sqrt{I}$ [2]. Соответствующее ей изменение влажности $\Delta\omega$ при отклонении интенсивности гамма-излучений на это их значение можно получить на основании выражения (2). Откуда следует, что

$$\Delta\omega = \pm \frac{1}{\sqrt{I\mu_{\text{в}}\rho_{\text{в}}d}}. \tag{6}$$

В работе [3] сделана попытка, используя уравнение (6), определить оптимальную толщину почвенных колонок. Для этого уравнение (1) подставляется в уравнение (6), которое дифференцируется по d и приравнивается нулю. В результате получаем

$$d_{\text{опт}} = \frac{2}{\rho_{\text{г}}\mu_{\text{г}} + \rho_{\text{в}}\omega\mu_{\text{в}}}. \tag{7}$$

Однако формула (7) справедлива лишь в том случае, если расстояние между источником излучения и детектором не меняется при просвечивании колонок разного диаметра.

В практике обычно это расстояние зависит от толщины просвечивания образца почвы d. В этом случае I_0 определяется выражением вида

$$I_0 = n\frac{A}{(a+d)^2}, \tag{8}$$

где n — коэффициент пропорциональности, учитывающий поглощение излучения в стенках источника гамма-излучения и контейнера, а также тип детектора; A — активность источника гамма-излучения; a — разность расстояния от источника гамма-излучения до детектора и толщины почвенной колонки. Поэтому целесообразно получить вместо выражения (7) формулу, учитывающую выражение (8). При оптимальной величине d, определяемой условиями проведения эксперимента и используя выражение (9), получаем

$$d_{\text{опт}}^{(1)} = \sqrt{\frac{a^2}{4} + \frac{2a}{\rho_{\text{г}}\mu_{\text{г}} + \rho_{\text{в}}\omega\mu_{\text{в}}}} - \frac{a}{2}. \tag{9}$$

Зная массовые коэффициенты ослабления гамма-излучения для грунта и воды, а также средние значения плотности грунта, Кинг [4] нашел, что в диапазоне влажностей от нуля до насыщения оптимальная толщина почвенных колонок, вычисленная по формуле (9), составляет приблизительно 14,5—21,0 см для изотопа Cs-137 и 4,5—6,0 см для изотопа Am-241. Вычисляя же $d^{(1)}_{\text{опт}}$ по нашей модифицированной формуле (10) и приняв $a = 10$ см, находим, что $d^{(1)}_{\text{опт}}$ составляет 7,5—10,0 см для изотопа Cs-137 и 3,3—4,2 см для изотопа Am-241, т. е. существенно меньше. Расчеты показывают, что при использовании изотопа Cs-137 и отклонении толщины колонки от оптимальной в пять раз при прочих равных условиях точность измерения снижается примерно также в пять раз. Улучшить это соотношение, исходя из формулы (7), можно путем увеличения времени экспозиции или мощности источника излучения в 25 раз, что не всегда удается сделать. Оценку точности измерения влажности и плотности грунта методом с двумя источниками гамма-излучения можно выполнить следующим образом:

$$\left.\begin{aligned} \Delta\omega &= \frac{\frac{\sqrt{I_1}}{I_1}\mu_{\text{г}2} + \frac{\sqrt{I_2}}{I_2}\mu_{\text{г}1}}{d\,(\mu_{\text{в}1}\mu_{\text{г}2} - \mu_{\text{г}1}\mu_{\text{в}2})}, \\ \Delta\rho &= \frac{\frac{\sqrt{I_1}}{I_1}\mu_{\text{в}2} + \frac{\sqrt{I_2}}{I_2}\mu_{\text{в}1}}{d\,(\mu_{\text{в}1}\mu_{\text{г}2} - \mu_{\text{г}1}\mu_{\text{в}2})}. \end{aligned}\right\} \qquad (10)$$

Используя первое уравнение системы (10), находим выражение для определения оптимальной толщины колонки почвы в этом методе.

$$\frac{b_1 \frac{\mu_{\text{г}2}}{\mu_{\text{г}1}} \sqrt{\frac{A_2}{A_1}}\, e^{\frac{d^{(2)}_{\text{опт}}}{2} b_1} + b_2 e^{\frac{d^{(2)}_{\text{опт}}}{2} b_2}}{\frac{\mu_{\text{г}2}}{\mu_{\text{г}1}} \sqrt{\frac{A_2}{A_1}}\, e^{\frac{d^{(2)}_{\text{опт}}}{2} b_1} + e^{\frac{b^{(2)}_{\text{опт}}}{2} b_2}} = \frac{2a}{d^{(2)}_{\text{опт}}\left(d^{(2)}_{\text{опт}} + a\right)}, \qquad (11)$$

где $b_1 = \rho_{\text{г}}\mu_{\text{г}1} + \rho_{\text{в}}\omega\mu_{\text{в}1}$, $b_2 = \rho_{\text{г}}\mu_{\text{г}2} + \rho_{\text{в}}\omega\mu_{\text{в}2}$.

Уравнение (11) является трансцендентным и решается графическим путем. Для пары изотопов Cs-137 и Am-241 с активностью $A_1 = 25 \cdot 10^4$ кБк (Cs-137) и $A_2 = 350 \cdot 10^4$ кБк (Am-241) и при $a = 10$ см оптимальная толщина колонки составляет 6—8 см.

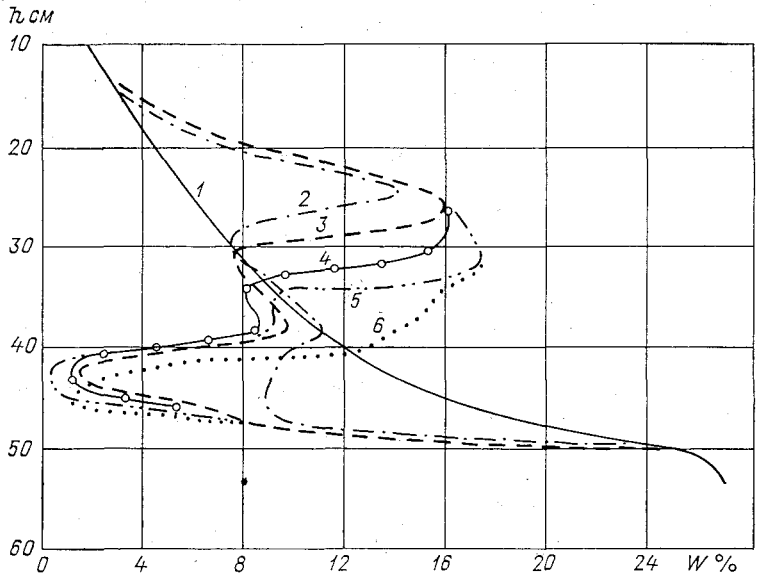
Лабораторная установка

Опыты по миграции почвенной влаги к фронту промерзания почвы производились на специальной термостатирующей установке, которая позволяла поддерживать заданную температуру на торцах монолита и обеспечивать привязку значений влажности почвы к координатам температурного поля. В опытах были использованы монолиты почвы высотой 1 м и диаметром 0,5 м.

Влажность почвы определялась при помощи установки для горизонтального гамма-просвечивания с использованием в качестве источника излучения изотопа Cs-137 и сцинтилляционного блока детектирования. Спектрометрия и выделение монохроматического излучения с энергией 661 кэВ осуществлялись с помощью анализатора импульсов АИ-128. Время экспозиции одного отсчета равнялось 3 мин, что позволяло измерять влажность с точностью 0,3 %.

Результаты опытов

Моделирование процесса миграции влаги осуществлялось на модельной среде, в качестве которой был выбран мелкозернистый пе-



Изменение весовой влажности W % по глубине монолита при промерзании.

1 — начальное распределение, *2* — через 120 ч после начала опыта, *3* — через 144 ч, *4* — через 168 ч, *5* — через 192 ч, *6* — через 339 ч.

сок. Целью проведения опытов было детальное исследование динамики миграции влаги в промерзающих почвах при различных температурных условиях и режимах уровня грунтовых вод. Было проведено четыре опыта длительностью от одного до полутора месяцев. Два из них с постоянным уровнем грунтовых вод и два при его падении.

Экспериментальные данные показали резкое увеличение влажности в зоне промерзания. При этом влажность в талой зоне не меняется в случае постоянного уровня грунтовых вод (т. е. при непрерывном пополнении воды, затраченной на миграцию) и уменьшается при свободном понижении последнего (см. рисунок). При различных температурных режимах на торцах монолита значение

миграционного потока возрастало в случаях увеличения скорости промерзания и уменьшалась в противном случае. Послойное приращение влажности находилось в обратной зависимости от скорости промерзания.

Остается не выясненным вопрос о влиянии общей льдистости на миграционный процесс. Сравнивая результаты некоторых опытов, можно заметить, что при увеличении льдистости и при прочих равных условиях поток возрастал. По-видимому, кристаллизационно-пленочный механизм передвижения влаги в промерзающих почвах имеет решающее значение.

Одним из важнейших процессов при тепло- и влагопереносе в почвах являются потери влаги на испарение, закономерности которого пока слабо изучены как теоретически, так и экспериментально. Измеряя в наших опытах влажность методом гаммаскопии и параллельно количество влаги, ушедшей на подпитку монолита, мы учли эту величину, которая составляла примерно 7 % общего количества влаги, мигрировавшей в мерзлую зону.

Первые результаты немногочисленных пока экспериментов являются основой проведения дальнейших исследований и совершенствования математического моделирования процесса миграции влаги к фронту промерзания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Иванов Н. С. Тепло- и массоперенос в мерзлых горных породах.— М.: Наука, 1969.— 10 с.
2. Чистотинов Л. В. Миграция влаги в промерзающих неводонасыщенных грунтах.— М.: Наука, 1973.— 15 с.
3. Gardner W. R., Callissendorf C. Gamma-ray and neutron attenuation in measurement of soil bulk density and water content.— In: Isotope and Radiat. Techn. Soil Phys. and Irrigat. Stud. Vienna, 1967.— 55 p.
4. King L. G. Gamma-ray attenuation for soil water content measurement using Am-241.— In: Isotope and Radiat. Techn. Soil Phys. and Irrigat. Stud. Vienna, 1967.— 81 p.

С. А. Кондратьев (ГГИ)

К ВОПРОСУ О МОДЕЛИРОВАНИИ ВНУТРИПОЧВЕННОГО СТОКА

Настоящая работа посвящена построению, анализу и апробации модели внутрипочвенного дождевого стока по наклонному водоупору в зоне аэрации. За основу модели принято двумерное уравнение Буссинеска [6]

$$m\frac{\partial h}{\partial t}+\frac{\partial}{\partial x}\left[k_{\text{ф}}\left(S_x\frac{\partial h}{\partial x}\right)h\right]+\frac{\partial}{\partial y}\left[k_{\text{ф}}\left(S_y-\frac{\partial h}{\partial y}\right)h\right]=R. \quad (1)$$

Здесь h — расстояние между фреатической поверхностью [4] и водоупором, x и y — пространственные координаты, t — временна́я координата, m — пористость грунта, R — интенсивность эффективной водоподачи, $k_{\text{ф}}$ — коэффициент фильтрации почвы, S_x и S_y — уклоны поверхности водоупора в направлениях x и y соответственно. Уравнение (1) применяется для моделирования внутрипочвенных течений, на которые оказывает значительное влияние их контакт со свободными водными массами в дренах, руслах, водоемах, а также в случаях, когда сток существенным образом определяется градиентом пьезометрической высоты (уклоном поверхности депрессии).

В большинстве гидрологических задач, связанных с расчетом внутрипочвенного стока, можно полагать, что градиент пьезометрической высоты равен градиенту геометрической высоты (уклону водоупора) и гидравлическая связь с открытыми водными массами незначительна. В этом случае величинами $\frac{\partial h}{\partial x}$ и $\frac{\partial h}{\partial y}$ можно пренебречь. Тогда из выражения (1) получим дифференциальное уравнение первого порядка, описывающее внутрипочвенный сток по наклонному водоупору,

$$m\frac{\partial h}{\partial t}+\frac{\partial}{\partial x}(k_{\text{ф}}S_xh)+\frac{\partial}{\partial y}(k_{\text{ф}}S_yh)=R. \quad (2)$$

Это уравнение отличается от полного уравнения Буссинеска относительной простотой решения.

В практике расчетов поверхностного стока с водосборов переменной ширины часто используется одномерное уравнение, описывающее стекание с конических поверхностей [1]. Целесообразно получить подобное уравнение для внутрипочвенного стока. Если записать уравнение (2) в полярных координатах, то для расчета стока с водоупора, геометрия которого может быть аппроксимирована конической поверхностью вращения (сходящиеся и расходящиеся поверхности), получим следующее одномерное уравнение:

$$m\frac{\partial h}{\partial t}+\frac{\partial}{\partial x}(k_{\text{ф}}S_x h)+\frac{k_{\text{ф}}S_x h}{x}=R. \tag{3}$$

Стекание происходит вдоль образующей, которая совпадает с осью x, начало координат находится на оси симметрии.

В ряде работ [2, 5] для описания стока в зоне аэрации используется одномерный вариант уравнения (2):

$$m\frac{\partial h}{\partial t}+\frac{\partial}{\partial x}(k_{\text{ф}}S_x h)=R. \tag{4}$$

Для случая $k_{\text{ф}}=\text{const}$, $S_x=\text{const}$ выражение (4) примет вид:

$$m\frac{\partial h}{\partial t}+k_{\text{ф}}S_x\frac{\partial h}{\partial x}=R. \tag{5}$$

Это линейное дифференциальное уравнение решается аналитически, в отличие от уравнений (2) и (3), которые аналитических решений не имеют. В работах [2, 5] приводятся решения уравнения (5) для случаев постоянной водоподачи и водоподачи, заданной показательной функцией.

Получим аналитическое решение уравнения (5) для случая произвольного задания интенсивности водоподачи:

$$R=\begin{cases} R_1\,(t_0<t\leqslant t_1), \\ \cdot\;\cdot\;\cdot\;\cdot\;\cdot\;\cdot\;\cdot \\ R_p\,(t_{p-1}<t\leqslant t_p). \end{cases} \tag{6}$$

Решение исходного уравнения равносильно решению его характеристической системы:

$$\frac{dh}{dt}=\frac{R}{m}, \tag{7}$$

$$\frac{dx}{dt}=\frac{k_{\text{ф}}S_x}{m}. \tag{8}$$

Ставятся следующие краевые условия:

$$h(x,\ 0)=0,\quad h(0,\ t)=0, \tag{9}$$

т. е. полагается, что в начальный момент воды на водоупоре не было и что на его верхней границе в любой момент времени мощность потока нулевая.

Уравнение характеристики, выходящей из точки с координатами x', t', имеет вид:

$$x = x' + \frac{k_ф S_x}{m}(t - t'). \tag{10}$$

Это прямая линия на плоскости (x, t), наклон которой относительно оси t постоянен и равен $\frac{k_ф S_x}{m}$. На рис. 1 показаны характеристики, выходящие из точек $t_0, \ldots, t_p$. Эти характеристики делят полосу, заключенную между прямыми $t = t_{i-1}$ и $t = t_i$ $(i = 1, 2, \ldots, p)$, на $(i+1)$ областей, которые для удобства дальнейшего рассмотрения занумерованы, начиная снизу. Если рассмотреть области, лежащие между характеристикой, выходящей из начала координат, и осью t, то для области, произвольным образом выбранной, лежащей в полосе $t_{i-1} \leqslant t \leqslant t_i$ и k-й по счету снизу, в результате интегрирования системы (7), (8) с краевыми условиями (9) получается решение следующего вида:

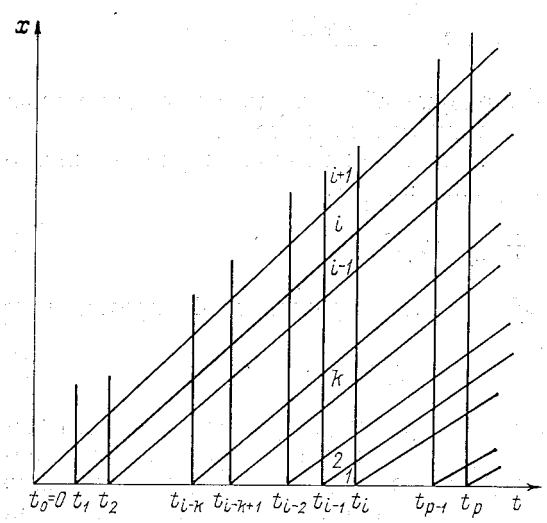


Рис. 1. Области существования решений уравнения (5) при водоподаче переменной интенсивности.

$$h = \frac{xR_{i-k+1}}{k_ф S_x} + \frac{L}{m}\left(\sum_{f=i-k+1}^{i-2}(t_{f+1} - t_f)(R_{f+1} - R_{i-k+1}) + \right.$$
$$\left. + (t - t_{i-1})(R_i - R_{i-k+1})\right). \tag{11}$$

Для области, лежащей выше характеристики, выходящей из начала координат, решение уравнения (5) определяется формулой

$$h = \frac{L}{m}\left(R_i t + \sum_{f=1}^{i-1}(R_f - R_{f+1})\, t_f\right). \tag{12}$$

Уравнения (11) и (12) выражают совокупность решений для любых областей плоскости (x, t). Нужно помнить, что сумма равняется нулю, если верхний индекс суммирования меньше нижнего. Значения интенсивности водоподачи, входящие в формулы (11) и (12), могут быть не только положительными и нулевыми, но и отрицательными (случай водопроницаемого водоупора). Для нахождения гидрографа стока со склона длины L в решениях (11) и (12) для областей, которые пересекаются прямой $x = L$, нужно сделать

замену x на L. Таким образом, получается зависимость $h = h(L, t)$. Гидрограф стока рассчитывается по формуле

$$q_x = k_ф S_x h(L, t). \tag{13}$$

Формулами (11), (12) удобно пользоваться при небольших значениях p. При увеличении значений p эти выражения становятся громоздкими. Тогда для нахождения решения целесообразно использовать численное интегрирование уравнения (5).

Была выбрана явная разностная схема, основанная на разложении решения $h(x, t)$ в ряд Тейлора:

$$h(x, t + \Delta t) = h(x, t) + \frac{\partial h}{\partial t}\Delta t + \frac{\partial^2 h}{\partial t^2}\frac{\Delta t^2}{2}. \tag{14}$$

Плоскость (x, t) покрывается равномерной прямоугольной сеткой с координатами $i = 1, \ldots, N_1$ по оси t и $j = 1, \ldots, N_2$ по оси x, расстояния между узлами сетки составляют Δt и Δx соответственно. Заменяя дифференциальные операторы на разностные, получаем следующую схему вычисления h на $(i+1)$-м временно́м слое разностной сетки:

$$h_j^{i+1} = h_j^i + \frac{\Delta t}{m}\left(-\frac{q_{xj+1}^i - q_{xj-1}^i}{2\Delta x} + R_j^i\right) + \\ + \frac{\Delta t^2}{2m}\left[k_ф \frac{S_x}{m}\left(\frac{q_{xj+1}^i - 2q_{xj}^i + q_{xj-1}^i}{\Delta x^2} - \right.\right. \\ \left.\left. - \frac{R_{j+1}^i - R_{j-1}^i}{2\Delta x}\right) + \frac{R_j^{i+1} - R_j^i}{\Delta t}\right]. \tag{15}$$

Рассмотренная одномерная модель апробирована на материалах наблюдений за формированием внутрипочвенного стока на агроводнобалансовом полигоне Валдайской научно-исследовательской гидрологической лаборатории. Воднобалансовая площадка размером 20×70 м имеет средний уклон 57‰, верхний слой почвы состоит из супеси с прослойками песка, на глубине 60—70 см залегает слой суглинка, который является относительным водоупором. Для описания вертикального влагопереноса в зоне аэрации и определения интенсивности водоподачи на водоупор использовалось одномерное уравнение диффузии влаги [3, 6]:

$$\frac{\partial W}{\partial t} = -\frac{\partial I}{\partial z} \tag{16}$$

со следующими краевыми условиями:

$$W(z, 0) = W_0, \\ I(0, t) = R', \\ I(l, t) = K[W(l, t)], \tag{17}$$

где

$$I = K(W) - D(W)\frac{\partial W}{\partial z};$$

здесь W — объемная влажность почвы, R' — интенсивность осадков, I — поток почвенной влаги, K — гидравлическая проводимость, D — коэффициент диффузии, z — вертикальная координата, l — расстояние от поверхности почвы до водоупора, W_0 — начальное значение влажности.

Для определения $K(W)$ использовалась формула Аверьянова—Будаговского [3, 6]:

$$K(W) = k_{\text{ф}}\left(\frac{W - W_0}{m - W_0}\right)^n, \tag{18}$$

где n — параметр.

Коэффициент диффузии рассчитывался по формуле

$$D(W) = K(W)\frac{\partial\psi}{\partial W}, \tag{19}$$

где ψ — потенциал почвенной влаги.

Значения $K(W)$ определялись по формуле (18), значения ψ задавались таблично согласно экспериментальным данным, полученным в гидрофизической лаборатории ГГИ.

Уравнение (16) решалось камерным методом. При этом использовалась явная конечно-разностная схема

$$W_\varepsilon^{i+1} = W_\varepsilon^i + (I_\varepsilon^i - I_{\varepsilon+1}^i)\frac{\Delta t}{\Delta z}, \tag{20}$$

где

$$I_\varepsilon^i = \frac{K_{\varepsilon-1}^i + K_\varepsilon^i}{2} - \frac{D_{\varepsilon-1}^i + D_\varepsilon^i}{2}\,\frac{W_\varepsilon^i - W_{\varepsilon-1}^i}{\Delta z}.$$

Краевые условия задавались следующим образом:

$$W_\varepsilon^1 = W_0,$$

$$I_1^i = R',$$

$$I_{N+1}^i = K_N^i;$$

здесь N — количество камер, на которые разбивается рассматриваемая вертикальная колонка почвы, Δt — шаг интегрирования по времени, Δz — вертикальный размер камеры, W_ε^i, K_ε^i, D_ε^i — гидрофизические характеристики почвы в камере с номером ε в момент времени $t_i = i\Delta t$, I_ε^i — поток, втекающий в эту камеру в момент времени t_i.

Стыковка уравнений (5) и (16) осуществлялась условием

$$I(l, t) = R. \tag{21}$$

Если полагать, что коэффициент фильтрации почвы $k_{\text{ф}}$ анизотропен, то для совместного решения уравнений (5) и (16) нужно определить его значение, а также значение параметра n в формуле (18).

На рис. 2 приведены интенсивности осадков, выпадающих на поверхность, и поступления воды на водоупор, рассчитанные по

уравнению (16), наблюденные значения расходов внутрипочвенного стока и рассчитанные гидрографы для двух паводков. Рассматривая наблюденный гидрограф стока паводка 22/X 1967 г. (рис. 2 *а*), нетрудно видеть, что ветвь подъема гидрографа представляет линейный участок. Поскольку решение в этой области имеет вид:

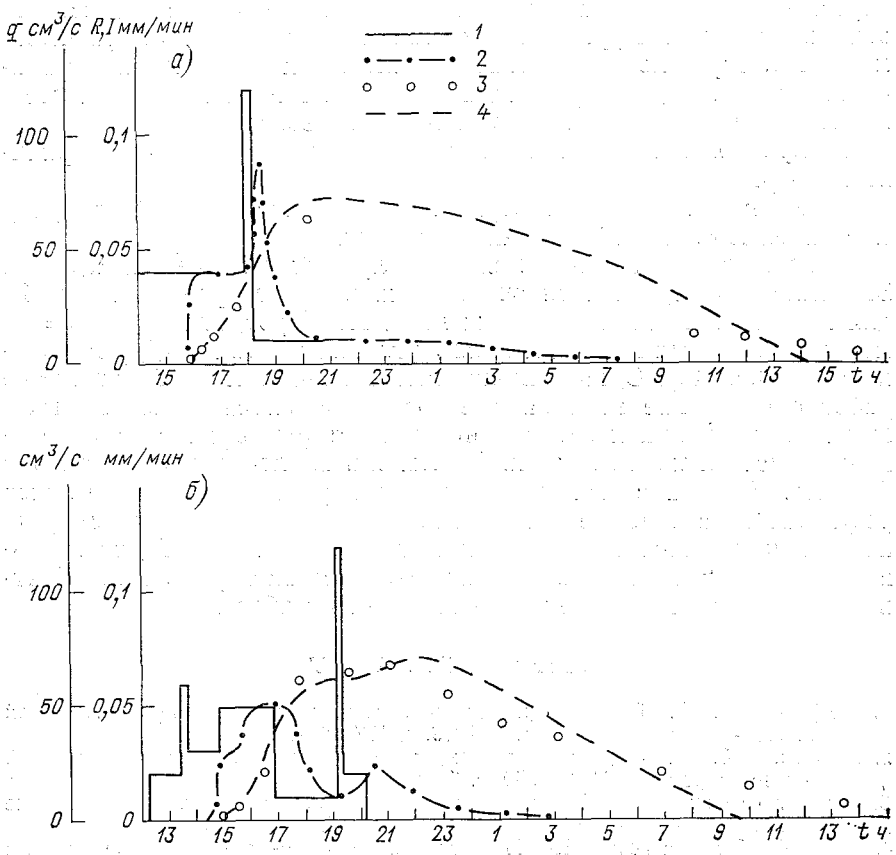


Рис. 2. Дождевые паводки на агроводнобалансовом полигоне ВНИГЛ.

а — 22/X 1967 г., *б* — 25/X 1967 г. *1* — интенсивность дождя, *2* — водоподача на водоупор, *3* — наблюденные значения расхода, *4* — рассчитанный гидрограф.

$$q_x = \frac{k_ф S_x}{m}(R - F)\,t,$$

получим выражение для коэффициента фильтрации почвы

$$k_ф = \frac{q_x m}{S_x (R - F)\,t}, \qquad (22)$$

где F — коэффициент фильтрации относительного водоупора ($F = 0{,}00001$ м/мин). Зная значение $k_ф$, можно найти параметр n из

условия, что осадки, выпавшие на поверхность водосбора, достигают водоупора через 2 ч, как это видно из рис. 2 *а*. В результате $k_ф = 0{,}04$ м/мин, $n = 2{,}8$. Проверка правильности определения параметров была проведена на независимом примере (паводок 25/X 1967 г., рис. 2 *б*). Сравнивая полученные гидрографы с наблюденными, можно сделать вывод, что ветвь подъема гидрографа внутрипочвенного стока достаточно точно моделируется на основании рассмотренных уравнений, однако на спаде гидрографа имеет место некоторое несоответствие рассчитанных и наблюденных значений расхода воды. В рамках изложенной теории это несоответствие может быть объяснено следующим образом:

1) предположение о линейности модели по каким-либо причинам неверно,

2) интенсивность инфильтрации через относительный водоупор нельзя считать равной постоянной величине.

В заключение, остановимся на полученных значениях $k_ф$ и n. Значение $k_ф = 0{,}04$ м/мин очень велико, оно скорее годилось бы для песков, чем для супесчаных почв. Наоборот, значение $n = 2{,}8$ меньше известных из литературы (у Будаговского $n = 4$, у Аверьянова $n = 3{,}5$ [3]). Однако нужно иметь в виду, что в большинстве работ определение этих параметров проводилось по материалам экспериментальных исследований, для которых брались либо идеальные насыпные почвы, либо монолиты небольших размеров (10 см). В связи с этим затрудняется перенесение лабораторных результатов на полевые объекты. Представляется, что единственно правильным способом нахождения параметров моделей для реальных водосборов в настоящее время является их определение обратным путем, как это и сделано в настоящей работе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бефани А. Н. Теория и расчет ливневого стока со склонов переменной ширины.— Труды ОГМИ, вып. 4, 1949, с. 177—204.
2. Бефани А. Н. Основные положения теории стока подземных вод.— Сб. работ по гидрологии № 1, 1959, с. 5—12.
3. Будаговский А. И. Впитывание талых вод в почву. Формирование ресурсов вод суши.— М.: Наука, 1972, с. 54—85.
4. Бэр Я., Заславски Д., Ирмей С. Физико-математические основы фильтрации воды.— М.: Мир, 1971.— 452 с.
5. Гопченко Е. Д. Вопросы теории формирования дождевых паводков на реках зоны вечной мерзлоты. Труды IV Всесоюзного гидрологического съезда. Т. 3. Расчеты речного стока. Л., Гидрометеоиздат, 1975, с. 31—39.
6. Полубаринова-Кочина П. Я. Теория движения грунтовых вод.— М.: Наука, 1977.— 664 с.

В. Ю. Григорьев (ГГИ)

РАСЧЕТ ДИНАМИКИ ГРУНТОВОЙ СОСТАВЛЯЮЩЕЙ ВОЗВРАТНЫХ ВОД С ОРОШАЕМОГО УЧАСТКА

Сток с орошаемых земель, как показано в работе [9], является совокупным продуктом четырех источников: дренажа оросительных вод, поверхностного стока оросительных вод, дренажа естественных грунтовых вод и атмосферных осадков.

Ту часть стока с орошаемых земель, которая достигает водоприемника и может быть повторно использована для хозяйственных целей, принято называть возвратными водами. Такое определение понятия возвратных вод позволяет обоснованно вычислять коэффициент полезного использования воды и степень возобновляемости водных ресурсов за счет возврата части стока.

Изучению возвратных вод посвящено достаточно большое количество работ (1, 2, 5—10). Однако различные авторы дают разную количественную оценку возвратных вод с одной и той же орошаемой территории. Одной из причин расхождений в оценке объема возвратных вод является отсутствие единой теории их формирования и обоснованного метода количественного определения.

Возвратные воды состоят из двух составляющих: ирригационно-поверхностной и ирригационно-грунтовой. Поверхностный сток оросительных вод может быть достаточно надежно определен гидрометрическим способом. Другая же составляющая возвратных вод не поддается прямому измерению. В работе [10] предлагается методика определения грунтовой составляющей возвратных вод, основанная на уравнении водного баланса водоносного слоя с учетом элементов влагообмена в зоне аэрации. Грунтовая составляющая возвратных вод определяется как разность грунтового стока с орошаемых территорий и с тех же участков в доорошаемый период. Уравнение водного баланса участка записывается для интегральных величин элементов водного баланса.

Для описания динамики грунтовой составляющей возвратных вод воспользуемся подходом, предложенным в работе [3] и развитым в работе [4]. В этих работах авторы, учитывая сложность задачи и ограниченность исходной информации, предлагают описывать

водный режим орошаемого и неорошаемого участка с помощью систем обыкновенных дифференциальных уравнений.

В связи с этим составим систему уравнений, описывающих водный режим орошаемого массива. При этом сделаем следующее допущение: подаваемая на поля вода совместно с выпадающими осадками поступает в зону аэрации.

Изменение влагозапасов в зоне аэрации можно описать следующим дифференциальным уравнением:

$$F(z_п - H_г)\frac{d}{dt}\alpha_2 = (Q_п - Q_с) + XF - EF + Q_г; \qquad (1)$$

здесь F — площадь орошаемого массива, $z_п - H_г$ — глубина зоны аэрации, $z_п$ — средняя отметка поверхности орошаемого участка относительного водоупора, $H_г$ — средняя (по площади) отметка уровня грунтовых вод, α_2 — количество воды в единице объема зоны аэрации, $Q_п$ — расход воды, подаваемый на орошаемый участок, $Q_с$ — расход транзитного сброса, X — интенсивность осадков, E — интенсивность испарения, $Q_г$ — расход воды, поступающей из зоны аэрации в грунтовые воды и наоборот.

Изменение запасов грунтовых вод можно описать следующим дифференциальным уравнением:

$$F(1 - \alpha_1 - \alpha_2)\frac{d}{dt}H_г = -Q_г - Q_{вык} + Y_{пг} - Y_{ог}, \qquad (2)$$

где α_1 — относительный объем почвы в единице объема зоны аэрации, $Q_{вык}$ — расход воды, выклинивающейся в коллекторно-дренажную сеть, $Y_{пг} - Y_{ог}$ — разность между притоком грунтовых вод и их оттоком для рассматриваемого массива.

Суммарный расход воды, идущий по коллекторно-дренажной сети, рассчитываем по формуле Шези

$$Q_в = K_m\chi\sqrt{F}B\frac{\sqrt{I}}{n}h^{\lambda}, \qquad (3)$$

где K_m — коэффициент пропорциональности, I — уклон дренажно-коллекторной сети, n — коэффициент шероховатости, χ — густота сети, $\chi = \frac{l}{F}$, l — общая длина коллекторно-дренажной сети, h — средняя по участку глубина воды в коллекторно-дренажной сети, B — средняя ширина коллектора, λ — эмпирически определяемый параметр. Вводя обозначение

$$A = K_m\chi\sqrt{F}\frac{\sqrt{I}}{n},$$

получим

$$Q_в = Ah^{\lambda} \qquad (4)$$

или

$$h = Q_в^{\frac{1}{\lambda}}A^{-\frac{1}{\lambda}}. \qquad (5)$$

Объем воды в коллекторно-дренажной сети составит

$$W = F\chi Bh = F\chi BA^{-\frac{1}{\lambda}} Q_{\text{в}}^{\frac{1}{\lambda}}. \tag{6}$$

Изменение объема воды в коллекторно-дренажной сети рассматриваемого участка обусловлено выклиниванием грунтовых вод, сбросом оросительных вод и стоком поверхностных вод, вытекающих за пределы участка. Следовательно,

$$\frac{d}{dt} W = Q_{\text{с}} + Q_{\text{вык}} - Q_{\text{в}}, \tag{7}$$

а с учетом (6), получим

$$\frac{d}{dt} Q_{\text{в}}^{\frac{1}{\lambda}} = \frac{A^{\frac{1}{\lambda}}}{F\chi B} (Q_{\text{с}} + Q_{\text{вык}} - Q_{\text{в}}). \tag{8}$$

Уравнения (1), (2), (8) образуют систему, описывающую динамику водного режима орошаемого участка.

Запишем буквенные символы E, $Q_{\text{г}}$, $Q_{\text{вык}}$ в правых частях уравнений системы в аналитическом виде. Испарение вычисляем, как рекомендовано в работе [9]:

$$E = \beta E_0 \frac{\alpha_2}{\gamma}, \tag{9}$$

где β — коэффициент, зависящий от фазы развития растений и состояния деятельной поверхности, E_0 — испаряемость, γ — свободная пористость.

Для аналитического выражения связи между грунтовыми водами и зоной аэрации воспользуемся выражением, предложенным в работе [3]:

$$Q_{\text{г}} = u_{\text{р}} \alpha_2^2 (\alpha_2 - \alpha_{2\text{р}}) F. \tag{10}$$

Здесь

$$u_{\text{р}} = K_{\text{ф}} \frac{1 + K_2 \frac{H_{\text{к}}}{z_{\text{п}} - H_{\text{г}}}}{(1 - \alpha_1)^3 \left(1 + \sqrt{1 - \frac{\alpha_2}{1 - \alpha_1}}\right)},$$

$$\alpha_{2\text{р}} = \frac{(1 - \alpha_1) K_2 \frac{H_{\text{к}}}{z_{\text{п}} - H_{\text{г}}}}{1 + K_2 \frac{H_{\text{к}}}{z_{\text{п}} - H_{\text{г}}}},$$

$$H_{\text{к}} = \sigma \sqrt{\frac{A_s (1 - \alpha_1)}{\mu_2 d_2 K_{\text{ф}}}},$$

где $K_{\text{ф}}$ — коэффициент фильтрации, σ — поверхностное натяжение воды, $\mu_2 d_2$ — произведение коэффициента динамической вязкости на удельный вес воды, K_2 и A_s — безразмерные коэффициенты, равные примерно 2 и 0,2 соответственно.

Аналитическое выражение для расхода воды, выклинивающейся в коллекторно-дренажную сеть, запишем в виде, предложенном в работе [3]:

$$Q_{\text{вык}} = 4K_I K_{\text{ф}} \chi^2 (H_{\text{г}} - H_{\text{д}} - h)\left(h + \frac{1}{2}B\right)F, \qquad (11)$$

где K_I — безразмерный коэффициент пропорциональности, $H_{\text{д}}$ — средняя отметка дна коллектора (дрены). Выражение (11) справедливо при $h>0$. Если $h=0$, то $H_{\text{г}}<H_{\text{д}}$ и $Q_{\text{вык}}=0$.

Разность между значениями притока и оттока грунтовых вод выразим следующим образом:

$$Y_{\text{пг}} - Y_{\text{ог}} = KK_{\text{ф}} h_{\text{г}} \left(\frac{H_{\text{г}} - h_{\text{г}}}{F}\right) S^2, \qquad (12)$$

где $h_{\text{г}}$ — средний уровень грунтовых вод по границе орошаемого массива, S — периметр участка, K — безразмерный коэффициент пропорциональности. Подставив выражения (9)—(12) в выражения (1), (2) и (8), с учетом формулы (4) получим замкнутую систему из трех уравнений с тремя неизвестными α_2, $H_{\text{г}}$ и h. Решая систему при заданных начальных условиях:

$$\alpha_2|_{t=0} = \alpha_{20}, \quad H_{\text{г}}|_{t=0} = H_{\text{го}}, \quad h|_{t=0} = h_0,$$

получим величины α_2, $H_{\text{г}}$, h как функции времени.

По аналогии запишем систему уравнений, описывающих водный режим неорошаемого участка (аналога). Элементы, относящиеся к неорошаемому участку (аналогу), отметим звездочкой. Изменение влагозапасов в зоне аэрации можно описать следующим уравнением:

$$F(z_{\text{п}} - H_{\text{г}}^*)\frac{d}{dt}\alpha_2^* = X^*F - \beta^* E_0^* \frac{\alpha_2^*}{\gamma^*} + U_{\text{р}}^* \alpha_2^{*2}(\alpha_2^* - \alpha_{2\text{р}}^*)F. \qquad (13)$$

Уравнение для изменения запасов грунтовых вод будет иметь вид:

$$F(1 - \alpha_1^* - \alpha_2^*)\frac{d}{dt}H_{\text{г}}^* = -U_{\text{р}}^* \alpha_2^{*2}(\alpha_2^* - \alpha_{2\text{р}}^*)F +$$

$$+ K^* K_{\text{ф}}^* h_{\text{г}}^* \left(\frac{H_{\text{г}}^* - h_{\text{г}}^*}{F}\right) S^2. \qquad (14)$$

В уравнениях (13) и (14) обозначения те же, что были приняты при описании водного режима орошаемого участка. Уравнения (13) и (14) составляют замкнутую систему для двух неизвестных α_2^* и $H_{\text{г}}^*$. Решив ее, мы получим функции α_2^* и $H_{\text{г}}^*$ как функции времени при заданных начальных условиях:

$$\alpha_2^*|_{t=0} = \alpha_{20}^* \text{ и } H_{\text{г}}^*|_{t=0} = H_{\text{го}}^*.$$

После решения двух независимых систем уравнений, описывающих водные режимы орошаемого и неорошаемого (аналога) участ-

ков, можно рассчитать динамику грунтовой составляющей возвратных вод [9]:

$$B_{\text{г}}(t) = KK_{\text{ф}}h_{\text{г}}(t)\left(\frac{H_{\text{г}}(t) - h_{\text{г}}(t)}{F}\right)S^2 -$$

$$- K^*K^*_{\text{ф}}h^*_{\text{г}}(t)\left(\frac{H^*_{\text{г}}(t) - h^*_{\text{г}}(t)}{F}\right)S^2. \qquad (15)$$

Заключение

В результате выполненной работы получено выражение (15), описывающее динамику грунтовой составляющей возвратных вод.

Большинство параметров, входящих в системы, описывающие динамику водного режима орошаемого и неорошаемого (аналога) участков, являются физическими величинами, поддающимися измерению. Для остальных параметров известны оценки [4], однако общим методом их получения является оптимизационный метод, который на основании заданных входных и выходных функций позволяет определять параметры таким образом, чтобы результаты расчета по модели наилучшим образом аппроксимировали результаты, полученные опытным путем.

Следует отметить, что предлагаемый метод определения динамики грунтовой составляющей возвратных вод требует наличия данных по участку (аналогу) неорошаемой территории.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аткарская Т. Н. Возвратные воды орошаемых земель Ферганской долины.— Метеорология и гидрология, 1970, № 10, с. 63—71.
2. Денисов Ю. М., Рубинова Ф. Э., Сергеев А. Н., Какурина Е. Г. Математическая модель возвратных вод.— Труды САНИИРИ, вып. 26 (106), 1975, с. 150—153.
3. Денисов Ю. М., Сергеев А. И., Захидов А. З. Математическое моделирование водного режима орошаемого массива.— Труды Института кибернетики УзССР. Вопросы кибернетики, 1975, вып. 76, с. 120—131.
4. Денисов Ю. М., Сергеев А. И. Расчет водного режима орошаемого массива, состоящего из отдельных участков.— Труды САГНИГМИ, вып. 39 (120), 1976, с. 15—25.
5. Дунин-Барковский Л. В. О водном балансе орошаемой территории.— Изв. АН СССР, Сер. геогр., 1956, № 5, с. 61—73.
6. Костяков А. Н. Основы мелиорации.— М.; Сельхозгиз, 1960.— 621 с.
7. Рачинский А. А. Потери воды и коэффициент полезного действия оросительных систем Хорезмской области.— Вопросы гидротехники, 1965, вып. 29, с. 21—35.
8. Рубинова Ф. Э., Геткер М. И. Об изменении стока р. Сырдарьи в пределах Ферганской долины в связи с развитием орошения.— Труды САНИИРИ, 1969, вып. 119, с. 3—24.
9. Харченко С. И. Гидрология орошаемых земель.— Л.: Гидрометеоиздат, 1975.— 373 с.
10. Харченко С. И., Левченко Г. П. Методика определения возвратных вод с орошаемых земель.— Труды ГГИ, 1972, вып. 199, с. 68—105.

Н. А. Козуто (ГГИ)

К ВОПРОСУ О ВЛИЯНИИ АНТРОПОГЕННОГО РОСТА ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА В ГОРОДАХ НА ТЕРМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ

Для исследования изменения средней по полушарию приземной температуры воздуха используются данные наблюдений метеорологических станций. При этом различные авторы используют разное число станций. Так, например, в работе Энжелла и Коршовера [8] приводится сеть из 37 метеорологических станций, достаточно равномерно расположенных в зоне 0—90° с. ш. Ямамото, Ивашима и Хошиаи [12] используют более густую сеть из 250 станций. Эта сеть станций неравномерная, так как увеличено число станций, расположенных на континентах, в то время как акватории океанов остаются мало освещенными. Сеть метеорологических станций, используемых для расчетов в ГМЦ СССР, еще более густая (776) за счет увеличения числа станций в Европе, Северной Америке, Индокитае и на Азиатской территории СССР.

При осреднении значений средней годовой приземной температуры воздуха по достаточно большому числу станций случайные ошибки наблюдений и микроклиматические особенности отдельных станций практически не влияют на результаты осреднения. Однако систематические изменения приземной температуры воздуха в районе некоторых станций могут значительно повлиять на оцениваемые значения температуры, средней по широтным зонам или полушарию. К таким систематическим изменениям относится отмеченный многими авторами [10, 11 и др.] рост температуры воздуха на станциях, расположенных в крупных городах, по сравнению с окружающей территорией.

Часто необходимо исследовать изменения средней годовой приземной температуры воздуха в пределах длительного интервала времени или за весь период инструментальных наблюдений. В таких случаях при выборе сети метеорологических станций предпочтение отдается станциям с наиболее длительным периодом наблюдений, по возможности остающимся длительное время репрезентативными

для данного географического района. Однако в настоящее время большинство «длиннорядных» станций расположено в крупных городах, которые оказывают существенное влияние на приземную температуру воздуха. Поэтому для организации мониторинга климата важно представлять себе насколько велико влияние повышения приземной температуры воздуха в крупных городах на среднюю температуру полушария.

Одной из первых работ, в которой приводятся оценки роста средней годовой приземной температуры воздуха в крупных городах при увеличении численности населения, следует, очевидно, считать работу Дамона и Кюнена [9]. В этой работе исследуется вековой ход средней годовой температуры воздуха по данным 57 метеорологических станций южного полушария, среди них 15 станций, расположенных в городах с населением более 250 тыс. чел., 11 станций в городах с населением более 500 тыс. чел. и 8 станций в городах с населением более 750 тыс. чел. Результаты анализа показали, что только города с населением более 750 тыс. чел. оказывают заметное влияние на оценки приземной температуры воздуха. По этим данным увеличение средней годовой приземной температуры воздуха за счет влияния урбанизации составляет около 0,2 °С. Для городов с населением более 1 млн. чел. эта оценка практически такая же.

Существует ряд работ советских и зарубежных авторов, в которых исследуется климат больших городов [2, 10 и др.]. Эти исследования показывают, что в крупных городах существует стационарный «остров тепла», который характеризуется повышенными температурами воздуха по сравнению с загородной местностью. «Остров тепла» наблюдается по данным как срочных измерений температуры воздуха, так и средних суточных и средних месячных температур воздуха.

Представляется целесообразным исследовать влияние урбанизации на среднюю годовую приземную температуру воздуха для крупных городов Советского Союза. Для этого были выбраны 17 городов с населением более 500 тыс. чел. Список этих городов и численность их населения по данным переписи 1977 г. [7] приведены в табл. 1. Для исследуемых городов были построены карты средней годовой температуры воздуха для нескольких произвольно выбранных лет за период 1930—1977 гг. На карты наносились значения средней годовой температуры воздуха внутригородских и загородных станций, расположенных от городов на расстоянии не более 100 км. Эти карты позволяют выявить остров тепла в крупных городах для отдельных лет, причем данные являются более надежными, если существует несколько внутригородских станций (как, например, в городах Москве и Ленинграде).

Анализ построенных карт показал, что на внутригородских станциях средняя годовая приземная температура воздуха на 0,5—1,0 °С выше, чем на загородных.

В качестве примера на рис. 1 представлена карта средней годовой температуры воздуха 1965 г. по данным станций г. Москвы

Таблица 1

Изменение температуры воздуха в ряде городов СССР

Станция (город)	Численность населения в 1977 г., млн. чел.	Разности температуры воздуха город — окрестности, °С	Рост ΔT на 1 млн. чел.	Примечания
Москва	7,82	0,5—1,0	0,3	
Ленинград	4,42	0,8—1,0	0,2	
Минск	1,23	0,1—0,2	0,2	
Свердловск	1,19	0,5—1,0	0,3	
Новосибирск	1,30	0,5—0,7	0,3	Рост ΔT наблюдается до строительства Обского вдхр в 1960 г.
Киев	2,08	0,3—0,4	0	Затруднен выбор загородной станции, холмистый рельеф
Горький	1,32	0	0	
Саратов	0,85	0,2—0,7	0	Наблюдается тенденция к увеличению ΔT с 1960 г.
Рига	0,82	0,2—0,6	0	
Львов	0,63	—0,3—0,4	0	В городе холоднее, чем в окрестностях
Хабаровск	0,51	0	0	
Караганда	0,57	0,5—0,7	0	
Красноярск	0,77	1,5—2,0	0	Затруднен выбор загородной станции из-за влияния рельефа и водохранилища
Омск	1,00	0	0	
Казань	0,96	0,4—0,8	0	
Челябинск	1,01	0,5—0,5	0	
Иркутск	0,54	0,5—0,7	0	Затруднен выбор пары станций из-за влияния р. Ангары и оз. Байкал

и ее окрестностей. Большая Москва ограничена изотермой 4,0 °С, а максимальное значение температуры воздуха, равное 4,9 °С, имеет место на станции Москва, ГМО, расположенной в центре города. Температура воздуха на загородных станциях, как правило, не превышает 3,5 °С, т. е. на 0,5—1,0 °С меньше средней температуры воздуха городских станций. Эти сведения хорошо согласуются с данными [3], где показано, что значения средней годовой приземной температуры воздуха станций, расположенных в центре Москвы, на 0,5—0,7 °С выше, чем средняя температура воздуха для территории г. Москвы, полученная по данным 14 городских метеорологических станций за период 1946—1965 гг. Остров тепла отмечен только для 13 городов. Очевидно, наличие микроклиматических особенностей расположения метеорологических станций не позволяет выявить его для всех крупных городов.

Однако наличие острова тепла еще не свидетельствует о существовании трендов температуры в крупных городах за счет их роста и промышленного развития (см. табл. 1). С другой стороны,

вполне вероятно, что отсутствие четко выраженного острова тепла не является гарантией отсутствия такого тренда.

В качестве показателя роста города было выбрано увеличение количества его жителей. Для исследования предполагаемого роста средней годовой приземной температуры воздуха в городах при увеличении численности населения использовалась методика, аналогичная рекомендуемой в Методических указаниях для выявления неоднородности метеорологических рядов [6]. Согласно этой методике, анализировался временнóй ход разностей температуры воздуха двух станций, одна из которых отражает городской тип микроклимата, а другая расположена вне города и является репрезентативной для окружающей территории. Для этого были изучены физико-географические условия и история станций и отобраны те из них, которые за исследуемый период (1930—1977 гг.) не переносились. В случае, когда разности ΔT приземной температуры

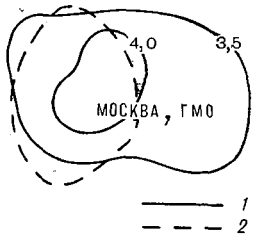


Рис. 1. Средняя годовая температура воздуха (°С) г. Москвы и ее окрестностей. 1965 г.

1 — границы большой Москвы, *2* — изотермы.

воздуха выбранной пары станций положительны, их увеличение, очевидно, свидетельствует о существовании положительного тренда температуры для данного города. Из исследуемых городов только для пяти (Москва, Ленинград, Свердловск, Минск, Новосибирск) хорошо прослеживается увеличение разностей температуры воздуха при увеличении численности населения (см. табл. 1). Рост значений ΔT для указанных пяти городов обнаруживается примерно с 1950-х годов, что, вероятно, можно объяснить интенсивным промышленным развитием этих городов и ростом числа жителей в этот период. Так, для пары станций Свердловск-город и Свердловск (Высокая Дубрава) за период наблюдений с 1936 по 1977 г. увеличение разностей значений ΔT с 1950-х годов до 1977 г. составляет примерно 0,4 °С (рис. 2).

Увеличение приземной средней годовой температуры воздуха для пяти крупных городов сопоставлено с численностью населения и вычислены величины трендов температуры. Они близки к 0,3 °С на 1 млн. чел. (см. табл. 1).

Для оценки вклада этого тренда в среднюю приземную температуру северного полушария принято предположение, что все станции, находящиеся в городах с населением 1 млн. чел. и более, дают такое же повышение температуры. Оценки изменений средней температуры воздуха северного полушария в работе [1] для периода наблюдений 1967—1975 гг. производились по картам аномалий, построенным по данным 776 станций северного полушария. Из них 55 станций находятся в городах с населением более 1 млн. чел. Карта-схема размещения крупных городов, привлеченных в работе

[1] к задачам мониторинга климата, и всех городов северного полушария с населением более 1 млн. чел., приведена на рис. 3.

Интересно выяснить, насколько изменится оценка средней го-

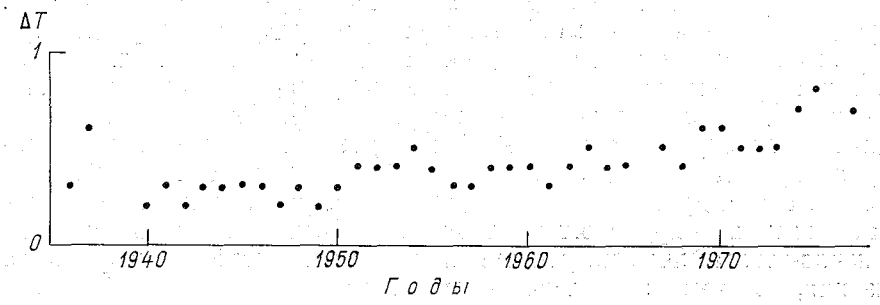


Рис. 2. Разности средней годовой приземной температуры воздуха станций Свердловск-город и Свердловск (Высокая Дубрава). 1936—1977 гг.

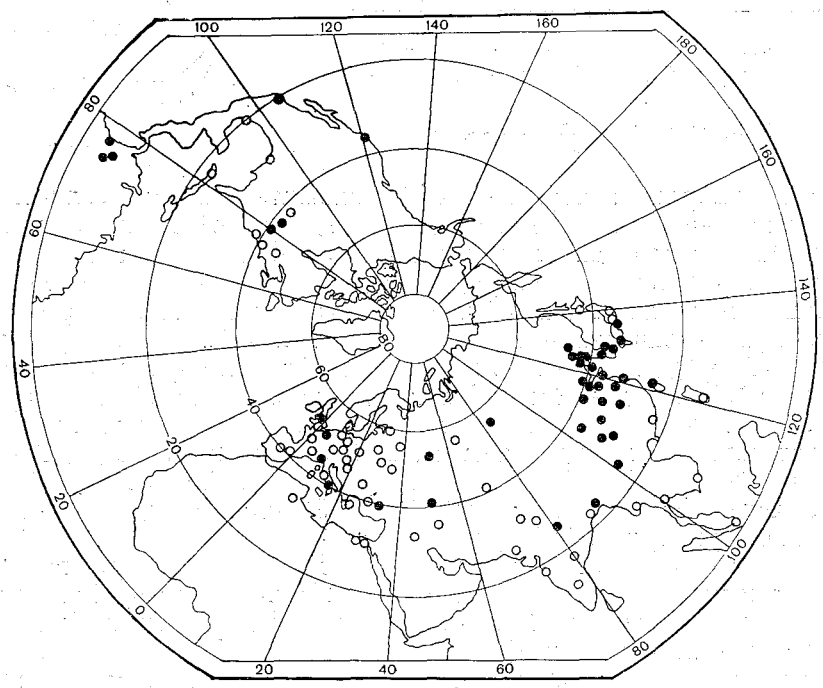


Рис. 3. Расположение городов с населением более 1 млн. чел. в северном полушарии.

Светлые кружки — города, данные метеостанций которых использованы в сети ГМЦ СССР.

довой приземной температуры воздуха северного полушария, если на всех станциях, расположенных в городах с населением более 1 млн. чел., температура воздуха будет на 0,3 °С выше, чем на окружающей территории.

Для выполнения этих расчетов были использованы два метода. Арифметическое осреднение, предполагающее равенство весов всех станций, дает несколько повышенные оценки (0,02 °С) для полушария в целом и 0,03 °С для широтной зоны 30—60° с. ш. Это связано с тем, что метод арифметического осреднения не учитывает реальную неравномерность сети метеорологических станций (рис. 3). Методом оптимального осреднения получены оценки для двух широтных зон 10—30 и 30—60° с. ш., а весовые множители для всех городов взяты из материалов работы [5]. При использовании метода оптимального осреднения для обеих зон вклад всех крупных городов в оценки средней годовой приземной температуры воздуха примерно в два раза меньше, чем при арифметическом осреднении.

Таким образом (табл. 2), рост температуры воздуха в крупных городах практически не сказывается на полученных трендах температуры, когда мониторинг климата осуществляется при использовании достаточно большого числа метеорологических станций.

Таблица 2

Изменение оценок средней годовой приземной температуры воздуха северного полушария при увеличении населения крупных городов на 1 млн. чел.

Зона, ° с. ш.	Общее число станций	Гоорода с населением ⩾ 1 млн. чел.	Осреднение	
			оптимальное	арифметическое
10—30	218	15	0,011	0,021
30—60	379	38	0,013	0,030
0—90	776	54	—	0,021

Однако следует иметь в виду, что при получении оценок средней годовой приземной температуры воздуха по данным небольшого числа длиннорядных станций, многие из которых расположены в крупных городах, влияние урбанизации может быть весьма существенным и его необходимо учитывать.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Изменение температуры воздуха северного полушария за период 1881—1975 гг./И. И. Борзенкова, К. Я. Винников, Л. П. Спирина, Д. И. Стехновский.— Метеорология и гидрология, 1976, № 7, с. 27—35.
2. Климат Минска/Под ред. М. А. Гольберга.—Минск: 1976.— 288 с.
3. Климат Москвы (особенности климата большого города)/Под ред. А. А. Дмитриева, Н. П. Бессонова.— Л.: Гидрометеоиздат, 1969.— 322 с.
4. Климатологические справочники. Ч. 1. Вып. 3, 8, 12, 18—22, 25, 29.— Л.: Гидрометеоиздат, 1953, 1969.
5. Каган Р. Л., Лугина К. М. О точности зонального осреднения метеорологических полей.— Труды III Всесоюзного симпозиума по применению статистических методов в метеорологии.— Л.: Гидрометеоиздат, 1978, с. 206—210.
6. Методические указания управлениям гидрометеорологической службы по оценке репрезентативности реперных станций и их дублеров.— Л.: Изд. ГГО, 1978.— 22 с.

7. Народное хозяйство СССР за 60 лет.— М.: Статистика, 1977.— 711 с.
8. Angell J. K., Korshover J. Estimate of the global change in temperature, surface the 100 mb between 1958 — and 1975.— Monthly Weather Rev., 1977, vol. 105, No 4, p. 375—385.
9. Damon P. E., Kunen St. M. Global cooling? Southern Hemisphere warming trends may indicate the onset of the CO_2 "greenhouse" effect.— Sciens., 1976, vol. 193, No 4252, p. 447—453.
10. Dettwiller J. L'evolution seculaire de la temperature à Paris.— Meteorologie, 1978, No 13, p. 95—130.
11. Landsberg H. E. Man-made climatic changes.— Proc. of the Symp. on Physical and Dynamic Climatology. Leningrad, August 1971, p. 272—304.
12. Yamamoto R. et al. Change of the surface air temperature averaged over the Northern Hemisphere and large volcanic eruptions during the year 1951—1972./R. Yamamoto, I. Iwashima, M. Hoshiai.— J. of the Meteorol. Soc. of Japan, 1975, vol. 53, N 6, p. 482—486.

С. Е. Ляпин (ГГО)

ВЛИЯНИЕ ВЕЛИЧИНЫ ШАГА КОНЕЧНО-РАЗНОСТНОЙ СЕТКИ НА РЕЗУЛЬТАТЫ ЧИСЛЕННЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ С УПРОЩЕННОЙ МОДЕЛЬЮ ТЕРМИЧЕСКОГО РЕЖИМА АТМОСФЕРЫ

В работе [4] описаны численные эксперименты с упрощенной моделью термического режима атмосферы[1]. Алгоритм модели составлен с использованием приближенных методов, что, естественно, должно приводить к некоторым искажениям результатов вычислений. Однако специально характер этих искажений до сих пор не рассматривался.

Предварительно оценить степень близости между приближенным и точным решениями модельной задачи в нашем случае практически невозможно, но некоторые косвенные оценки точности вычислений могут быть сделаны другим способом. Анализ полученных ранее результатов и дополнительные расчеты показали, что вычислительная ошибка, связанная с величиной шага применявшейся конечно-разностной сетки, может влиять не только на погрешность в определении температуры, но и на воспроизведение некоторых общих закономерностей формирования и изменения климата.

Ниже описываются численные эксперименты, которые иллюстрируют этот тезис. Их анализ позволяет высказать несколько замечаний методологического характера. В качестве примера той ситуации, когда выяснение вопросов точности оказывается весьма существенным, рассмотрена зависимость термического режима атмосферы от величины солнечной постоянной (в самом общем случае, при учете неоднозначности этой зависимости).

Программа для ЭВМ, реализующая алгоритм данной модели, содержит некоторое количество параметров, определяющих точность вычислений. Изменяя величину этих параметров, можно минимизировать ошибку того или иного приближенного метода, входящего

[1] Вариант модели Гандина—Ильина—Руховца [2, 3].

в алгоритм. Например, значения невязки и шага конечно-разностной сетки, используемой при аппроксимации производных, определяют точность метода Либмана, который применен для интегрирования уравнения притока тепла. Можно ограничить невязку так, чтобы дальнейшее ее уменьшение уже не приводило к изменению рассчитываемого поля температуры в пределах заданной точности. Такой подбор оптимальных значений был произведен для всех параметров, влияющих на точность вычислений, за исключением величины шага конечно-разностной сетки. Ее разрешение определялось объемом памяти ЭВМ (М-222), на которой проводились расчеты. Все поля метеоэлементов, заданные на полушарии, вычислялись в 513 точках на стереографической проекции — в узлах этой сетки (прямоугольной и равномерной) — внутри восьмиугольного контура, аппроксимирующего экватор и содержащего 76 узлов (рис. 1). Такая сетка применялась во всех экспериментах, описанных в работе [4]. Впоследствии появилась возможность использовать более мощную ЭВМ БЭСМ-6 и шаг сетки был уменьшен вдвое. Число точек, в которых задаются значения температуры и других метеоэлементов, тем самым возросло: внутренних узлов на новой «густой» сетке 2052, а на экваторе 152 узла.

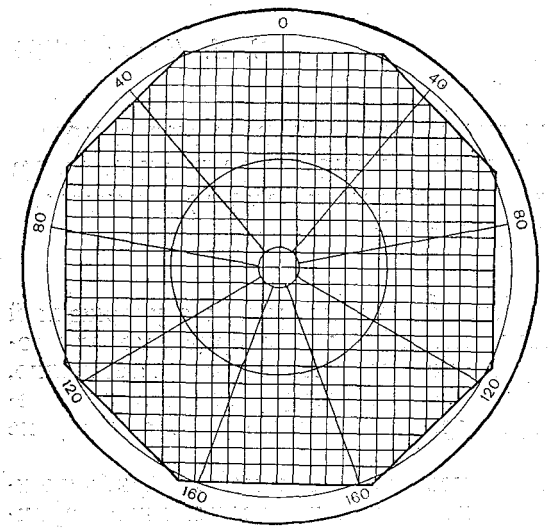


Рис. 1. Конечно-разностная сетка (изображение на плоскости стереографической проекции).

Рассмотрим результаты одной серии численных экспериментов, каждый из которых выполнялся дважды: с редкой и густой сетками. В этих экспериментах использовался полушарный вариант модели. Все исходные данные, за исключением поля альбедо, соответствовали основному состоянию (современным климатическим условиям). Начальное распределение альбедо изменялось в процессе экспериментирования (от эксперимента к эксперименту), имитируя различную степень оледенения полушария. Граница оледенения во всех случаях имела вид восьмиугольника (на стереографической проекции), аппроксимирующего какой-либо широтный круг. Площадь исходной зоны оледенения отличалась от площади аналогичной зоны в предыдущем эксперименте на достаточно малую величину, определяемую разрешением сетки.

Производя вычисления с такими начальными данными, удалось получить те практически существующие устойчивые состояния мо-

дели (вероятно, все), которые соответствуют современным внешним климатообразующим факторам. В случае редкой сетки найдено пять состояний, которым отвечает различное число сеточных узлов внутри области оледенения, а именно, 10, 17, 22 (основное состояние модели), 34, 513 (полное оледенение полушария) узлов. При использовании густой сетки получены качественно иные результаты. Кроме состояния полного оледенения (лед во всех 2052 точках) имеется, так же как и в предыдущем случае, несколько состояний. Однако они столь мало отличны друг от друга, что их, очевидно, следует рассматривать как воспроизведение одного климатического режима. Каждое из этих состояний (с числом узлов в зоне оледенения, равным 85, 88, 90, 93 и 99) можно считать основным для модели[1].

Появление в экспериментах с редкой сеткой фиктивных устойчивых состояний (10, 17 и 34 узла в области оледенения) связано, очевидно, с вычислительной погрешностью, т. е. с малым разрешением сетки. Несмотря на исчезновение подобных состояний при уменьшении шага по прстранству, в какой-то мере эффект «застревания» на некотором этапе выполнения алгоритма все же, вероятно, сохраняется, но в более слабой форме. Этим можно, например, объяснить нечеткость в определении основного состояния модели.

Сопоставление обеих групп результатов позволяет заключить, что гистерезис, наблюдавшийся в эксперименте с увеличением и последующим уменьшением солнечной постоянной [4] (табл. 3), связан исключительно с погрешностью вычислений. Интересно также отметить, что в вариантах модели с редкой и густой сетками значения коэффициента макротурбулентного обмена, который является единственным «подгоночным параметром» модели, различаются (правда незначительно): 4,2 м²/с в первом случае и 4,4 м²/с во втором.

Приведем теперь конкретный пример расчетов с использованием густой сетки.

Рассматривая проблемы устойчивости и неоднозначности климата, М. И. Будыко [1] выводит некоторые общие закономерности изменения термического режима атмосферы, следующие из анализа численных экспериментов с различными упрощенными моделями. Для всех моделей, упомянутых в обзоре, зависимость местоположения границы полярных льдов от величины суммарного притока тепла к атмосфере имеет, вообще говоря, один и тот же вид [1] (рис. 8). В более поздней работе Дж. Норса [5], посвященной описанию его собственной простой модели климата, приведена похожая кривая, иллюстрирующая ту же зависимость [5]. Оба

---

[1] При первоначальном определении основного состояния [4], когда за эталон было принято фактическое распределение температуры, максимально допустимое отличие размеров зоны оледенения от эталонной соответствовало трем сеточным узлам на редкой сетке, что эквивалентно 12 узлам на густой сетке. Подобное соответствие между числом узлов внутри какой-либо зоны и ее площадью выполняется в полярной области достаточно строго.

автора выделяют на графике участки, каждый из которых соответствует либо множеству устойчивых, либо множеству неустойчивых состояний модели. (Хотя выводы Норса в основном совпадают с выводами М. И. Будыко, он придерживается того взгляда, что некоторые моменты, наблюдаемые при численном моделировании изменений климата, могут быть существенно связаны с приближениями физического характера, которые используются при описании тех или иных сложных процессов. Например, состояние полного оледенения Земли Норс считает неправдоподобным.)

Принимая во внимание все сказанное выше о влиянии разрешения сетки на результаты вычислений, оказалось возможным вос-

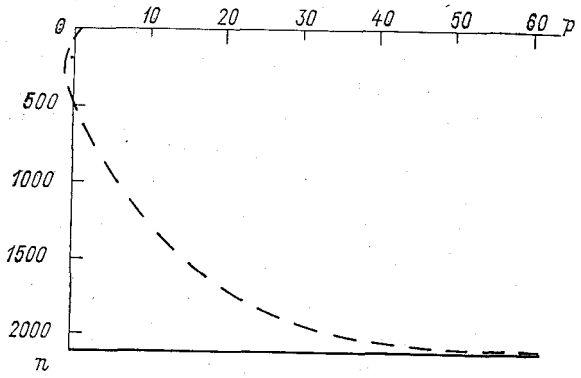


Рис. 2. Зависимость размеров области оледенения (n — число узлов конечно-разностной сетки внутри этой области) от величины относительного приращения солнечной постоянной p (в процентах от современного значения солнечной постоянной).

произвести эту зависимость и с помощью нашей модели (прежние результаты, полученные в экспериментах с редкой сеткой, носят весьма приближенный характер). Очевидно, следует считать, как уже было сказано, что все состояния неполного оледенения, соответствующие современному значению солнечной постоянной, приблизительно описывают нынешний (реальный) термический режим. Кроме них, современным климатическим условиям отвечает еще только одно состояние модели — полное оледенение полушария (рис. 2). График, который приводит М. И. Будыко [1, рис. 8], содержит две точки, соответствующие аналогичным устойчивым состояниям. Модель Норса при некоторых значениях параметров дает еще одно устойчивое состояние — безледное — при том же, современном, значении солнечной постоянной [5]. В упоминавшемся обзоре М. И. Будыко тоже отмечает, что подобное состояние может быть получено при расчетах по некоторым моделям. Однако эти различия, очевидно, несущественны.

Общий характер воспроизводимой зависимости, как видно из сопоставления соответствующих результатов, во всех случаях один

и тот же [1, рис. 8; 5]. Пунктирная линия на рис. 2 изображает множество неустойчивых состояний модели. Эта ветвь графика построена по результатам численных экспериментов приближенно. Можно, очевидно, качественное совпадение данных по всем упоминавшимся моделям считать дополнительной гарантией точности выполненных расчетов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Будыко М. И. Изменения климата.— Л.: Гидрометеоиздат, 1974.— 280 с.
2. Гандин Л. С., Ильин Б. М., Руховец Л. В. О влиянии изменений внешних параметров на термический режим атмосферы.— Труды ГГО, 1973, вып. 315, с. 21—38.
3. Ляпин С. Е. Об упрощенной модели формирования термического режима атмосферы.— Труды ГГИ, 1977, вып. 247, с. 65—71.
4. Ляпин С. Е. Некоторые оценки влияния «метеорологической» солнечной постоянной на термический режим атмосферы.— Труды ГГИ, 1977, вып. 247, с. 72—79.
5. North G. R. Analytical solution to a simple climate model with diffusive heat transport.— J. Atmos. Sci., 1975, v. 32, No. 7, p. 1301—1307.
6. North G. R. Theory of energy balance climate models.— J. Atmos. Sci., 1975, v. 32, No. 11, p 2033—2043

В. Г. Гутниченко (ЛГМИ)

АНАЛИЗ ВРЕМЕННЫХ РЯДОВ СТОКА НА ОСНОВЕ РАЗЛОЖЕНИЯ ПО ЕСТЕСТВЕННЫМ ОРТОГОНАЛЬНЫМ ФУНКЦИЯМ

При анализе циклических колебаний стока обычно предполагается [4, 7], что последовательность его значений во времени может быть представлена в виде разложения

$$x(t) = \bar{x}(t) + \alpha, \tag{1}$$

где $\bar{x}(t)$ — динамическая составляющая, отражающая развитие процесса $x(t)$ во времени, α — случайная составляющая, обусловленная статистической структурой ряда, неоднородностью по точности измерений и расчетов во времени и появлением выбросов, сформированных в результате преобладающего влияния какой-либо причины в отдельные годы.

Как отмечалось в ряде работ [2, 4, 7 и др.], часто проще обнаружить изменение во времени динамической составляющей, чем самого процесса $x(t)$. В то же время информация, полученная за счет анализа динамической составляющей, достаточна для решения многих гидрологических задач. Поэтому естественно, что все попытки анализа цикличности связаны с разработкой методов фильтрации или сглаживания случайной составляющей. Среди этих методов особенно широкое распространение получили методы разностных интегральных кривых, скользящего однократного и неоднократного сглаживания, фильтрации биномиальными фильтрами и т. д. Однако все существующие методы фильтрации случайной составляющей имеют важный принципиальный недостаток, который заключается в том, что в результате их использования существенно изменяются внутрирядные закономерности рассматриваемых процессов. Действительно, если, например, сопоставить корреляционные функции исходных и сглаженных рядов, то различия получаются очень существенными, причем вид корреляционных функций сглаженных рядов определяется принятым периодом и числом сглаживаний. Таким образом, при использовании этих ме-

тодов результаты анализа внутрирядных закономерностей носят субъективный характер.

Вообще, по-видимому, при оценке методов фильтрации случайной составляющей следует ориентироваться на какой-то критерий качества фильтрации. В настоящей работе для этого используется равенство

$$\frac{\overline{R}(\tau)}{R(\tau)} = \frac{1}{1-\delta}, \tag{2}$$

предложенное в работе [8]. В этом равенстве $R(\tau)$ и $\overline{R}(\tau)$ — значения корреляционных функций при различных сдвигах τ ($\tau = 1, 2, \ldots, \tau_{\text{макс}}$), рассчитанных соответственно по исходному ряду наблюдений и его динамической составляющей, δ — критерий случайности, представляющий отношение дисперсии случайной составляющей к дисперсии исходного ряда. Таким образом, если в ходе фильтрации нами действительно снята случайная составляющая, то корреляционная функция должна практически не меняться по фазе, а ее амплитуда или выраженность должна возрастать в соответствии с критерием случайности. Перечисленные выше методы не соответствуют этому критерию.

В данной работе предлагается такой метод анализа цикличности, который при всех прочих достоинствах не вызывал бы нарушения внутрирядных закономерностей рядов стока. В качестве подобного метода используется разложение по естественным ортогональным функциям.

Как известно, метод разложения по естественным ортогональным функциям предложен для анализа полей геофизических факторов и широко используется в настоящее время. Суть метода заключается в выделении существенной информации о колебаниях рассматриваемого процесса и второстепенной информации (несущественной), которая искажает общий характер взаимосвязи.

Практическая реализация метода заключается в представлении геофизического процесса в виде разложения

$$F(t, x) = \sum_{j=1}^{h} T_j(t)\,\varphi_j(x), \tag{3}$$

где $\varphi_j(x)$ — естественные функции (составляющие), зависящие только от пространственных координат; $T_j(t)$ — параметры разложения, зависящие только от времени; h — количество векторов, дающих заданный процент дисперсии.

С точки зрения статистики разложение по собственным элементам корреляционной матрицы — это разложение по наиболее часто встречающимся комбинациям. Сам процесс разложения можно трактовать как процесс последовательного определения наиболее часто встречающегося типа циркуляции, нахождения его веса в данной совокупности, последующего выделения найденного типа циркуляции из этой совокупности и определения таким же путем следующего типа циркуляции [2].

В отличие от существующих разработок, применяемых для пространственного анализа, в данном случае для анализа конкретного временнóго ряда предлагается использовать разложение по естественным ортогональным функциям, т. е. перейти от пространственной координаты x в разложении (3) ко временнóй координате по сдвигу τ. В этом случае разложение по естественным ортогональным составляющим можно представить в виде:

$$F(t, \tau) = \sum_{j=1}^{h} T_j(t) \varphi_j(\tau). \quad (4)$$

Такой переход, помимо приведенного выше обоснования по сходству задач, оправдан и теоретически, исходя из гипотезы о эргодичности и стационарности геофизических процессов, утверждающей, что характеристики случайного процесса могут быть получены по одной реализации достаточно большой продолжительности.

Определение параметров разложения, как известно [2, 5], производится на основе принципа наименьших квадратов, причем в данном случае минимизируется квадратическая ошибка разложения по конкретному ряду наблюдений. В результате получается система однородных линейных уравнений, которую можно записать в матричном виде:

$$(A - \lambda E) \varphi_j = 0, \quad (5)$$

где A — корреляционная матрица, в отличие от общепринятых разработок, составленная из коэффициентов корреляции внутрирядной связи; E — единичная матрица; λ — собственные числа матрицы $\{A\}$. В результате решения характеристического уравнения матрицы $\{A\}$ получается n значений собственных чисел λ, каждое из которых характеризует некоторую долю всей суммарной дисперсии исходного ряда. Каждому собственному числу соответствует собственный вектор φ_j, удовлетворяющий уравнению (5).

Значимость или вклад каждого собственного вектора в разложении (4) неодинаков. Наиболее значимыми являются те естественные составляющие, которые соответствуют наибольшим значениям собственных чисел λ. Поэтому обычно значения λ располагают в убывающем порядке. Оптимальное количество собственных векторов, несущих полезную информацию устанавливается опытным путем.

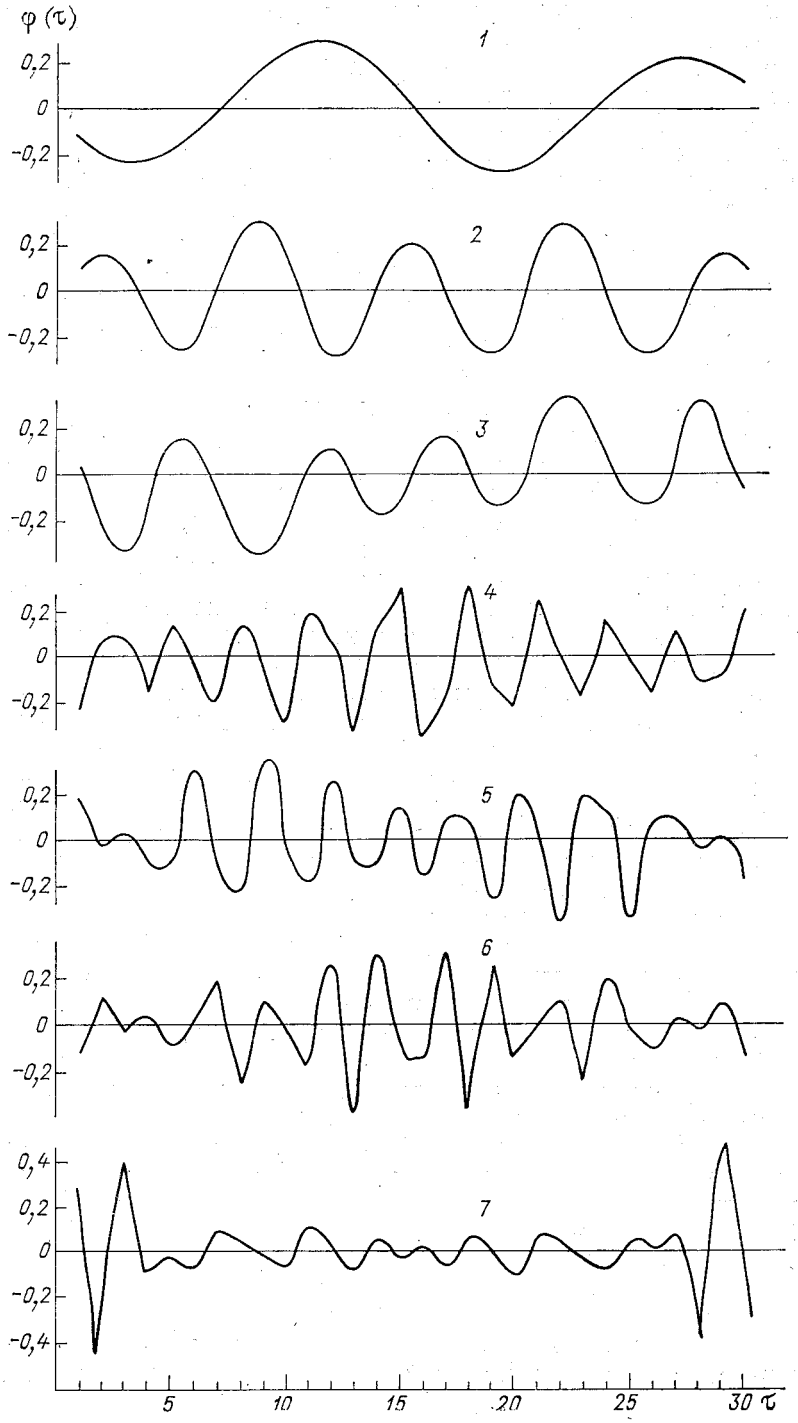
Практическая реализация метода разложения по естественным ортогональным составляющим производилась по нескольким рядам стока. По корреляционной матрице внутрирядной связи были рассчитаны собственные числа и собственные векторы. На рис. 1 в качестве примера представлены собственные векторы или естественные составляющие среднего годового стока р. Белая у г. Уфы в порядке значимости вклада в суммарную дисперсию колебания исходного ряда для j, равного 1, 5, 10, 15, 20, 25 и 30.

Обычно при разложении различных геофизических полей по естественным ортогональным функциям большое внимание уде-

ляется физической интерпретации полученных собственных векторов, основанной на сходстве изменений естественных составляющих и действительных процессов или факторов. Однако эти толкования, основанные на чисто качественных рассуждениях, имеют несколько субъективный характер. Очевидно, что колебания естественных составляющих по τ имеют достаточно закономерный вид, причем с уменьшением вклада в суммарную дисперсию характер изменений естественных составляющих меняется, постепенно приобретая вид случайных колебаний. Это следует непосредственно из теории метода разложения по естественным ортогональным составляющим, утверждающей, что основная информация об исследуемом процессе сосредоточивается в ограниченном количестве собственных векторов, дающих наибольший вклад в дисперсию рассматриваемого процесса. Все последующие составляющие, какое бы число их ни было, по значимости или вкладу уже соизмеримы с ошибками расчетов. Именно поэтому они могут не учитываться. В данном случае в первых десяти естественных составляющих заключено более 60 % дисперсии исходного ряда. Учитывая большую случайность колебаний последних естественных составляющих по τ и незначительный вклад каждой из них в суммарную дисперсию, их можно исключить из общего набора, ориентируясь на суммарный вклад в общую дисперсию различного числа естественных составляющих. В качестве такого вклада на первом этапе исследования были взяты значения 90, 80 и 70 %-ной дисперсии исходного ряда. По выбранным естественным составляющим и рассчитанным временны́м функциям производилось восстановление рядов стока по формуле (4), причем за верхний предел суммирования принималось такое количество естественных ортогональных составляющих, которое обеспечивает получение этих значений дисперсии.

Рассмотрим теперь, насколько соответствуют трансформированные ряды критерию качества фильтрации (2). С этой целью по исходным и трансформированным (на различный процент дисперсии) рядам были рассчитаны корреляционные функции. Для примера на рис. 2 представлены нормированные корреляционные функции, рассчитанные по исходным и трансформированным рядам среднего годового стока рек Нева, Белая, Обь.

При исключении 10 % информации корреляционные функции трансформированных рядов практически не отличались от корреляционных функций исходных рядов стока. При исключении 20 и 30 % информации отличия оказались уже существенными (рис. 2). Корреляционные функции трансформированных рядов более четко выражены, причем экстремальные значения, подтвержденные ходом предшествующих и последующих значений, возросли примерно на 20—40 %. В то же время фазы корреляционных функций (абсциссы переломных точек) полностью совпадают. Сохранение фаз и увеличение ординат корреляционных функций, согласно равенству (2), служит признаком того, что в ходе трансформации рядов стока с помощью разложения по естественным ортогональным функциям действительно удалось частично или полностью


φ (τ)
1
2
3
4
5
6
7
0,2
0
-0,2
0,4
-0,4
5
10
15
20
25
30 τ

освободиться от случайной составляющей, несущественной для дальнейшего анализа внутрирядных связей, и в то же время — не нарушить динамических закономерностей колебаний стока.

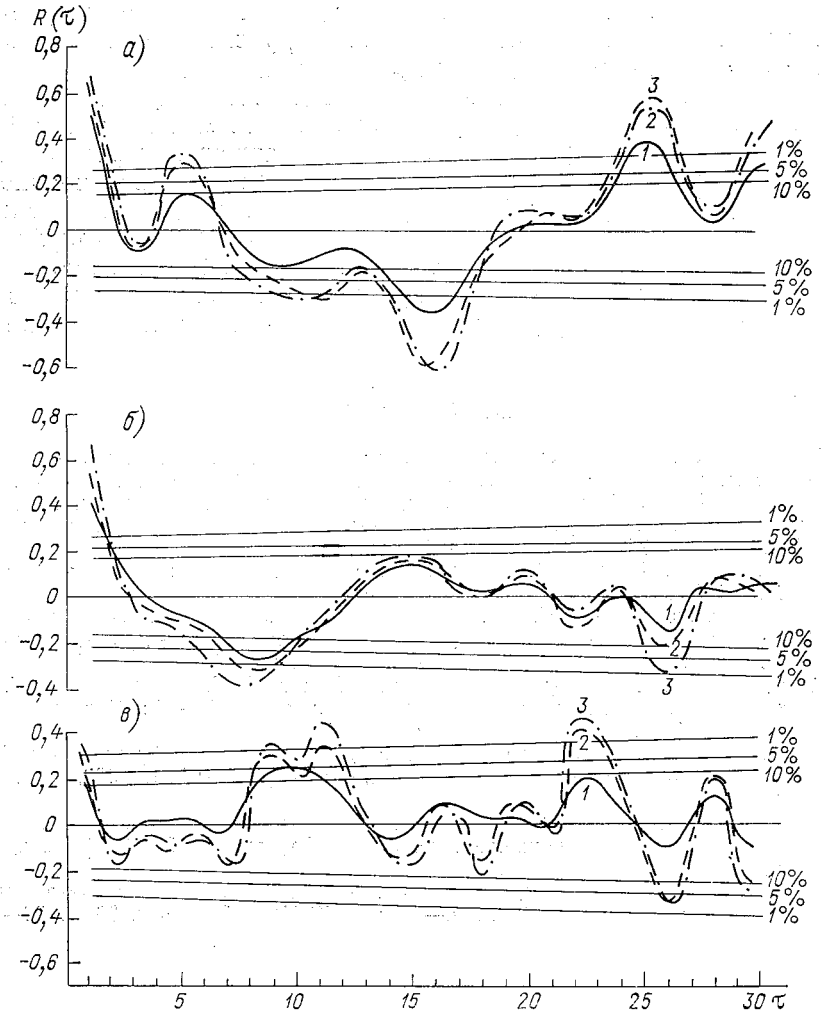


Рис. 2. Корреляционные функции исходных (*1*) и трансформированных на 80 % (*2*), 70 % (*3*) дисперсий рядов среднего годового стока.

а — р. Нева у Новосаратовки, *б* — р. Белая у г. Уфы, *в* — р. Обь у г. Новосибирска.

Было бы интересно оценить корреляционные функции по одному из обычно используемых приближенных критериев достоверности

Рис. 1. Собственные векторы $\varphi_j(\tau)$ разложения среднего годового стока р. Белой у г. Уфы.

1—7 — *j*, соответственно равное 1, 5, 10, 15, 20, 25 и 30.

внутрирядной связи. Так, например, исходя из нулевой гипотезы, согласно которой действительные значения корреляционной функции равны нулю, в поле графика корреляционных функций (рис. 2) были проведены доверительные границы при различных уровнях значимости. Оказалось, что значения корреляционных функций трансформированных рядов выходят в критическую область при более высоких уровнях значимости — отдельные значения выходят в критическую область при уровне значимости меньшем, чем 1 %.

Таким образом, предложенный метод разложения рядов стока на естественные ортогональные составляющие по внутрирядному сдвигу τ действительно может служить для частичной или полной фильтрации случайной составляющей и выявления внутрирядных закономерностей развития в колебаниях стока. Это позволяет перейти к более обоснованному пространственно-временно́му анализу и прогнозу стока, что является целью дальнейших исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алехин Ю. М. О некоторых проблемных вопросах динамико-статистического метода прогнозирования.— Труды ЛГМИ, 1975, вып. 56, с. 3—21.
2. Багров Н. А. Аналитическое представление последовательности метеорологических полей посредством естественных ортогональных составляющих.— Труды ЦИП, 1959, вып. 74, с. 4—24.
3. Калинин Г. П. Проблемы глобальной гидрологии.— Л.: Гидрометеоиздат, 1968.— 375 с.
4. Картвелишвили Н. А., Сванидзе Г. Г., Хомерики И. В., Цветков Е. В. О вероятностной модели речного стока.— Проблемы гидроэнергетики и водного хозяйства, 1967, вып. 5, с. 188—199.
5. Мещерская А. В., Руховец Л. В., Юдин М. И., Яковлева Н. И. Естественные составляющие метеорологических полей.— Л.: Гидрометеоиздат, 1970, 199 с.
6. Мухин В. М. Применение эмпирических ортогональных функций к рейсовым прогнозам минимальных уровней воды.— Труды ГМЦ, 1968, вып. 25, с. 47—69.
7. Шелутко В. А. Методика построения условных кривых обеспеченности с учетом водности ближайшего периода.— Труды ЛГМИ, 1969, вып. 35, с. 111—126.
8. Шелутко В. А. Приведение стока к расчетному периоду с учетом внутрирядной корреляционной связи.— Труды ЛГМИ, 1968, вып. 30, с. 26—47.

Н. М. Табакаев (ЛГИ)

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ ФАКТОРНОГО АНАЛИЗА В ИССЛЕДОВАНИИ ДИНАМИКИ БЕРЕГОВОЙ СИСТЕМЫ

Под береговой системой будем понимать множество взаимосвязанных вещественных и морфологических элементов дна, противостоящих воздействию на них воды.

Системный подход к решению задачи подразумевает изучение взаимодействия на уровне подсистем или структур, в данном случае более мелких динамических образований в береговой системе.

Обычно описание системы производится в следующей последовательности:

1) выявление границ системы,
2) структуризация системы по иерархическим уровням,
3) описание внутрифункциональных связей системы,
4) установление условий существования и развития системы.

Возьмем за мористую границу системы внешнюю границу зоны обрушения волны 1 %-ной вероятности превышения (значение, наиболее часто применяемое в гидротехническом строительстве), за береговую — границу зоны максимального заплеска, за верхнюю — водную поверхность, за нижнюю — так называемую «О-поверхность», не испытывающую колебания от шторма к шторму. В качестве подсистем в этой системе можно рассматривать участки аккумуляции или абразии, прибойную зону, зону заплеска и т. д. Чем более мелкое деление, тем более низкие структурные уровни будут получены.

Для выделения подсистем различного порядка можно применить R-метод факторного анализа, основанный на анализе структуры корреляционной матрицы и имеющий много общего с методом главных компонент. Достоинством этого метода является возможность получения групп признаков, определяющих поведение системы, что в нашем случае позволяет выявить ее некоторые литодинамические особенности.

Прежде чем приступить к анализу береговой системы на основе факторной модели, следует рассмотреть ее важнейшие свойства. Факторная модель в общем виде выглядит так [1]:

$$X_j = \sum_{r=1}^{p} l_{j_r} f_r + \varepsilon_j,$$

где f_r — r-й общий фактор, p — заранее заданное число факторов, ε_j — случайная компонента, зависящая от X_j, l_{j_r} — нагрузки j-й переменной на r-й фактор.

Используя факторный анализ, обычно исходят из следующих предпосылок.

1. Должны быть известны априорные сведения об изучаемом объекте.

2. Перед началом факторного анализа должны иметься сведения, позволяющие судить о количестве участвующих в процессе факторов.

3. Связь между m переменными должна отражать корреляционную связь между каждой переменной с каждым из факторов (взаимно некоррелированных), обычно $p<m$.

4. Матрица исходных данных не должна иметь замкнутую форму, при которой могут появиться отрицательные коэффициенты ложной корреляции и анализ становится не только неопределенным, но и неверным.

Рассмотрим реализацию R-метода на конкретном примере. На одном из участков зал. Терпения Охотского моря был проведен комплекс промерных, гидрологических и инженерно-геологических работ с целью исследования процессов заносимости водозаборного ковша Сахалинской ГРЭС. Из материалов перечисленных видов наблюдений была составлена матрица исходных данных 24 признаков по 177 точкам региона исследования. Расчет по R-методу факторного анализа проводился сначала по всей площади региона исследований до 7-метровой изобаты, а затем для каждой вдольбереговой полосы с перепадом глубин в 1 м. В исходные данные, наряду с 11 характеристиками химического состава наносов, вошло девять градаций фракций механического состава наносов d, уклон дна i, глубина в месте взятия пробы h, угол подхода фронта волны к изобате α и азимут подхода волны к изобате β.

Анализ полученной в результате расчета на ЭЦВМ корреляционной матрицы позволил выделить по методу ветвящихся связей несколько групп признаков (табл. 1). За значимый коэффициент корреляции примем $r \geqslant 0{,}60$. В таблицах Дэвида этому условию при выборке 177 и надежности 0,95 соответствует выборочный коэффициент $\rho \geqslant 0{,}46$, а его доверительные интервалы $0{,}46 \leqslant \rho \leqslant 0{,}69$ [3, 4]. Коэффициент корреляции $r = 0{,}60$ попадает в этот интервал, что свидетельствует о наличии корреляции в данном случае. При этом выделяются три группы признаков, включающих содержание соответствующих градаций фракций наносов, химические элементы, а также глубину и уклон дна:

Таблица 1

Выборочная матрица коэффициентов корреляции (%) факторных нагрузок от их характеристик

Характеристика	Фракция, мм									Mn	Ti	V	Ba	Zr	Cu	Ni	Cr	*h*	*i*
	10—5	5—3	3—2	2—1	1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,05	<0,05										
Механический анализ по фракциям																			
10—5	100																		
5—3	56	100																	
3—2	29	48	100																
2—1	32	47	62	100															
1—0,5	31	40	46	74	100														
0,5—0,25	24	33	30	69	87	100													
0,25—0,1	—24	—25	—12	—24	—34	—32	100												
0,1—0,05	1	0	—8	—14	—12	—23	—66	100											
<0,05	—2	—6	—7	—7	—5	6	—55	24	100										
Спектральный анализ проб																			
Mn	—4	0	6	—2	—2	—12	23	—17	—12	100									
Ti	9	3	0	—8	—8	—15	16	—6	—13	50	100								
V	11	16	4	1	0	—5	—1	1	—9	37	49	100							
Ba	—3	0	1	—7	—4	—11	18	—15	—7	47	35	12	100						
Zr	—2	—5	—8	—3	—1	—7	14	—10	—7	18	16	—4	48	100					
Cu	5	—5	—5	—2	—5	1	—16	8	22	—1	—17	—17	—25	—20	100				
Ni	9	10	—1	4	12	17	—9	0	5	13	7	12	—21	—20	48	100			
Cr	11	14	—2	—3	—3	0	—2	—2	—2	51	47	49	17	—4	16	48	100		
h	9	7	8	4	11	—3	—48	51	24	—31	—10	—4	—15	—20	14	0	—14	100	
i	—12	—14	—10	—6	—11	4	22	—22	—1	9	7	2	—2	10	—7	—4	—4	—48	100

I. $d_{10-5} \rightarrow d_{5-3} \rightarrow d_{3-2} \rightarrow d_{2-1} \rightarrow d_{1-0,5} \rightarrow d_{0,5-0,25}$;

II. $d_{0,25-0,1} \rightarrow d_{0,1-0,05} \rightarrow d_{\leqslant 0,05} \rightarrow h \rightarrow i$;

III. $\mathrm{Mn} \rightarrow \mathrm{Ti} \rightarrow \mathrm{V} \rightarrow \mathrm{Cr}$

(d — градации фракций наносов, мм). В группе I обращает на себя внимание выделяющаяся своим высоким значением ρ пара признаков $d_{1-0,5} \rightarrow d_{0,5-0,25}$. Можно предположить, что наличие сильного морфологического единства является реальным для этого случая и признаки, связанные с этой парой, должны также обладать большой взаимозависимостью. Группа I имеет наиболее выраженную взаимосвязь, из чего следует, что наиболее показательной в предполагаемой корреляционной матрице является среднепесчаная фракция. Отсутствует связь между содержанием среднепесчаной и мелкопесчаной (опорная для группы признаков II) фракций.

Группа признаков III целиком состоит из химических элементов, полученных в результате счета по спектральному анализу. Здесь опорными являются химические элементы Mn, Ti, V и Cr, имеющие почти равные парные коэффициенты корреляции.

Наиболее важной для изучения взаимодействия подсистем вода—дно, по-видимому, можно считать группу признаков II, так как она включает в себя элементы обоих подсистем со значимыми коэффициентами корреляции.

Выбор количества факторов определялся сначала по величине собственных чисел факторов, больших единицы. В процессе дальнейшей обработки и анализа полученных материалов выяснилось, что интерпретации можно подвергнуть только три первых фактора (табл. 2, в которой для иллюстрации приведен еще один незначительный фактор). Для лучшего понимания происходящих процессов была построена карта распределения значений этих факторов по полигону исследования (см. рисунок). При этом сложилась ситуация, когда в общем случае каждый фактор отражает динамику выделенных ранее групп признаков с небольшими вариациями. Так фактор 1 с собственным числом 4,182 имеет наибольшие нагрузки (вклад) на мелкопесчаную фракцию, глубину в месте отбора проб, а также угол α. Если сопоставить карту распределения фактора 1 по планшету исследований с картой превышения отметок дна относительно условно выбранной поверхности, то видна их почти полная идентичность (см. рисунок). Поскольку фракция 0,25—0,1 мм является преобладающей в исследуемом регионе, то и фактор 1 может отражать процесс дифференциации мелкопесчаного материала по глубине под действием вдольизобатных процессов и его можно считать преобладающим над другими в данной конкретной ситуации. Он формирует имеющуюся морфометрическую картину дна на время съемки, когда берег исследуемого района находится в состоянии, близком к стабилизации. Поскольку изменение отметок дна характеризует, в сущности, уклоны дна исследуемой зоны, то наши выводы не противоречат данным американских ученых [2, 5], по которым основным энергетическим показателем изложенного процесса является высота волны и в значительно меньшей степени другие волновые характеристики, включая и угол между фронтом

Таблица 2

Матрица факторных нагрузок

Характеристика	Фактор 1	Фактор 2	Фактор 3	Фактор 4
Механический анализ по фракциям				
10—5	—0,297	0,476	0,065	0,177
5—3	—0,293	0,602	0,009	0,233
3—2	—0,280	0,588	—0,158	0,155
2—1	—0,453	0,705	—0,233	—0,023
1—0,5	—0,509	0,691	—0,187	—0,041
0,5—0,25	—0,501	0,621	—0,217	—0,248
0,25—0,1	—0,724	0,000	—0,288	—0,347
0,1—0,05	—0,387	—0,368	0,362	0,506
<0,05	—0,384	—0,262	0,230	0,107
Спектральный анализ проб				
Mn	0,521	0,363	0,434	0,009
Ti	0,499	0,343	0,471	0,212
V	0,236	0,344	0,546	0,182
Ba	0,493	0,239	0,051	0,341
Zr	0,349	0,098	—0,170	0,202
Cu	0,312	—0,194	0,321	—0,420
Ni	—0,238	0,130	0,564	—0,566
Co	—0,055	0,119	0,415	—0,254
Cr	0,227	0,350	0,743	—0,153
Pb	—0,466	—0,147	0,110	0,113
Ga	—0,056	—0,242	0,075	0,321
Zn	0,595	0,296	0,027	0,344
Морфологические и гидрологические характеристики				
Угол фронта волны и изобаты	—0,392	—0,153	0,168	—0,065
Глубина	—0,534	—0,221	0,168	—0,065
Уклон дна	0,345	0,044	—0,177	—0,345
Азимут фронта волны	—0,357	—0,177	0,275	—0,244
Собственное значение вектора	4,182	3,407	2,498	2,038

волны и изобатами. Проведенный факторный анализ, в частности интерпретация фактора 1, позволяет сделать некоторую корректировку этих выводов. Нагрузка (влияния) фактора 1 на угол α довольно высока и может считаться значимой в рамках наших расчетов. Поэтому в организации внутренних связей системы значительная роль принадлежит также изобатам. Для ее выяснения дополнительно к факторному анализу был приведен анализ зависимости затухания преобладающей фракции наносов 0,25—0,1 мм и от ориентации изобат. Основными выводами из него являются:

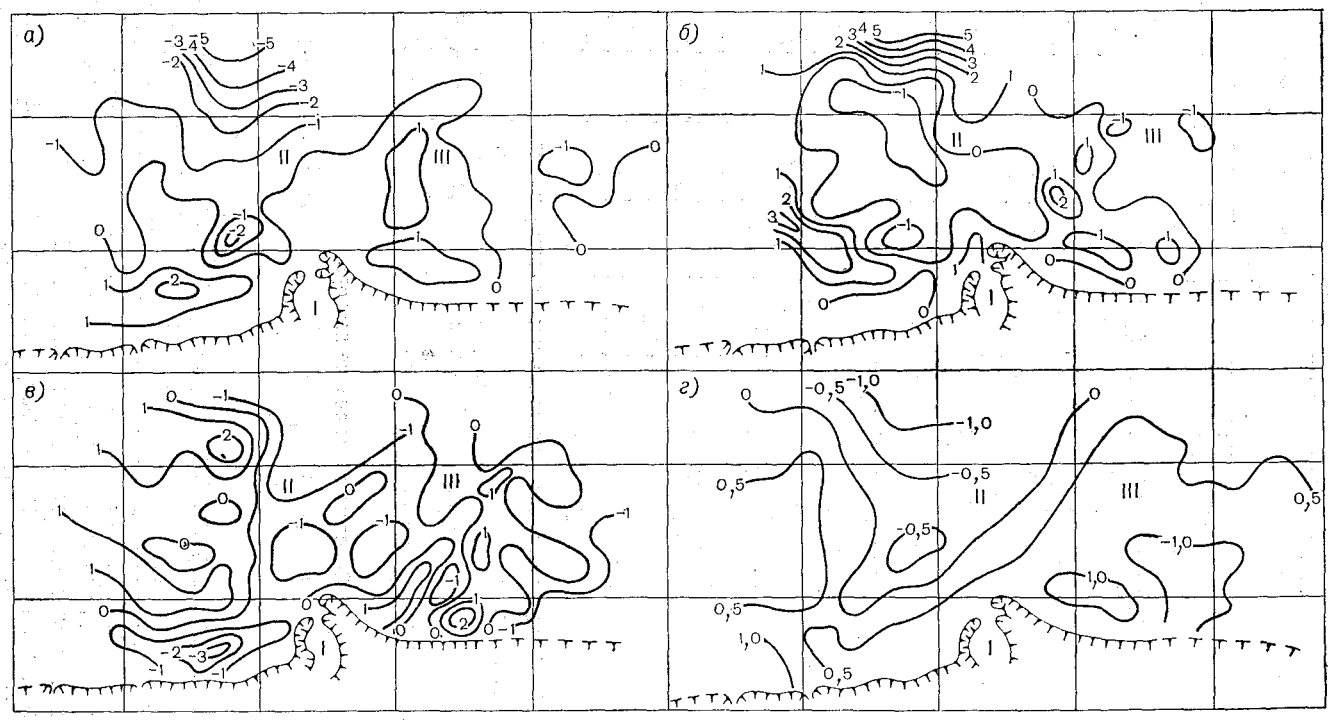


Схема распределения значений факторов по полигону исследований и превышений отметок дна относительно «0» поверхности.

а — фактор 1, *б* — фактор 2, *в* — фактор 3, *г* — превышение отметки дна относительно «0» поверхности; *I* — устье водозаборного сооружения, *II* — ложбина эрозионного происхождения, *III* — район аккумулятивного треугольника.

1) малые углы подхода вектора фронта волны к изобатам определяют увеличение содержания фракции 0,25—0,1 мм, а большие — ее уменьшение. Наибольшая дифференциация такого рода имеет место на глубинах более 4 м, особенно в полосе 6—7 м.

Таким образом, можно ожидать, что наносы с увеличением глубины начинают двигаться вдоль изобат;

2) дифференциация фракции 0,25—0,1 мм вдоль изобат усиливается при увеличении уклона дна;

3) полоса глубин 2—3 м является аномальной.

Выделяются две полосы наиболее активных изобат (2—3 м и 6—7 м) при минимуме между ними 4—5 м. Вероятно, речь должна идти о двух относительно мощных литодинамических зонах, выделяющихся по своей активности на фоне перемещения.

Обращает на себя внимание довольно сильная нагрузка фактора 1 на химические элементы Mn, Ti, Ba и Zn. Видимо, динамика этих элементов теснейшим образом связана с перераспределением мелкопесчаных фракций. Что-нибудь большее сказать о этих элементах не представляется возможным из-за отсутствия минералогического анализа по описываемой грунтовой съемке.

Рассматривая фактор 2 и его нагрузки на литодинамические признаки, можно сказать, что он связан с распределением крупнопесчаной фракции по полигону исследований. Этот фактор характеризует свойство сортировки крупнопесчаной фракции под действием волновых поперекизобатных процессов. Этот вывод следует из рассмотрения процессов осаждения наносов в устье водозабора за счет разрушения поступательной волны и поворота фронта этой волны около каменной наброски оголовков защитных сооружений, из-за чего теряется ее энергия и осаждается влекомый материал. В области прибойной ложбины при данной гидрологической ситуации из мористой зоны идет поперекизобатное поступление мелкопесчаного материала, происходит послештормовое восстановление пляжа. Изучение динамики водных масс в данном регионе с помощью градиентных поплавков в целом подтверждает наши рассуждения. Поперекизобатные движения выражены и в эрозионной ложбине (см. рисунок). При преобладающих ветрах с юга в районе аккумулятивного треугольника в целом наблюдаются квазизамкнутые движения воды, обусловливающие совместное поперек- и вдольизобатные движения наносов. Это приводит к интенсивным движениям рыхлых донных наносов, а также к некоторой их консервации на определенных участках системы и к структуризации донных образований. Обращает на себя внимание обособление нескольких зон изучаемого полигона. Особенно четко они различимы на южном и северном участках полигона. Эти структуры сохраняются при штормах любого направления. Запуск меченых песков разных цветов при штормах с севера, а затем и с юга постоянно приводил к тому, что увеличение количества меченых песков наблюдалось спустя несколько дней в центрах этих структур. Это указывает на их несомненную консервативность, обусловленную очагами местной циркуляции воды.

Выделение факторов по порядку в R-методе происходит в зависимости от значения дисперсии каждого фактора, которое он вносит в общую дисперсию. Зоны преобладающего влияния этого фактора можно рассматривать как первое деление береговой системы на подсистемы (см. рисунок). По фактору 2 можно оконтурить уже более мелкие подсистемы и это рассматривать как следующий этап выделения структурных уровней системы. Характер же функциональных связей каждой ступени структуризации может рассматриваться в рамках интерпретации своего фактора. Каждый фактор имеет свой уровень структурного взаимодействия в береговой системе, чему соответствуют определенные площади структур. Факторные нагрузки, учитывающие влияние какого-либо фактора на выборку признаков, показывают, какой материал участвует в формировании того или иного структурного уровня системы. К сожалению, нет надежных способов получения массовой информации об особенностях гидрологического режима изучаемой системы и потому трудно получить столь же качественную и объемную информацию и произвести анализ по подсистеме «гидросфера», какую мы получили по подсистеме «литосфера».

Несомненный интерес представляет сопоставление уровня структуризации системы с волновыми характеристиками. Зная по каким фракциям выделена данная структура, а также зависимость движения наносов этих фракций от скорости волновых течений, можно по известным формулам скорости волнового течения прийти к высоте волны, формирующей данную структуру, и к ее вероятным превышениям, а по вкладу в общую дисперсию факторов, формирующих данный уровень структуризации, можно оценить и вероятность превышения полученных структур [2].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Девис Дж. Статистика и анализ геологических данных.— М.: Мир, 1977.— 576 с.
2. Ингл Дж. Движение пляжевых песков.— Л.: Гидрометеоиздат, 1971.— 228 с.
3. Миллер Р. Л., Кан Дж. С. Статистический анализ в геологических науках.— М.: Мир, 1965.— 484 с.
4. David F. N. Tables of the ordinates and probability interval of the distribution of the correlation coefficient in small samples.— In: Biometrika, London, 1948.— 181 p.
5. Harrison W., Krumbein W. C. Interactions ocean — atmosphere system at Virginia Beach.— Techn. Memo., U. S. Army Coastal Eng. Res. Center, 1964, N 7, p. 130—141.

А. О. Еремеева (ГГИ)

НАТУРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ТРАНСПОРТА НАНОСОВ В КАРАКУМСКОМ КАНАЛЕ

В связи с проектируемой переброской 25—60 км³ воды в год из сибирских рек в р. Амударью возникла задача прогноза режима и баланса наносов в русле главного канала переброски. С этой целью в Государственном гидрологическом институте (ГГИ), кроме теоретических расчетов, были предприняты также исследования транспорта наносов на действующих каналах. В частности, в мае—июне 1978 г. экспедиционной группой, в состав которой входил и автор настоящей статьи, проводились работы на Каракумском канале.

В работах С. А. Аннаева и Б. Т. Кирсты, опубликованных в 1966—1973 гг. [1, 3], Каракумский канал по условиям транспорта наносов делится на два характерных участка. Режим наносов первого участка — от головы до Келифских озер (0—100 км) — определяется мутностью, поступающей из р. Амударьи. По данным работы [1], здесь зона интенсивного заиления располагается между 34—96 км. На втором участке — ниже Келифских озер, в которых происходит осаждение наносов, мутность потока практически равна нулю.

Учитывая данные этих исследований, ГГИ организовал наблюдения на трех участках Каракумского канала (30—33, 180—182 и 410—412 км от его головы). В пределах этих участков канала отсутствует крепление дна и берегов, не производятся выправительные работы, а также не осуществляется водозабор и отвод воды на орошение. Ниже приводится описание участков канала.

I участок длиной 3 км расположен в пределах долины р. Амударьи, сложенной песчано-глинистыми отложениями. Канал здесь имеет плавно изогнутую форму. Высота берегов равна 2—10 м, ширина канала изменяется от 180 до 200 м. Исследования проводились при расходе воды 420 м³/с.

II участок начинается на 82-м км ниже Келифских озер, в пределах песчано-глинистой равнины юго-восточных Каракумов. Участок сравнительно прямолинеен, его протяженность 2 км. Берега

пологие. Средняя ширина канала 130 м, средняя глубина 3,5 м. Расход воды составил 330 м³/с.

III участок длиной 2 км слабо изогнут, разсположен в древнеаллювиальных дельтовых отложениях р. Мургаб. Средняя ширина канала на участке 180 м, средняя глубина около 3 м. Расход воды в период измерений равнялся 160 м³/с.

На каждом участке в 2—3 створах, удаленных друг от друга на 1,0—1,5 км, измерялись расходы воды и наносов. При измерении расходов наносов пробы воды на мутность отбирались интеграционным способом. Пробы для определения гранулометрического состава взвешенных наносов брались на концевых створах участков. Во всех створах измерений отбирались пробы донных наносов на 4—5 вертикалях, а также пробы грунта с откосов канала выше уреза на расстоянии 0,5—1,0 м.

Осредненные гидравлические характеристики потока, а также значения мутности и расходов наносов на исследуемых участках Каракумского канала приведены в таблице. Изменение расхода воды (в пределах 420—160 м³/с) по длине канала в период наблюдений связано с забором воды на орошение и частичной ее фильтрацией в грунт.

Гидравлические элементы и расходы наносов Каракумского канала по данным наблюдений экспедиции ГГИ в 1978 г.

№ участка	№ створа	Дата измерения	Расход воды, м³/с	Площадь сечения, м²	Средняя по сечению канала			Мутность воды, кг/м³	Расход наносов, кг/с
					скорость течения, м/с	ширина, м	глубина, м		
I	1	6/VI	425	484	0,88	200	2,42	1,78	760
	2	6/VI	400	504	0,80	218	2,31	2,07	830
	3	6/VI	397	540	0,74	184	2,94	1,80	720
II	1	13/VI	336	462	0,73	125	3,60	0,29	98
	2	13/VI	338	469	0,72	137	3,42	0,31	100
III	1	17/VI	154	262	0,59	85	3,08	0,19	30
	2	17/VI	154	243	0,64	75	3,24	0,25	39
	3	17/VI	168	262	0,64	80	3,27	0,26	45

На первом участке канала мутность имеет наибольшее значение и составляет 1,8—2,1 кг/м³. На втором участке (ниже Келифских озер) средняя мутность воды в канале снижается до 0,30 кг/м³. Расход воды на этом участке уменьшается всего на 30 %. На третьем участке Каракумского канала мутность изменяется уже в меньшей степени (до 0,23 кг/м³). Расход же воды здесь убывает более чем в два раза.

Таким образом, материал, полученный экспедицией ГГИ, не противоречит выводам упомянутых выше авторов [1, 3] о целесообразности деления Каракумского канала по условию транспорта

наносов на два характерных участка. Однако за истекшие годы произошли некоторые изменения, обусловленные заилением Келифских озер. На их месте сформировалось многорукавное русло, где откладываются не все наносы, как раньше, а только часть их, остальные же проходят транзитом. Значение средней мутности потока ниже Келифских озер, т. е. на II участке, равно 0,30 кг/м³.

Интегральные кривые гранулометрического состава донных и взвешенных наносов на изучавшихся участках Каракумского канала представлены на рис. 1 и 2.

В донных наносах (в грунтах), слагающих русло канала на I участке, преобладают (до 70—90 %) средние пески, диаметр частиц которых изменяется от 0,05 до 0,50 мм. Средний диаметр частиц донных наносов равен 0,30 мм. Донные наносы на II и III участках представлены илами с примесью песка (диаметр 0,001—0,2 мм). Средний диаметр частиц донных наносов в отдельных пробах колеблется в достаточно широком диапазоне (0,017—0,14 мм). Типы грунтов на изучавшихся участках поименованы в соответствии с классификацией Г. А. Петуховой [5], которая дает следующие значения плотности грунтов: для средних песков — 1650 кг/м³, для илов с примесью песка — 1000 кг/м³. Донные наносы на исследуемых участках канала хорошо сортированы (коэффициент сортировки $S = 1{,}3 \div 2{,}4$). Значение критерия устойчиво взвешиваемых частиц донных наносов $\mu_{у.\,взм}$ равно 100 %. Во взвешенных наносах большую часть (до 70 %) составляют фракции менее 0,05 мм, что согласуется с данными С. А. Аннаева [1].

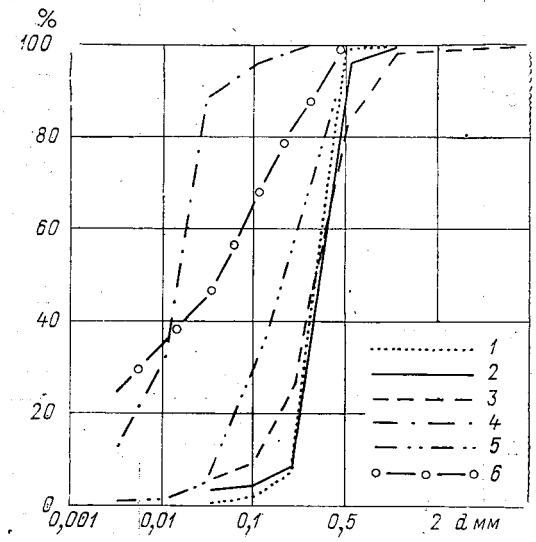


Рис. 1. Интегральные кривые гранулометрического состава донных наносов (по данным экспедиции ГГИ).

1 — I участок, створ 1; *2* — I участок, створ 2; *3* — I участок, створ 3; *4* — II участок, створ 1; *5* — II участок, створ 2; *6* — II участок, створ 1.

Полученные результаты позволяют сделать вывод, что при изменении гидравлических характеристик Каракумского канала изменяется и гранулометрический состав наносов. Крупность взвешенных и донных наносов уменьшается вниз по течению канала (рис. 1, 2) вместе с уменьшением расхода воды и скорости течения.

Проведенные исследования позволили выяснить, что грунты по трассе проектируемого канала переброски и на откосах Каракумского канала аналогичны по крупности и связности.

Данные о составе наносов являются исходным материалом для расчета транспортирующей способности потока по формуле А. В. Караушева [2]. Метод Караушева позволяет с помощью данных о мутности взмыва учитывать взаимообмен между взвешенными и донными наносами. Поэтому при расчете расхода наносов можно использовать данные как о гранулометрии взвешенных наносов, так и о составе донных наносов. Расчет средней мутности потока, отвечающей транспортирующей способности потока, ведется по отдельным фракциям наносов. Полный расход наносов, отвечающий транспортирующей способности потока, равен

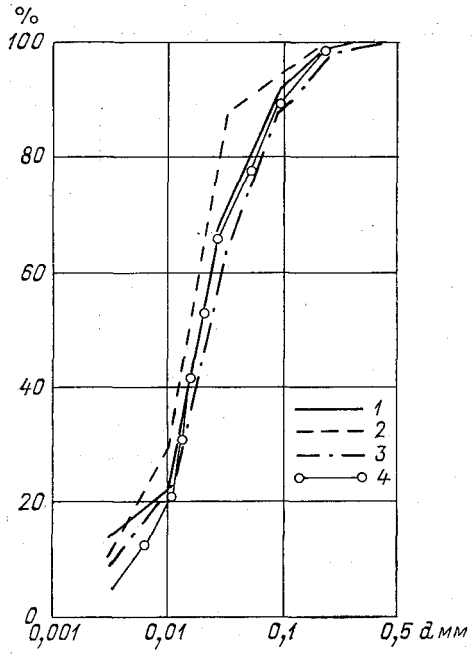


Рис. 2. Интегральные кривые гранулометрического состава взвешенных наносов (по данным экспедиции ГГИ).

1 — I участок, створ 1; *2* — I участок, створ 3; *3* — II участок, створ 1; *4* — II участок, створ 2.

$$P_S = QS_{взм}\Gamma, \qquad (1)$$

где Q — расход воды, $S_{взм}$ — мутность взмыва, т. е. предельное значение мутности в придонном слое потока, вычисляемое в зависимости от скорости течения, глубины потока и коэффициента Шези; Γ — гидромеханический параметр наносов, определяемый отношением гидравлической крупности к средней скорости потока, коэффициентом Шези и гранулометрическим составом наносов. Эта величина находится по специальным графикам или таблицам, имеющимся в ряде опубликованных работ [2, 5].

В настоящей работе, учитывая рекомендации К. В. Разумихиной [4], при расчете транспортирующей способности потока использовались данные о гранулометрическом составе донных наносов. Надежные данные натурных измерений, относящиеся к паводочному периоду, позволили ввести корректирующий множитель $a_{кор}$ в формулу транспортирующей способности. Этот множитель находится из соотношения

$$a_{кор} = \frac{S_{изм}}{S_{выч}}, \qquad (2)$$

где $S_{изм}$ и $S_{выч}$ — соответственно значения средней мутности, измеренное и вычисленное по формуле транспортирующей способности.

Корректирующий множитель $a_{кор}$, полученный в результате сопоставления измеренных значений средней мутности потока с вы-

численным по формулам Караушева, на I участке канала составляет 1,0—2,6, а на II и III участках — 0,2—0,4.

При расчете транспорта наносов в потоках указанный выше метод предполагает использование данных о среднем составе наносов на исследуемых участках. Результаты предварительных расчетов транспортирующей способности для I участка Каракумского канала показали, что при вычислении среднего гранулометрического состава необходимо учитывать не только состав донных наносов, но и состав грунтов, слагающих часть откосов, что свидетельствует о влиянии эолового фактора на режим транспорта наносов.

Примененная автором формула, строго говоря, выведена для несвязанных грунтов. Именно такими грунтами сложен канал на участке I. Получение для него корректирующего множителя, большего единицы, обусловлено тем, что на этот участок непосредственно поступают воды р. Амударьи, имеющие высокую мутность, что обусловливает превышение фактического транспорта наносов на участке над транспортирующей способностью потока. На II и III участках, расположенных ниже Келифских озер, грунты сложены сравнительно мелкими частицами, и можно предполагать, что в некоторой мере они являются связными. Поэтому, естественно, используемая расчетная формула дает преувеличенное значение мутности.

Окончательно для участков с песчаным грунтом корректирующий множитель $a_{кор}$ принят равным 1,8. Для суглинистых грунтов Каракумского канала значение $a_{кор}$ равно 0,3.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аннаев С. А. Деформации русла Каракумского канала.— Гидротехника и мелиорация, 1966, № 10, с. 11—19.
2. Караушев А. В. Теория и методы расчета речных наносов.— Л.: Гидрометеоиздат, 1977.— 272 с.
3. Кирста Б. Т. Гранулометрический состав взвешенных наносов и донных отложений Амударьи и Каракумского канала.— В кн.: Вопросы водного хозяйства в Туркмении. Ашхабад, Ылым, 1973, с. 216—232.
4. Разумихина К. В. Применение формулы транспортирующей способности потока для расчета годового стока взвешенных наносов.— Труды ГГИ, 1969, вып. 175, с. 137—154.
5. Указания по расчету заиления водохранилищ при строительном проектировании. 2-е изд.— Л.: Гидрометеоиздат, 1973.— 55 с.

Н. Р. Грачев (ГГИ)

К ВОПРОСУ О ДВИЖЕНИИ ПОТОКА НА ПОВОРОТЕ РУСЛА

Непрямолинейные меандрирующие участки рек являются весьма распространенными. В настоящее время большое практическое значение приобрел вопрос расчета плёсовой ложбины при свободном меандрировании. На плёсовых участках размещаются водозаборы, переходы трубопроводов и другие гидротехнические сооружения.

Новое решение задачи о движении воды на повороте русла было предложено Н. Е. Кондратьевым и Б. К. Трахтенбергом в работе [1], что позволило авторам разработать метод гидравлического расчета плёсовой ложбины. В отличие от обычной постановки гидродинамических задач для русловых потоков, при которой рассчитывается скоростное поле потока в жестких заданных границах, в работе [1] определяются сами границы. Первоначально рассматривается поток, не стесненный берегами. Скоростное поле потока формируется под действием сил, приложенных к нему. Такой «свободный поток» в ряде случаев не соответствует существующим жестким границам, что приводит к русловым деформациям. При этом поток, набегающий на берег, отражается от него и образует придонное течение, формирующее плёсовую ложбину. Возникает своего рода двухслойный поток. Верхний прямой поток накладывается на нижний, отраженный. При этом замечено, что угол падения прямого потока приблизительно равен углу отражения. Отметим далее, что указанная схема движения потока в речной излучине не противоречит общепринятой схеме потенциального обтекания. Дело в том, что движение свободного потока полностью определяется соотношением кинетической и потенциальной составляющих энергии. При преобладании кинетической энергии мы будем иметь удар и последующее отражение потока от его границы, при преобладании потенциальной энергии — потенциальное обтекание.

Описанная в работе [1] картина движения потока в речной излучине хорошо согласуется с экспериментальными материалами, полученными Шукри, Гарбрехтом, З. М. Великановой и др. Однако

действительная картина пространственного поля скоростей в зоне отражения от берега и наложения потоков более сложная.

Целью настоящей работы является усовершенствование расчетного метода, предложенного Н. Е. Кондратьевым и Б. К. Трахтенбергом, в части расчета плана течений свободного потока. В силу того, что решение, полученное в работе [1], касается излучин с малыми углами разворота, в данной работе ставится задача построения плана течений для излучин с любыми углами разворота.

Трудности, возникающие при решении данной задачи, связаны с учетом сил тяжести. В схеме, предложенной в работе [1], составляющая силы тяжести направлена по уклону свободной поверхности, которая задается в виде плоскости, наклоненной по линии шага излучины. Такое предположение представляется практически приемлемым для излучин с малым углом разворота.

В предлагаемой схеме рассматривается случай, когда уклон постоянен по ширине потока и направлен вдоль плановой оси излучины, что позволяет получить решение для излучин с любыми углами разворота. При решении введено допущение о постоянстве модуля вектора скорости вдоль линии тока, т. е. принято $\frac{dv}{dt}=0$. Иными словами, рассматривается установившийся свободный поток. Вопрос о репрезентативности такого потока может быть решен лишь на основании сопоставления результатов расчета с данными экспериментов в натуре.

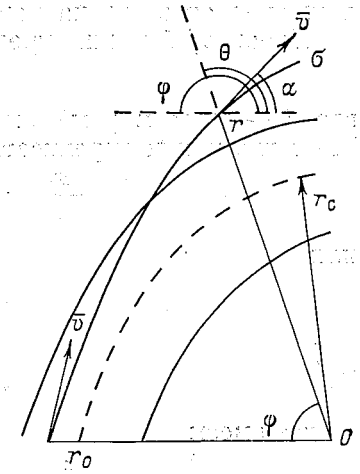


Схема движения «свободного потока».

При решении задачи использована полярная система координат (r, φ) и, согласно принятой схеме, градиент уровня направлен по окружностям $r=\text{const}$ (см. рисунок). Вдоль оси r уклон равен нулю.

Рассмотрим силы, действующие на элементарный объем жидкости, движущейся по кривой σ. Векторное уравнение имеет вид:

$$\overline{F}_{\text{цб}}+\overline{F}_{\text{цс}}+\overline{F}_{\text{с}}=0, \qquad (1)$$

где $F_{\text{цб}}$ — центробежная сила, $F_{\text{цс}}$ — центростремительная сила, $F_{\text{с}}$ — сила сопротивления. Запишем выражения для этих сил, считая массу объема $m=1$:

а) $F_{\text{цб}}=\frac{v^2}{\rho}$ (ρ — радиус кривизны траектории в любой точке);

б) $F_{\text{цс}}=gi\cos\theta$, т. е. центростремительная сила является проекцией силы тяжести на направление радиуса кривизны ρ. Принимая во внимание, что в нашей схеме градиент уровня направлен

вдоль плановой оси излучины, а по радиусу уклон равен 0, имеем для i следующее выражение $i = \frac{i_0 r_c}{r}$, где r_c — радиус оси излучины, r — полярная координата и i_0 — уклон вдоль координаты $r = r_c$;

в) $F_c = \frac{k}{r} \cos\theta$. Принимаем такое выражение, исходя из тех соображений, что при движении элементарного объема жидкости вдоль оси φ, работа сил сопротивления равна изменению потенциальной энергии, т. к. $v = \text{const}$. При отклонении же траектории движения от этого направления, равенство нарушается.

Параметр k можно представить в следующем виде:

$$k = g\,\delta r_c,$$

где δ — безразмерный эмпирический коэффициент. Выражение (1) тогда можно переписать так:

$$\frac{v^2}{\rho} = \frac{g i_0 r_c}{r} \cos\theta + \frac{k}{r} \cos\theta \tag{2}$$

или

$$\frac{v^2}{\rho} = \frac{B}{r} \cos\theta,$$

где

$$B = (g i_0 r_c + k).$$

Далее имеем

$$\frac{1}{\rho} = -\frac{d\alpha}{d\sigma} = -\frac{d\,[\pi - (\varphi + \theta)]}{d\sigma} = \frac{d\,(\varphi + \theta)}{v\,dt}. \tag{3}$$

Тогда

$$\frac{v d\,(\varphi + \theta)}{dt} = \frac{B}{r} \cos\theta$$

и

$$dt = \frac{v}{B}\, r\, \frac{d\,(\varphi + \theta)}{\cos\theta}. \tag{4}$$

Далее, в силу выражения (4)

$$r\,d\varphi = v_\varphi\,dt = v \sin\theta\,dt = Gr \operatorname{tg}\theta\, d\,(\varphi + \theta),$$

$$dr = v_r\,dt = v \cos\theta\,dt = Grd\,(\varphi + \theta),$$

или после сокращений

$$\left.\begin{aligned} d\varphi &= G \operatorname{tg}\theta d\,(\varphi + \theta), \\ \frac{dr}{r} &= Gd\,(\varphi + \theta), \end{aligned}\right\} \tag{5}$$

где

$$G = \frac{v^2}{B} = \frac{v^2}{g i_0 r_c + k}.$$

При $k = 0$ имеем

$$G = \frac{v^2}{g i_0 r_c} = F_r \frac{1}{i_0} \left(\frac{r_в}{H} + \frac{b}{2H} \right)^{-1},$$

где H и b — глубина и ширина потока, $\tau_в$ — радиус кривизны выпуклого берега излучины.

Следовательно, параметр G зависит от кинетичности потока, которая характеризуется числом Фруда, от величины отношений $\frac{r_в}{H}$ и $\frac{b}{H}$, которые являются характеристиками крутизны излучины и пространственности потока, и от уклона.

Решая второе уравнение системы (5) относительно $d\varphi$ имеем

$$d\varphi = \frac{1}{G} \frac{dr}{r} - d\theta. \tag{6}$$

После интегрирования с учетом начальных условий (при $\varphi = 0$, $\theta = \theta_0$, $r = r_0$) получим

$$\varphi = \frac{1}{G} \ln \frac{r}{r_0} - (\theta - \theta_0). \tag{7}$$

Подстановка выражения (6) в первое уравнение системы (5) дает

$$\frac{dr}{r} = \frac{G\, d\theta}{1 - G \operatorname{tg} \theta}. \tag{8}$$

Интегрируя выражение (8), имеем

$$\ln \frac{r}{r_0} = \frac{G}{1 + G^2} (\theta - \theta_0) + \frac{G^2}{1 + G^2} \ln \left| \frac{\cos \theta_0 - G \sin \theta_0}{\cos \theta - G \sin \theta} \right|$$

и с учетом выражения (7) окончательно получим

$$e^{\frac{\varphi}{G}} = \frac{r_0}{r} \frac{\cos \theta_0 - G \sin \theta_0}{\cos \theta - G \sin \theta}, \tag{9}$$

где

$$\theta = \theta_0 + \frac{1}{G} \ln \frac{r}{r_0} - \varphi.$$

Формула (9) позволяет рассчитать план течения свободного потока. Для этого надо во входном створе излучины разбить поток на элементарные струи и рассчитать траектории каждой из них по полученной формуле, используя метод последовательных приближений. Далее, используя методику, предложенную Н. Е. Кондратьевым и Б. К. Трахтенбергом, можно перейти к расчету рельефа дна излучины.

Следует отметить, что формула (9) выгодно отличается от формул работы [1] своей простотой. Проведенный расчет показал хорошее совпадение теоретических и эмпирических линий тока для

планов течений, полученных З. М. Великановой на модели речной излучины и З. Д. Копалиани на р. Нюкже. При этом значение коэффициента δ определялось обратным пересчетом, по одной из линий тока.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кондратьев Н. Е., Трахтенберг Б. К. Гидравлический расчет плесовой ложбины.— Труды ГГИ, 1974, вып. 216, с. 5—18.
2. Лойцянский Л. Г., Лурье А. И. Курс теоретической механики. Т. II.— М.: Госиздат, 1954, с. 38—40.

Т. А. Лысенко (ААНИИ)

ИССЛЕДОВАНИЕ ГИДРАВЛИЧЕСКИХ РЕЖИМОВ ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ НАГОНОВ В ОБЬ-ТАЗОВСКОЙ И ЕНИСЕЙСКОЙ УСТЬЕВЫХ ОБЛАСТЯХ

Неустановившееся движение воды в устьях сибирских рек в значительной степени определяется непериодическими колебаниями уровня воды на устьевом взморье, за исключением периода весеннего половодья. Колебания уровня воды вызывают явление переменного подпора в устьевой области и приводят к образованию длинных поступательных волн, которые распространяются против основного течения реки. Непериодические колебания уровня моря в сочетании с изменениями речного стока обусловливают сложный ход уровней, скоростей течений и расходов воды в устьевой области.

Учет изменений элементов гидрологического режима необходим как для проникновения в сущность рассматриваемых процессов, так и для обоснования различных расчетно-прогностических методов. Однако успешное решение этой задачи затрудняется сложностью гидрологического режима устьев рек и труднодоступностью и малоизученностью этих районов. Поэтому особую роль приобретают численные методы расчета.

Целью работы было проверить возможность расчета неустановившегося движения воды в устьевых областях сибирских рек — Оби и Енисея — с помощью одномерной гидродинамической модели. До настоящего времени исследования неустановившегося движения воды с помощью численных экспериментов производились только для речных участков [1, 5]. В данном случае в одномерной идеализации представлен такой сложный гидрологический комплекс, как вся устьевая область (включающая в себя устьевой участок реки, ее дельту и устьевое взморье).

Для исследования применялся метод, разработанный в Институте гидродинамики СО АН СССР. Исходными режимными материалами по обоим объектам являлись данные гидрометеорологической сети.

Ввиду того что опыт расчетов неустановившегося движения воды в устьях рек еще очень мал, в работе уделено внимание методике проведения расчета, уточнению расчетных параметров модели на каждом из объектов и оценке их влияния на результаты расчета.

Уравнения неустановившегося течения воды в открытых руслах в рамках допущений теории мелкой воды могут быть представлены в следующем виде [6]:

$$\frac{\partial w}{\partial t}+\frac{\partial Q}{\partial x}=q, \tag{1}$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t}+\frac{\partial}{\partial x}\left(P+\frac{Q}{w}\right)^2=gw\left(i-\frac{Q\,|Q|}{K^2}\right)+R, \tag{2}$$

где w — площадь поперечного сечения водотока; Q — расход воды; q — путевой приток, приходящийся на единицу длины водотока; i — уклон дна водотока; P — сила давления; R — проекция реакции боковых стенок русла на ось x; x — координата, отсчитываемая по оси русла; t — время; K — модуль расхода воды; g — ускорение свободного падения.

Уравнения (1), (2) эквивалентны (для случая гладких течений) известным уравнениям Сен-Венана:

$$B\frac{\partial z}{\partial t}+\frac{\partial Q}{\partial x}=q, \tag{3}$$

$$(1-\mathrm{Fr})\frac{\partial z}{\partial x}+\frac{1}{gw}\left(\frac{\partial Q}{\partial t}+2v\frac{\partial Q}{\partial x}\right)=$$
$$=\left[i+\frac{1}{B}\left(\frac{\partial w}{\partial x}\right)_{h=\mathrm{const}}\right]\mathrm{Fr}-\frac{Q\,|Q|}{K^2}, \tag{4}$$

где $\mathrm{Fr}=\left(\frac{v}{c}\right)^2$ — число Фруда, $c=\sqrt{\frac{gw}{B}}$ — скорость распространения малых возмущений.

На формирование сгонно-нагонных колебаний уровней в устьевых взморьях основное влияние оказывают ветровой режим. В тех случаях, когда рассматриваются процессы, протекающие под воздействием синоптических факторов, используется система уравнений Сен-Венана, полученная в Институте гидродинамики СО АН СССР, с добавлением членов, описывающих воздействие ветра и атмосферного давления:

$$B\frac{\partial z}{\partial t}+\frac{\partial Q}{\partial x}=q, \tag{5}$$

$$(1-\mathrm{Fr})\frac{\partial z}{\partial x}+\frac{1}{gw}\left(\frac{\partial Q}{\partial t}+2v\frac{\partial Q}{\partial x}\right)=\left[i+\frac{1}{B}\left(\frac{\partial w}{\partial x}\right)_{h=\mathrm{const}}\right]\mathrm{Fr}-$$
$$-\frac{Q\,|Q|}{K^2}-\frac{1}{\rho g}\frac{\partial P_a}{\partial x}+\xi\frac{B}{gw}\mathbf{W}_e\,|\mathbf{W}|, \tag{6}$$

где P_a — атмосферное давление на поверхности воды, $\mathbf{W}$ — вектор скорости ветра с компонентами; $\mathbf{W}_e$ — вектор скорости ветра вдоль оси русла; ξ — коэффициент ветрового напряжения $\left(\xi = \frac{\rho_a}{\rho} \gamma^2\right)$, где ρ_a — плотность воздуха, ρ — плотность воды, γ — эмпирический коэффициент.

Устьевая область р. Енисея более полно освещена исходной информацией по сравнению с устьевой областью р. Оби, поэтому Енисей на протяжении ряда лет является исследовательским полигоном, где проверяются возможности использования новых методов расчета. Верхняя граница устьевой области находится в районе впадения в Енисей р. Нижней Тунгуски у г. Туруханска, где в период межени еще отмечаются нагонные колебания уровня воды. Морская граница проходит по северной части Енисейского залива [3].

Гидрологический режим рассматриваемой области является типичным для устьевых областей сибирских рек. Влияние речного стока ощутимо здесь в период весеннего половодья (с середины мая по конец июля). В остальное время преобладающее влияние на водный режим оказывают морские факторы, главным образом сгонно-нагонные явления. Сгонно-нагонные волны формируются в пределах Карского моря и Енисейского залива и распространяются на большие расстояния вверх по реке. В устьевой области Енисея нагоны возникают преимущественно при ветрах западных и северо-западных направлений. Повышенная повторяемость сильных ветров указанных направлений отмечается в августе—октябре. Значение речного стока в этот период мало, поэтому сток является фоном, на который накладываются сгонно-нагонные явления.

Подробный анализ распространения сгонно-нагонных колебаний вдоль устьевого участка Енисея (до устьевого взморья) был проведен Е. П. Котреховым [4]. Им проводились расчеты от морского края дельты (в/п Байкалово), исходя из предположения, что по речному руслу распространяется инерционная волна. Синоптические факторы учитывались косвенно путем постановки соответствующего граничного условия (колебания уровней воды) в низовом створе устьевого участка реки. В данной работе рассматривалось распространение нагонной волны вдоль всей устьевой области, особое внимание уделено участку устьевого взморья. Расчет проводился с учетом непосредственного воздействия ветра и атмосферного давления на водную поверхность, так как по акватории взморья эти факторы являются основной формирующей и движущей силой сгонно-нагонных волн, в отличие от речного участка, где движется «свободная» волна.

Рассмотрим пример расчета длинной волны, образовавшейся в результате штормового нагона в Карском море. Возникновению волны в период 25/VIII—1/IX 1958 г. предшествовало распространение над акваторией моря глубокого циклона, прохождение которого сопровождалось сильными ветрами северо-западной четверти.

Зафиксированный нагон является наибольшим из наблюденных в этом районе. Для расчета распространения вдоль устьевого взморья нагонной волны на нижних границах расчетной области задавался фактический ход уровня (рассматривается расчетная

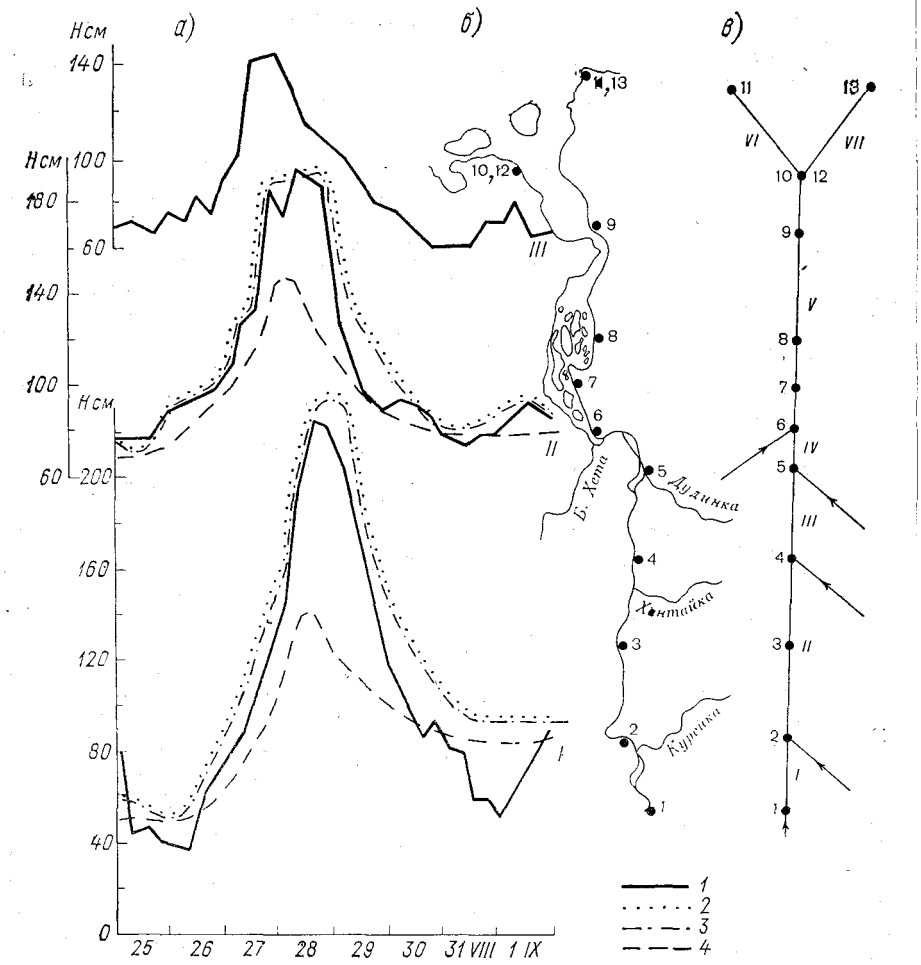


Рис. 1.

а — ход уровня воды в Енисейской устьевой области при экстремальном нагоне 25/VIII—1/IX 1958 г. на в/п Байкалово (*I*), Лескин (*II*) и Диксон (*III*) по наблюденным (*1*) и расчетным при $\xi=3{,}0\cdot10^{-6}$ (*2*) данным. Расчетный уровень без учета атмосферного давления (*3*) и синоптических факторов (*4*); *б* — устьевая область р. Енисея, *в* — расчетная схема.

схема «тройник»), а на верхней границе — гидрограф стока. Всего выделено семь основных расчетных участков, шаг по времени составлял 2 ч. Расчеты были проведены на ЭВМ БЭСМ-6. На рис. 1 представлены результаты расчета распространения нагонной волны вдоль устьевого взморья Енисея. Расчет проведен без учета ветра

и атмосферного давления, с учетом синоптических факторов при $\xi = 3{,}0 \cdot 10^{-6}$, а также только с учетом ветра. Полученные результаты показали относительно малую роль барометрического давления по сравнению с воздействием ветровой составляющей.

Распространение второго экстремального нагона рассчитывалось вдоль устьевой области р. Оби.

Река Обь вместе с реками, впадающими в Обско-Тазовскую губу (Надымом, Тазом, Пуром), формирует сложный гидрологический комплекс — устьевую область Оби. Морская граница этой области проходит по северной части Обской губы. В качестве речной границы области условно принят замыкающий створ р. Оби у г. Салехарда, где имеется большой ряд наблюдений [3]. Протяженность устьевой области Оби больше тысячи километров. Длина устьевого взморья составляет более 500 км, речной участок незначителен. Поэтому расчет распространения нагонной волны вдоль всей устьевой области велся с учетом воздействия ветра и атмосферного давления на водную поверхность.

На водный режим Обь—Тазовского региона в период с августа по октябрь, также как и на Енисее, большое влияние оказывают непериодические колебания уровня. Нагонные ситуации здесь возникают в основном при ветрах северного и северо-восточного направлений. Самый высокий подъем уровня воды в результате ветрового нагона в устье р. Оби наблюдался 16—20/VIII 1972 г. Этот нагон является локальным, образовавшимся с середины Обской губы. На устьевом взморье до пункта Новый Порт в указанный период наблюдался сгон. За счет ветра северо-восточного направления, дующего со скоростью 24—26 м/с на Ямсальском баре, подъем уровня был на 300 см больше его среднего месячного значения. При расчете вышеупомянутого нагона вся устьевая область была разбита на четыре расчетных участка. На нижней границе расчетной области задавался фактический ход уровня, а на верхней границе и в створе III — изменение расхода воды во времени.

Неплохое совпадение наблюденного и рассчитанного хода уровня (рис. 2) показывает на необходимость учета синоптических факторов и возможности расчета неустановившегося движения в пределах устьевой области Оби на одномерной гидродинамической модели.

В схеме ИГ морфометрия по участкам задается отметками дна и значениями ширин русла в расчетных створах функцией от глубины. Между створами необходимые значения ширин русла и отметок дна определяются по линейной интерполяции в процессе счета. Подробное задание морфометрии, казалось бы, должно увеличивать точность расчета. Поэтому был проведен расчет по дополнительным, указанным на схеме, 11 створам, приуроченным к более или менее резким изменениям живых сечений русла. Оказалось, что более подробный учет живых сечений русла не приводит к существенным изменениям расчетного хода уровней (рис. 2).

При расчетах неустановившегося движения вообще и в устьевой области в частности сложно получить надежные данные по

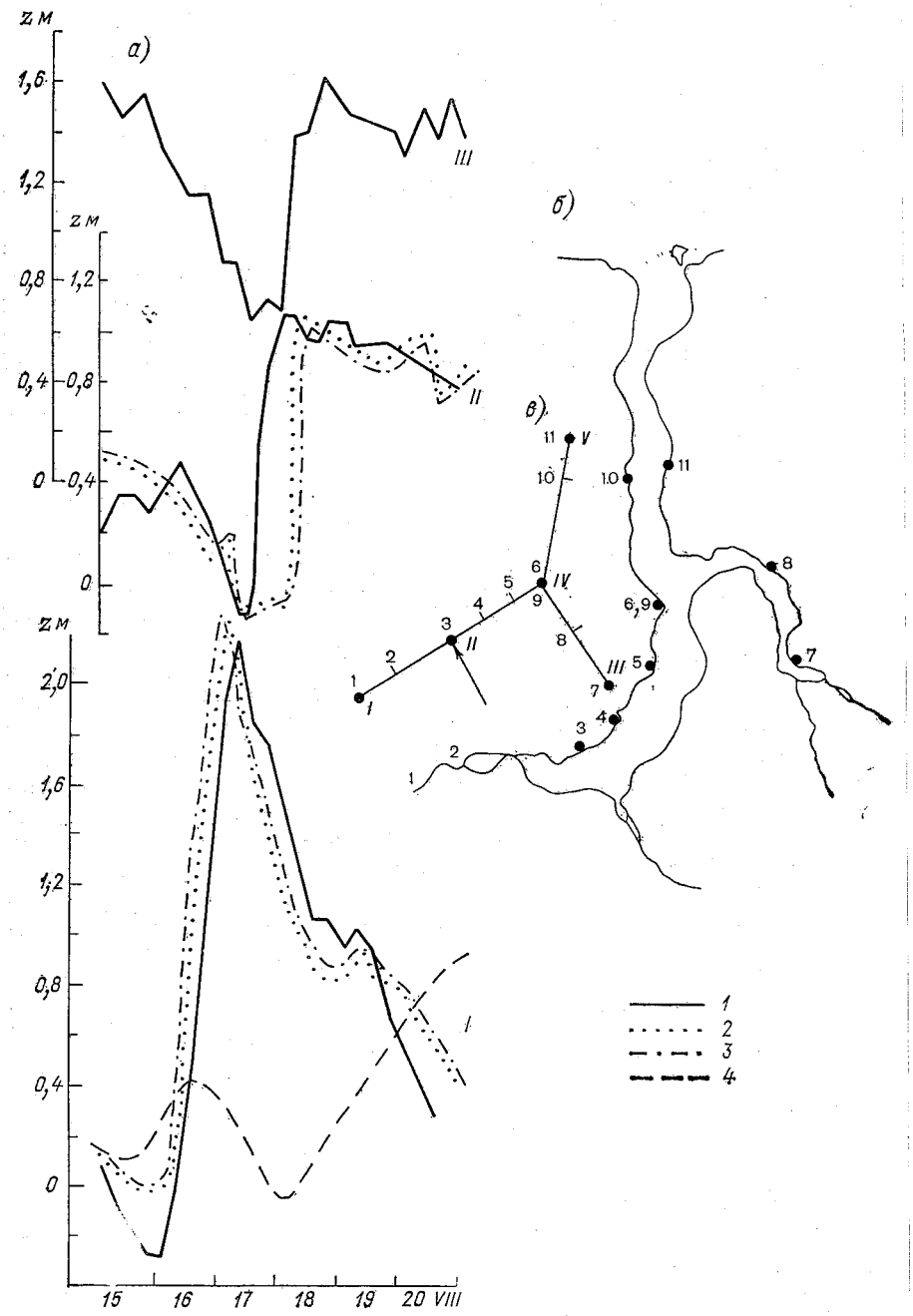


Рис. 2.

а — ход уровня воды Обско-Тазовской устьевой области при экстремальном нагоне 15—20/VIII 1972 г. на в/п Ямсальский бар (*I*), Антипаюта (*II*) и Тадибеяха (*III*) по наблюденным (*1*) и расчетным при $\xi=3{,}0\cdot10^{-6}$ (*2*) данным. Расчет с дополнительными данными по морфометрии (*3*) и без учета синоптических факторов (*4*); *б* — устьевая область р. Оби, *в* — расчетная схема.

гидравлическим сопротивлениям. Поверхностный уклон при постоянной денивеляции водной поверхности не всегда может быть определен непосредственными измерениями.

Модули расхода воды K определялись по формуле

$$K = w \frac{1}{n} h^{2/3},$$

причем коэффициент шероховатости h уточнялся в процессе расчета неустановившегося движения.

Хотя расчет по уравнениям Сен-Венана позволяет получить значения не только уровней, но и расходов воды в расчетных створах и средние по сечению скорости течения результаты расчета расходов и скоростей не приводятся, так как не было соответствующих натурных измерений.

Результаты исследований можно охарактеризовать следующим образом.

1. Проведены расчеты распространения нагонной волны вдоль устьевой области на двух конкретных объектах. Неплохая сходимость результатов расчета с натурными данными показала возможность одномерной идеализации этих объектов по схеме ИГ.

2. Определено влияние различных параметров модели на результаты расчета.

Наиболее чувствительно явление к коэффициенту ветрового трения — он оказывает значительное влияние на пик расчетного хода уровня. В то же время роль барометрического давления оказалась малой по сравнению со вкладом ветровой составляющей. Дополнительный подробный учет морфометрических характеристик при расчете распространения нагонной волны в устьевой области р. Оби, так же, как и раньше для р. Енисея [5], не оказал существенного влияния на результаты расчета.

3. В Енисейской устьевой области расчет целесообразно производить дифференцированным путем. Так как расчетный алгоритм не предусматривает задания переменного по расстоянию коэффициента ветрового напряжения, то для взморья расчет ведется с учетом синоптических факторов, а в реке — без учета. Это объясняется тем, что роль силы ветра и атмосферного давления в реке ослабевает, а влияние их достаточно учесть заданием правого граничного условия.

Следует отметить, что, несмотря на одинаковую природу гидрологических явлений на рассмотренных объектах, они требуют индивидуального подхода.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Грушевский М. С. Волны попусков и паводков в реках.— Л.: Гидрометеоиздат, 1969.— 337 с.
2. Дронкерс Й. Расчеты приливов в реках и прибрежных водах. Пер. с англ.— Л.: Гидрометеоиздат, 1967.— 294 с.
3. Иванов В. В. Основные принципы гидролого-морфологического районирования устьевых областей рек Арктики.— В кн.: Факторы и принципы физико-

географического районирования полярных областей Земли. Л., Изд. ВГО, 1974, с. 138—147.
4. Иванов В. В., Котрехов Е. П. Оценка влияния речного стока на режим уровней устьевого участка Енисея.— Труды ААНИИ, 1976, т. 314, с. 120—151.
5. Иванов В. В., Котрехов Е. П. Опыт гидродинамического расчета непериодических колебаний уровня воды на устьевом участке реки.— Проблемы Арктики и Антарктики, 1971, вып. 38, с. 39—50.
6. Воеводин А. Ф. Метод прогонки разностных уравнений, определенных на комплексе.— Ж. матем. и матем. физики, 1973, т. 13, № 2, с. 497—499.

В. С. Головачев (ГГИ)

О НЕКОТОРЫХ СПОСОБАХ ИНТЕРПОЛЯЦИИ ИЗМЕРЕННЫХ СКОРОСТЕЙ ТЕЧЕНИЯ ПО ШИРИНЕ ПОТОКА

При подсчете расходов воды в реке по данным вертушечных измерений возможны различные способы осреднения скоростей течения по ширине потока. Стандартный аналитический способ основан на линейной интерполяции средних скоростей потока на соседних вертикалях v_i и v_{i+1}. Этот способ наиболее прост, но обычно дает значительную систематическую ошибку в сторону занижения, заменяя ломаной линией выпуклую эпюру распределения по ширине потока средних скоростей по вертикалям. Графический и графомеханический способы обработки, воспроизводящие эпюру скоростей потока в виде плавной кривой, являются наиболее точными, однако они трудоемки, так как требуются графические построения и планиметрирование. Уточненный аналитический способ основан на сложной расчетной формуле, что приводит к необходимости пользования специальной вспомогательной таблицей [1].

В принципе, может быть предложен целый ряд аналитических формул для интерполяции скоростей между средними на соседних вертикалях. Среднюю скорость на отсеке v_c можно, например, представить как средневзвешенную с разными весами p_1 и p_2 (при линейной интерполяции $p_1 = p_2$). Одним из возможных вариантов задания значений весов является использование правила «золотого сечения», которое Кеплер считал «драгоценным камнем геометрии» [2, с. 220]. При этом надо положить, что разность $v_б - v_{ср}$ делит все значения $v_б - v_м$ на части, составляющие «золотое сечение». Здесь $v_б$ — бóльшая, а $v_м$ — меньшая из двух скоростей на смежных вертикалях. Тогда

$$v_{ср} = 0{,}38 v_м + 0{,}62 v_б. \qquad (1)$$

Оказывается, формула (1) дает результаты расчетов, близкие к получающимся по уточненной аналитической формуле А. П. Браславского [1], если отношение $n = \frac{v_б}{v_м}$ не очень мало ($n > 0{,}3$).

Попытаемся теперь найти такой способ интерполяции средних скоростей течения на соседних вертикалях, который, будучи достаточно простым, в то же время не снижал бы существенно точность расчета по сравнению с получаемой графическим способом.

Для численного интегрирования часто используется формула Симпсона, которая аппроксимирует закон изменения функции между точками в виде парабол. На практике, однако, чаще всего график распределения скоростей по ширине потока проходит где-то между линейным законом ее изменения и параболой. В таких случаях формула Симпсона не дает достаточной точности, завышая среднюю скорость.

Как показал анализ многочисленных натурных данных, лучшие результаты дает формула (при одинаковом расстоянии между вертикалями и четном числе отсеков)

$$v_{\text{ср}} = \frac{\Delta B}{B}\left[0{,}87\left(\frac{v_1}{2} + v_3 + v_5 + \ldots + v_{n-2} + \frac{v_n}{2}\right) + \right.$$

$$\left. + 1{,}13\,(v_2 + v_4 + \ldots + v_{n-1})\right], \qquad (2)$$

где B — ширина реки, ΔB — расстояние между скоростными вертикалями, n — число вертикалей (нечетное), v_i — средняя по вертикали скорость на i-й вертикали.

Полученная формула численного интегрирования дает более точный результат, чем формула Симпсона, в тех случаях, когда парабола является слишком грубой формой аппроксимации функции. Часто точность формулы Симпсона иллюстрируют на примерах, когда функция задана аналитически и поэтому исходные значения могут быть взяты как угодно близко. Другое дело, когда значения функции получены экспериментально и нет данных о ее изменении между точками измерений. Именно в этих случаях формула Симпсона может давать большие погрешности и для их снижения целесообразно использовать формулу (2).

В качестве примера была определена средняя скорость для части сечения, ограниченной первыми пятью скоростными вертикалями, по данным измерений на р. Каме. За эталон была принята скорость, полученная по графической интерполяции с планиметрированием эпюры. Формула Симпсона дала погрешность 8,70 %, формула (2) — 3,26 %, т. е. в 2,7 раза меньше.

Если рассматривать в формуле (2) не скорости, а элементарные расходы воды, то ее можно использовать для обработки измеренных расходов воды.

Значения v_i снимаются для каждой промерной вертикали с эпюры скоростей в журнале КГ-3М. При этом ненужной становится вся страница, отведенная для подсчета частичных расходов воды, а также выделение и подсчет частичных площадей. Расчеты, выполненные в Кировской ГМО по формуле (2) для 100 графически обработанных расходов воды по разным рекам и для разных сезонов года в период с 1967 до 1974 г., дали неплохой результат.

Наибольшая погрешность в сравнении с графическим способом получилась равной 4 %, систематическая ошибка 1 %.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Браславский А. П. К вопросу о формуле для вычисления расхода воды аналитическим способом.— Сб. работ по гидрологии, 1959, № 1, с. 110—115.
2. Гарднер М. Математические головоломки и развлечения.— М.: Мир, 1971.— 510 с.

А. В. Ежов (ГГИ)

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ СТАТИСТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА МАТЕРИАЛОВ МНОГОКРАТНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ РАСХОДОВ ВОДЫ МАЛОЙ РЕКИ

На территории СССР имеется свыше 100 тыс. малых рек[1] и их роль в народном хозяйстве исключительно велика. В гидрологических исследованиях сведения о расходах воды малых рек находят широкое применение при изучении процесса формирования стока, выявлении роли отдельных стокообразующих факторов, в гидрологических прогнозах и т. д. В связи с этим оценка точности учета стока малых рек имеет большое прикладное значение.

В условиях, когда организация гидрометрических лотков и водосливов нецелесообразна, как правило, измерение расходов воды малых рек производят с помощью гидрометрических вертушек методом «скорость—площадь» [3].

Согласно последним исследованиям ГГИ [3], относительная погрешность вертушечных методов измерения расходов воды в зависимости от конкретных условий измерений оценивается в 3—5 %. Эти данные относятся в основном к большим рекам. Какие-либо сведения об оценке точности измерений расходов воды именно малых рек нам неизвестны.

В связи с этим летом 1978 г. под руководством А. В. Рождественского проведены многократные измерения расходов воды малой р. Юли-йоки. В каждом из заранее закрепленных десяти гидрометрических створов каждой из десяти гидрометрических бригад было измерено по одному расходу воды. Количество и местоположение промерных и скоростных вертикалей, а также число точек на вертикалях бригады назначали независимо. Измерения расходов производились гидрометрическими вертушками ГР-21. В данной работе рассматриваются отдельные элементы статистического анализа полученных результатов.

---

[1] Согласно работе [5] малыми реками называются водотоки, расход воды 5%-ной обеспеченности которых менее 50 м³/с.

Обнаружение и устранение грубых ошибок

Существующие методы выявления грубых ошибок основаны на использовании различных статистических критериев Колмогорова, Смирнова, Шовенэ, Пирсона и др. [2, 4, 6]. Нами для выявления грубых промахов был использован критерий Смирнова:

$$\nu = \frac{|x_* - \bar{x}_n|}{S_n}, \tag{1}$$

где S_n, $\bar{x}_n$ — соответственно оценки дисперсии и среднего выборки объемом n членов; x_* — сомнительный результат; $\nu_n(P)$ — критические значения статистики Смирнова, определяемые по таблицам [4] по n и заранее назначаемой доверительной вероятности P. В случае $\nu > \nu_n(P)$ результат измерения бракуется.

Проверка результатов измерений расходов не выявила грубых ошибок.

Определение закона распределения измеренных расходов воды

Как правило, ошибки прямых измерений подчиняются нормальному закону распределения. Однако нормальное распределение погрешностей измерений расходов воды не является очевидным фактом, поскольку измерение расхода есть совокупность прямых и косвенных измерений. Поэтому распределение погрешностей исследовалось методами математической статистики.

Проверка нормальности закона распределения возможна с использованием статистических критериев Саркади, Пирсона, Смирнова, Уилкса и др., из которых наиболее мощным является критерий Пирсона [6], однако применение его возможно только при большом ряде наблюдений ($n \geqslant 50$).

Нами для проверки нормальности закона распределения измерений был использован критерий, основанный на распределении статистики:

$$d = \frac{\sum |x_i - \bar{x}|}{nS_*}, \quad S_* = \sqrt{\frac{\sum (x_i - \bar{x})^2}{n}}. \tag{2}$$

Причем гипотеза о нормальности закона распределения принимается при

$$d_{1-q/2} \leqslant d \leqslant d_{q/2}, \tag{3}$$

где $d_{1-q/2}$ и $d_{q/2}$ — процентные точки распределения статистики d, определяются по объему выборки n и назначаемому уровню значимости q.

Проверка нормальности законов распределения измерений с использованием данного критерия показала, что с уровнем значимости 2 % как бригадные, так и постворные группы измерений распределены нормально. Не согласуются с гипотезой о нормальности

закона распределения результаты измерений лишь одной из десяти бригад.

Проверка статистических гипотез

1. Проверка гипотезы о равной точности измерений

Методы математической статистики позволяют проверить предположение о равной точности измерений расходов воды: а) всеми гидрометрическими бригадами и б) во всех гидрометрических створах.

В случае нормального закона распределения результатов измерений гипотеза о равной точности измерений в различных группах наблюдений производится с помощью критериев Бартлетта и Фишера.

Критерий Бартлетта [1, 4] основан на использовании статистики

$$\chi^2 = \frac{2{,}303}{C}\left[(N-L)\lg S^2_{\text{ср}} - \sum_{i=1}^{L}(n_i-1)\lg S_i^2\right], \qquad (4)$$

где S^2_i — оценка дисперсии, $n_i \geqslant 3$ — число наблюдений в i-й группе, L — число групп.

Далее по назначаемой доверительной вероятности P и числу степеней свободы $k = L - 1$ определяют из таблиц $\chi^2_{\text{макс}}$ [4]. Гипотеза о равной точности измерений принимается в случае $\chi^2 < \chi^2_{\text{макс}}$.

Проверка гипотезы о равной точности измерений показала, что при доверительной вероятности 95 % можно считать равноточными измерения гидрометрических бригад и неравноточными измерения в гидрометрических створах.

2. Проверка гипотезы о равенстве среднеарифметических значений групп наблюдений

В нашем случае проверка данной гипотезы аналогична проверке того, что в группах наблюдений нет систематических ошибок. При равенстве дисперсий и нормальности законов распределения погрешностей в группах измерений проверку гипотезы о равенстве средних арифметических в группах можно проводить по методу Фишера, который основан на использовании статистики

$$F = \frac{S^2_{\Sigma L}}{S^2_{nL}}, \qquad (5)$$

где L — число групп наблюдений; n_i — число измерений в группах, $S^2_{\Sigma L}$, S^2_{nL} — оценки внутригрупповых и межгрупповых дисперсий соответственно.

Гипотеза о равенстве средних арифметических в группах наблюдений принимается при

$$F_{н} \leqslant F \leqslant F_{в},$$

где $F_{н} = (F_{в})^{-1}$, а $F_{в}$ определяется из таблицы [4] по $k_1 = L - 1$ и назначаемой доверительной вероятности P.

Проверка по методу Фишера показала, что с доверительной вероятностью 90 % гипотеза о равенстве средних арифметических по бригадам принимается.

Как было показано выше, измерения расходов воды в разных гидрометрических створах неравноточны. Следовательно, проверку о равенстве средних арифметических по методу Фишера производить нельзя.

В работе [4] описан способ проверки равенства средних арифметических групп наблюдений, основанный на преобразовании исходных рядов наблюдений в ряды, имеющие приблизительно одинаковые дисперсии:

$$\varphi(x) = C \int \frac{dx}{f(x)}, \tag{6}$$

где C — произвольная постоянная, а $f(x)$ — зависимость средних квадратических отклонений от среднего группы, определяемая эмпирически.

В нашем случае зависимости среднего квадратического отклонения от среднего обнаружить не удалось, что равносильно $f(x) = k = \text{const}$. Поэтому преобразование по формуле (6) при выборе значений C из условия $C/k = 1$ приводит к исходным рядам измерений. Таким образом, в нашем случае проверить гипотезу о равенстве средних арифметических по гидрометрическому створу не представилось возможным.

Из равенства средних и дисперсий в группах наблюдений, имеющих нормальный закон распределения, следует, что результаты измерений расходов воды являются статистически однородными, откуда вытекает правомочность их объединения в одну совокупность.

Статистические характеристики объединенного ряда измерений расходов

Объединив результаты измерений всех гидрометрических бригад в одну совокупность, получим статистический ряд, закон распределения которого отражает точность измерений расходов воды для данной реки при данных расходах. При этом следует ожидать, что дисперсия объединенного ряда будет характеризовать как случайные, так и систематические ошибки отдельных измерений.

1. Закон распределения объединенного ряда измерений

В силу доказанной ранее нормальности закона распределения измерений гидрометрическими бригадами, следует ожидать, но не

очевидно, что объединенный ряд измерений также имеет нормальный закон распределения. Поэтому гипотеза о нормальном распределении объединенного ряда измерений была проверена с помощью критерия Пирсона [4]

$$\chi^2 = \sum_{i=1}^{L} \left(\frac{\tilde{f}_i - f_i}{f_i} \right)^2, \tag{7}$$

При $\chi^2_{н}(q) \leqslant \chi^2 \leqslant \chi^2_{в}(q)$ гипотеза о нормальности закона распределения принимается с уровнем значимости q. Здесь $\tilde{f}_i$, f_i — соответственно эмпирические и теоретические числа точек измерений в интервалах, на которые разбита область измеренных расходов; L — число интервалов; $\chi^2_{н}(q)$, $\chi^2_{в}(q)$ определяются из таблиц [1, 2, 4].

При уровне значимости 2 % гипотеза о нормальном законе распределения объединенного ряда измеренных расходов была принята.

2. Определение параметров распределения измеренных расходов

а. Среднее арифметическое объединенного ряда. В силу равенства дисперсий в измерениях всех гидрометрических бригад за оценку математического ожидания объединенного ряда измерений принимается среднее арифметическое средних бригадных измерений:

$$\bar{\bar{x}} = \frac{1}{L} \sum_{i=1}^{L} \bar{x}_i = 0{,}383. \tag{8}$$

Оценку дисперсии среднего арифметического определяем по формуле

$$S^2 = \frac{1}{n(n-1)} \sum_{i=1}^{n} (\bar{x}_i - \bar{\bar{x}})^2 = 1{,}36 \cdot 10^{-5}. \tag{9}$$

Оценка среднего квадратического отклонения среднего арифметического равна

$$S_{\bar{\bar{x}}} = \sqrt{S^2_{\bar{\bar{x}}}} = 3{,}69 \cdot 10^{-3}. \tag{10}$$

б. Среднее квадратическое отклонение объединенного ряда. Оценка дисперсии

$$S^2 = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^{n} (x_i - \bar{\bar{x}})^2 = 1{,}36 \cdot 10^{-3}. \tag{11}$$

Оценка среднего квадратического отклонения

$$S = \sqrt{S^2} = 3{,}69 \cdot 10^{-2}. \tag{12}$$

Оценка дисперсии оценок дисперсий определяется в случае нормального закона распределения по формуле [4]

$$\widetilde{D}(S^2) \approx 2\left(\frac{S^4}{n}\right) = 4{,}00 \cdot 10^{-8}. \qquad (13)$$

Оценка среднего квадратического отклонения средних квадратических отклонений рассчитывается по формуле

$$S(S) \approx \frac{S}{\sqrt{2n}} = 2{,}61 \cdot 10^{-3}. \qquad (14)$$

в. Доверительный интервал среднего объединенного ряда. При нормальном законе распределения истинное значение измеряемой величины с доверительной вероятностью лежит внутри интервала

$$\left[\bar{x} - t_{1-q/2} S_{\bar{x}};\quad \bar{x} + t_{q/2} S_{\bar{x}}\right],$$

где $t_{q/2}$ — процентная точка распределения Стьюдента.

Задаваясь $P = 95\ \%$, из таблиц [4] находим $t_{0,05} = 1{,}96$, откуда получаем

$$0{,}376 < E(\bar{x}) < 0{,}390. \qquad (15)$$

г. Доверительный интервал среднего квадратического отклонения. Для достаточно большого числа измерений ($n > 30$) доверительные границы интервала, в котором находится истинное значение ES, удовлетворяют неравенству

$$S - Z_{a/2} S(S) < ES < S + Z_{a/2} S(S), \qquad (16)$$

где $Z_{a/2}$ — аргумент функции Лапласа при вероятности $a/2$, определяется из таблиц [4] при $a = 95\ \%$, $Z_{a/2} = 1{,}67$,

$$3{,}25 \cdot 10^{-2} < ES < 4{,}13 \cdot 10^{-2}. \qquad (17)$$

д. Относительная средняя квадратическая ошибка. Используя полученные выше доверительные границы среднего арифметического и среднего квадратического отклонения, определяем доверительные границы относительной средней квадратической ошибки, %:

$$S_н < ES < S_в, \qquad (18)$$

$$S_н = \frac{S_н}{\bar{x}_в} \cdot 100 \approx 8, \qquad (19)$$

$$S_в = \frac{S_в}{\bar{x}_н} \cdot 100 \approx 11. \qquad (20)$$

Выводы

Для заключения о точности измерений расходов воды малых рек требуется проведение большого числа измерений в широком диапазоне изменения морфометрических характеристик русел рек и их гидравлических параметров. Однако некоторые предварительные выводы все же можно сформулировать.

1. Ошибки измерения расходов воды методом «скорость—площадь» имеют нормальный закон распределения.

2. Точность измерения расходов воды малых рек неодинакова в различных гидрометрических створах и значительно ниже точности измерений расходов воды больших рек. Это объясняется тем, что на малых реках относительное влияние систематических ошибок измерений расходов воды сильнее, чем на больших реках.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Браунли К. Статистическая теория и методология в науке и технике.— М.: Наука, 1978.— 407 с.
2. Бурдун Г. Ф., Марков Б. Н. Основы метрологии.— М.: Издательство стандартов, 1972.— 317 с.
3. Методические рекомендации по оценке точности и гидрологическому контролю данных государственного учета вод и их использования.— Л.: Гидрометеоиздат, 1977.— 116 с.
4. Методы обработки результатов наблюдений при измерении. Труды Метрологического института, 1972, вып. 134 (194).— 113 с.
5. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 6. Ч. II — Л.: Гидрометеоиздат, 1972.— 265 с.
6. Шаракшанэ А. С., Железнов И. Г., Ивницкий В. А. Сложные системы.— М.: Высшая школа, 1977.— 247 с.

Б. Р. Нежиховский (ГГИ)

О СПОСОБАХ ВВЕДЕНИЯ ПОПРАВОК К КРИВОЙ РАСХОДОВ ВОДЫ ПРИ АВТОМАТИЗИРОВАННОМ ПОДСЧЕТЕ СТОКА

При автоматизации операций по составлению гидрологических ежегодников одной из наиболее сложных задач является разработка машинных способов вычисления ежедневных расходов воды (ЕРВ) в реке в условиях их редких измерений и неустойчивой связи между расходом и уровнем воды. В последние годы предлагались различные варианты решения этой задачи. Наиболее широкое применение найдут, по-видимому, те из них, которые основаны на установлении ежедневных поправок к кривой расходов [1—3].

В настоящее время используются три типа поправок к кривой расходов. При зарастаемом русле, переменном подпоре, а также в зимний период при наличии ледовых явлений вводятся переходные коэффициенты $K_{зар}$, $K_{подп}$ и $K_{зим}$. На реках с неустойчивым руслом подсчет стока часто производят путем интерполяции поправок к уровню ΔH или расходу ΔQ воды. Таким образом, хотя теоретически необходимость введения поправок различного типа обоснована недостаточно, практически области их применения более или менее разграничены.

Отсутствие должного обоснования разнотипных поправок и стремление упростить алгоритмы подсчета стока на ЭВМ побудило некоторых авторов пренебречь общепринятым разграничением и во всех случаях рекомендовать поправку одного и того же типа, например поправку к расходу воды ΔQ [1]. Ниже показывается принципиальный недостаток такого подхода и в качестве альтернативы предлагается единый способ введения поправок, который удобен для автоматизации вычислений и в то же время позволяет выбирать нужный тип поправки.

Основную роль в предлагаемом способе играет осредненная (стандартная) кривая расходов воды $Q_c(H)$ для свободного русла. Эта кривая обычно используется на протяжении длительного промежутка времени и характеризует некоторое осредненное

состояние потока. Именно к кривой $Q_c(H)$ вводятся поправки при подсчете стока.

В противоположность осредненной кривой расходов воды $Q_c(H)$ фактическое состояние водного потока и русла в момент времени t можно учесть, введя понятие «мгновенной кривой расходов $Q_t(H)$». Мгновенная кривая расходов характеризует ту связь между уровнем и расходом воды, которая существовала бы начиная с данного момента времени t, если бы произошла внезапная стабилизация коэффициента шероховатости, уклона водной поверхности, профиля поперечного сечения русла, толщины ледяного покрова и прочих

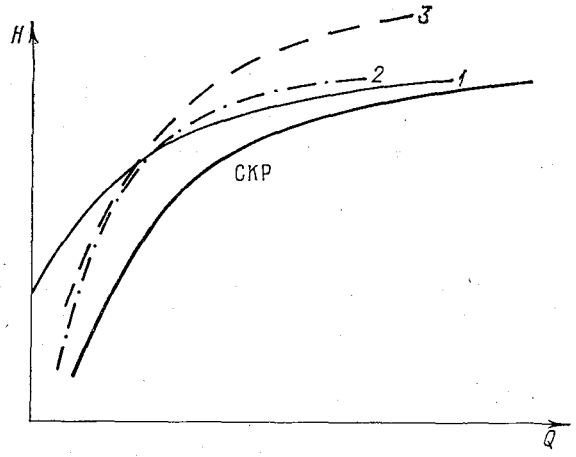


Рис. 1. Мгновенные кривые расходов воды.

1 — ΔQ=const, *2* — ΔH=const, *3* — K=const; СКР — стандартная кривая расходов.

характеристик, определяющих пропускную способность русла, за исключением уровня воды.

Покажем, что при различных вариантах расположения мгновенных кривых расходов воды относительно стандартной кривой следует применять разные типы поправок. В самом деле, пусть изменения пропускной способности русла происходят таким образом, что типичной является мгновенная кривая *1* на рис. 1, которой соответствует уравнение

$$Q_t(H) = Q_c(H) + f_t, \qquad (1)$$

где f_t — величина, постоянная для данного момента времени t. В этом случае наибольшая точность вычисления ежедневных расходов воды (ЕРВ) будет достигнута применением поправки к расходу воды ΔQ, так как именно эта поправка наилучшим образом характеризует отклонение фактической пропускной способности русла от осредненной, соответствующей кривой $Q_c(H)$. Конечно, можно использовать и поправку другого типа, но она будет отражать уже не только изменения пропускной способности русла, но и ход уровня воды. Поэтому даже при стабилизации мгновенной

кривой расходов (при этом мгновенная кривая превращается во временну́ю кривую расходов), такая поправка не остается постоянной из-за колебаний уровня воды. Изменчивость поправки, обусловленная колебаниями уровня воды, приводит к увеличению погрешности подсчета стока.

Из аналогичных рассуждений вытекает, что введение поправок к уровню ΔH даст наибольший эффект, если типичной для данного створа является мгновенная кривая расходов *2* (рис. 1), отвечающая уравнению

$$Q_t(H) = Q_c(H + f_t). \tag{2}$$

Наконец, методу переходных коэффициентов $K_{зар}$, $K_{подп}$ и $K_{зим}$ соответствует мгновенная кривая расходов *3* на рис. 1. Ее уравнение

$$Q_t(H) = Q_c(H)\, f_t. \tag{3}$$

Из изложенного ясно, что для каждого способа введения поправок, в принципе, может существовать своя область применения, где будет обеспечиваться наилучшая точность подсчета стока. Поэтому правильнее ставить вопрос не о выборе какого-либо одного типа поправок «на все случаи жизни», а о более четком разграничении областей применения и упорядочении способов введения поправок.

Анализируя существующие способы введения поправок к кривой расходов воды, нетрудно заметить, что все они могут основываться на следующей общей формуле:

$$f_i = \frac{Q_{изм\,i} - Q_c(H_i)}{\varphi(H_i)}, \tag{4}$$

где $Q_{изм\,i}$ — измеренный расход воды, H_i — уровень, при котором измерен расход воды, $\varphi(H)$ — некоторая функция уровня воды, f_i — дискретные значения поправочной функции $f(t)$, отражающей изменения пропускной способности русла во времени.

В самом деле, положив

$$\varphi(H) = 1, \tag{5}$$

из формулы (4) получим поправку к расходу воды ($f_i = \Delta Q_i$). Принимая

$$\varphi(H) = \frac{dQ_c(H)}{dH}, \tag{6}$$

имеем приближенное равенство $f_i \approx \Delta H_i$. Наконец, если задать

$$\varphi(H) = Q_c(H), \tag{7}$$

то из формулы (4) следует $f_i = K_i - 1$, где K — переходный коэффициент. Таким образом, формула (4) включает в себя все общепринятые способы введения поправок к кривой расходов воды (использование $f = K - 1$ эквивалентно применению самого коэффициента K).

Опираясь на формулу (4), можно предложить расчетную схему автоматизированного вычисления ЕРВ при неустойчивой связи между уровнем и расходом воды (рис. 2). Для установления по-

правочной функции $f(t)$ (блок 3 рис. 2) в предложенной схеме может быть использован любой известный способ определения ежедневных поправок или переходных коэффициентов, например оптимальная или линейная интерполяция [2], сплайн-интерполяция [4], а также уравнения регрессии, предложенные И. Ф. Карасевым в статье [3] для вычисления переходных коэффициентов $K_{зим}$ и $K_{зар}$. Возможность использования уравнений регрессии следует из того, что при $\varphi(H) = Q_c(H)$ поправочная функция $f(t)$ однозначно связана с переходным коэффициентом.

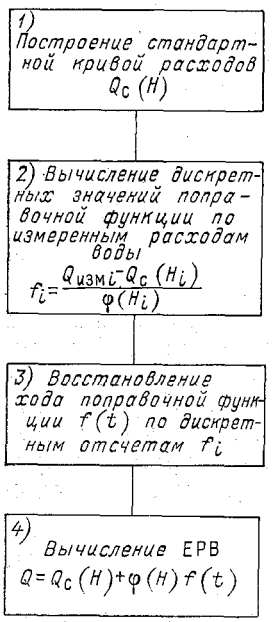


Рис. 2. Схема вычисления ЕРВ при неоднозначной связи между уровнем и расходом воды.

Уместно здесь поставить вопрос, правильно ли выбраны рассмотренные выше выражения (5)—(7) для функции $\varphi(H)$ и охватывают ли они всю совокупность природных условий, встречающихся на практике. Чтобы ответить на этот вопрос, необходимо найти физически обоснованный вид функций $\varphi(H)$ и $f(t)$ отдельно для зимнего и летнего периодов при различных факторах, вызывающих неустойчивость связи между уровнем и расходом воды. Попытаемся определить функции $\varphi(H)$ и $f(t)$ для некоторых случаев равномерного установившегося движения воды, описываемого формулой Шези—Маннинга. Для этого рассмотрим разность между мгновенной и осредненной кривой расходов воды:

$$Q_t(H) - Q_c(H) = Q_c(H) \times \left[\frac{n_c}{n_t}\left(\frac{i_t}{i_c}\right)^{\frac{1}{2}}\left(\frac{R_t(H)}{R_c(H)}\right)^{\frac{2}{3}}\frac{\omega_t(H)}{\omega_c(H)} - 1\right], \quad (8)$$

где ω — площадь водного сечения реки, R — гидравлический радиус, n — интегральный коэффициент шероховатости, i — уклон водной поверхности.

Формула (8) носит общий характер, поэтому в частных случаях ее можно упростить. Так, при наличии устойчивого ледяного покрова часто справедливо равенство $i_t \approx i_c$. Кроме того, для рек, где площадь погруженного в воду льда много меньше площади водного сечения можно принять

$$\frac{\omega_t(H)}{\omega_c(H)} \approx 1 \text{ и } \frac{R_t(H)}{R_c(H)} \approx 0{,}5.$$

Тогда из формулы (8) легко получить

$$Q_t(H) - Q_c(H) \approx Q_c(H)\left[\frac{n_c}{n_t}\left(\frac{1}{2}\right)^{\frac{2}{3}} - 1\right]. \quad (9)$$

Отсюда следует вывод, что при тонком ледяном покрове функция $\varphi(H) = Q_c(H)$ обеспечивает независимость поправки f, вычисляемой по формуле (4), от уровня воды. Тем самым, подтверждается обоснованность метода зимних переходных коэффициентов $K_{зим}$.

Гораздо сложнее обстоит дело с выбором функции $\varphi(H)$ для рек с неустойчивым руслом. Как известно, подсчеты стока подобных рек часто производятся по способу Стаута, который, в сущности, основан на следующих двух предложениях:

1) коэффициент шероховатости русла и уклон водной поверхности постоянны и равны своим осредненным значениям, вследствие чего справедливо равенство

$$\frac{1}{n_t} i_t^{\frac{1}{2}} \approx \frac{1}{n_c} i_c^{\frac{1}{2}}. \tag{10}$$

2) деформации русла происходят путем одновременного смещения всех точек смоченного периметра по вертикали на величину ΔH.

Лишь при выполнении этих допущений кривая расходов воды может, не трансформируясь, сдвигаться параллельно самой себе на величину ΔH и поправка к уровню обеспечивает наилучшую точность подсчета стока.

Очевидно, что и первое, и, в особенности, второе допущение далеко не всегда отвечают реальной картине русловых деформаций. Поэтому рассмотрим далее вопрос о выборе функции $\varphi(H)$, несколько изменив условия, наложенные на деформации, а именно, предположим переформирования русла произвольными, но обязательно происходящими ниже минимального наблюденного за рассматриваемый период уровня воды. (Этому условию удовлетворяют, например, процессы переотложения донных наносов на реках с неразмываемыми берегами.) Принятое условие означает, что зависимости площади водного сечения и смоченного периметра от уровня воды в любой момент времени t отличаются от осредненных зависимостей на постоянные величины $\Delta\omega$ и ΔP, т. е.

$$\Delta\omega(t) = \omega_t(H) - \omega_c(H) \tag{11}$$

и

$$\Delta P(t) = P_t(H) - P_c(H). \tag{12}$$

Рассматривая эти величины как малые приращения и разлагая общее выражение (8) в ряд Тейлора по переменным ω и P, с учетом равенства (10) можно получить

$$Q_t(H) - Q_c(H) \approx Q_c(H)\frac{1}{3}\left[5\frac{\Delta\omega(t)}{\omega_c(H)} - 2\frac{\Delta P(t)}{P_c(H)}\right]. \tag{13}$$

В связи с тем, что при значительных деформациях русла обычно

$$\left|\frac{\Delta\omega(t)}{\omega_c(H)}\right| > \left|\frac{\Delta P(t)}{P_c(H)}\right|, \tag{14}$$

из формулы (13) следует

$$Q_t(H) - Q_c(H) \approx \frac{Q_c(H)}{\omega_c(H)} \frac{5}{3} \Delta\omega(t) = V_c(H) \frac{5}{3} \Delta\omega(t), \qquad (15)$$

где V — средняя скорость течения воды.

Отсюда в соответствии с формулой (4)

$$\varphi(H) = V_c(H) \qquad (16)$$

и поправочная функция

$$f(t) = \frac{5}{3} \Delta\omega(t). \qquad (17)$$

Выражение (16) для функции $\varphi(H)$ в общем случае не совпадает с выражением (6), соответствующим способу Стаута. Для естественных водотоков кривая $\varphi(H) = V_c(H)$ проходит обычно более полого, чем кривая $\varphi(H) = dQ_c(H)/dH$. Поэтому поправка f, определяемая формулой (17), занимает промежуточное положение между поправками к уровню ΔH и расходу ΔQ воды.

Аппроксимируя зависимость $\omega_c(H)$ параболой, можно преобразовать формулу (16) к виду:

$$\varphi(H) = \frac{Q_c(H)}{h_c^m(H)}, \qquad (18)$$

где h — максимальная глубина реки, m — показатель степени.

Формула (18) более удобна при автоматизации вычислений, поскольку глубина h связана с уровнем воды линейно, и, кроме того, для повышения точности подсчетов стока показатель степени m можно находить подбором, добиваясь возможно меньшей зависимости поправки f от уровня воды. Благодаря этому формула (18) может оказаться пригодной не только при подсчетах стока рек с неустойчивым руслом, но и в ряде других случаев, например при зарастании русла.

Проверка пригодности различных функций $\varphi(H)$ для подсчета стока может быть произведена по экспериментальным данным. Проиллюстрируем такую возможность на примере р. Амударьи у к. Ильчик, где в 1971 г. Амударьинской экспедицией ГГИ было измерено в общей сложности 166 расходов воды. По этим данным построена кривая расходов $Q_c(H)$ и для каждого измеренного расхода вычислены значения поправочной функции $f(t)$ с использованием выражений (5)—(7) для функции $\varphi(H)$. Для каждого из этих выражений рассчитаны коэффициенты парной корреляции $r_{H,|f|}$ между абсолютными значениями поправочной функции и уровнями воды. В первом случае при $\varphi(H) = 1$ получен коэффициент корреляции $r_{H,|f|} = 0{,}31$. Точность его определения характеризуется средней квадратической ошибкой $\sigma_r = 0{,}07$. Во-втором случае при использовании $\varphi(H) = Q_c(H)$ знак коэффициента корреляции изменился ($r_{H,|f|} = -0{,}42$; $\sigma_r = 0{,}08$). Наконец, в третьем случае при $\varphi(H) = Q_c(H)/h_c^m(H)$ корреляция оказалась практически незначимой ($r_{H,|f|} = 0{,}08$, $\sigma_r = 0{,}08$). (При вычислениях $m = 1$.). Таким

образом, в рассматриваемом примере расчет указывает на неправомерность использования функций $\varphi(H)=1$ и $\varphi(H)=Q_c(H)$. В то же время подтверждается возможность использования выражения (18) для подсчета стока рек с неустойчивым руслом.

Итак, при разработке методов подсчета стока воды на ЭВМ следует учитывать, что их точность зависит от способа введения поправок к кривой расходов воды. Существующие способы введения поправок являются частными случаями более общего способа, основанного на формуле (4). Эта формула дает возможность подобрать тип поправки, соответствующий условиям каждого конкретного створа в отдельности.

Уточнение типов поправок для различных случаев неустойчивости кривой расходов воды должно стать задачей дальнейших исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Григорьев В. И., Деснянский В. Н. и др. Алгоритмы и система программ для расчета на ЭВМ ежедневных расходов воды.— Труды ВНИГМИ-МЦД, 1977, вып. 32, с. 52—64.
2. Карасев И. Ф. Методы и оценка точности гидрометрического учета стока.— Труды ГГИ, 1976, вып. 234, с. 52—71.
3. Карасев И. Ф. Математические модели гидрометрического учета речного стока.— Труды ГГИ, 1978, вып. 256, с. 3—35.
4. Серков Н. К. Применение сплайн-функций к вычислению ежедневных расходов воды с использованием ЭВМ.— Труды ГГИ, 1975, вып. 226, с. 24—30.

П. Я. Фертман (ГГИ)

ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДОВ МАТЕМАТИЧЕСКОЙ СТАТИСТИКИ В ГИДРОХИМИЧЕСКИХ РАСЧЕТАХ

В последние годы предпринимаются отдельные попытки описания гидрохимических процессов вероятностными характеристиками [5, 6]. Однако в целом статистические методы в работах гидрохимиков еще не получили широкого распространения. Хотя концентрация химических веществ в воде рек и водоемов есть результат взаимодействия очень большого числа природных и антропогенных факторов, некоторые из них могут оказывать определяющее влияние. Поэтому возникают сомнения в возможности рассмотрения концентрации химических веществ как случайной величины. Другой причиной, затрудняющей применение аппарата математической статистики в гидрохимии, является значительная неоднородность исходных данных, вызванная периодическим изменением методик некоторых аналитических определений, различием квалификации химиков-аналитиков, прерывистость (неравноточность) наблюдений и т. д. Кроме того, необходимо отметить необычайно высокую чувствительность химического состава воды к изменениям условий его формирования, а также весьма малую со статистической точки зрения длину рядов гидрохимических наблюдений.

В данной работе методы статистической обработки были применены для установления фонового состояния исследуемых водотоков. Исследовались законы распределения концентрации химических веществ во времени с целью использования выявленных закономерностей для косвенной оценки влияния хозяйственной деятельности на качество поверхностных вод. При этом учитывались следующие соображения.

1. Во избежание нарушения однородности исходных данных:

а) статистической обработке подвергались лишь те компоненты химического состава воды, методика определения которых не претерпела изменений за исследуемый период;

б) в качестве исходных данных использовались наблюдения по таким характеристикам химического состава, которые в наимень-

шей степени (для данного района) зависят от хозяйственной деятельности;

в) расчеты проводились раздельно для каждой фазы гидрологического режима.

2. По выбранным расчетным створам существуют достаточно длинные ряды наблюдений, что позволяет рассматривать полученные результаты как надежные.

Основная статистическая обработка проводилась на ЭВМ Минск-32 с помощью прикладных программ по математической статистике, разработанных в Институте кибернетики АН ЭССР [7], с дополнениями, необходимыми для данной работы. Исходными данными для расчетов послужили таблицы наблюдений за химическим составом воды, публикуемые в гидрологических ежегодниках и гидрохимических бюллетенях. В качестве расчетных характеристик химического состава использовались данные по ионному составу, газовому режиму, биогенным соединениям и характеристикам растворенного органического вещества. Из материалов наблюдений по створам р. Неман у г. Смалининкай (число проб в однородную фазу 115), р. Нева у д. Новосаратовки (96), р. Западная Двина у г. Екабпилс (76) были образованы три массива, представленных в виде прямоугольных матриц $x_{i,k}$ размером nm, где n — количество наблюдений, m — число расчетных ингредиентов.

Начальный этап статистической обработки состоял в подборе теоретического закона распределения, соответствующего эмпирическому распределению конкретной выборки. С этой целью для каждого ингредиента были заданы количество (ки), верхние и нижние границы интервалов на гистограмме вероятностей, а также перечень сопоставляемых законов распределения.

Программа предусматривала вычисление сумм и относительных частот попаданий наблюдений в заданные интервалы. Для сопоставления эмпирических распределений с теоретическими законами распределений, заданными в перечне законов, для $k=1, \ldots, m$ и для каждой теоретической плотности f_q (q — порядковый номер закона распределения) вычислялись теоретические вероятности f_{q_i} попадания в интервалы ($i=1, \ldots,$ ки), значение статистики χ^2 — критерия, 95 и 97,5 % квантили χ^2-распределения

$$\chi^2 = \sum_{i=1}^{\text{ки}_k} \frac{(n_i - nf_{q_i})^2}{nf_{q_i}}, \qquad (1)$$

где n — число попаданий в интервал. Значение f_{q_i} вычисляется приближенным интегрированием функции плотности вероятности $f_{q(s)}$. Для нормального закона Гаусса—Лапласа

$$f_{(s)} = \frac{L}{\sqrt{2\pi}\,\sigma} e^{-\frac{(s-\bar{s})^2}{2\sigma^2}}, \qquad (2)$$

где $\bar{s}$ — математическое ожидание переменной, σ — среднее квадратическое отклонение. На печать выводилась гистограмма

одномерного эмпирического распределения переменной. На этот же график с помощью различных обозначений наносились частоты, соответствующие теоретическим законам распределения.

Согласие эмпирических и теоретических распределений проверялось при двух уровнях значимости (5 и 2,5 %). Согласие отвергалось, если $\chi^2_q > \chi^2_{0,95}$ или $\chi^2_q > \chi^2_{0,975}$, и не отвергалось, если $\chi^2_q \leqslant \chi^2_{0,95}$ или $\chi^2_q \leqslant \chi^2_{0,975}$.

В результате проведенных расчетов выяснилось, что распределение во времени почти всех расчетных характеристик хорошо согласуется с нормальным законом распределения, что соответствует теоретическим представлениям о процессе формирования естественного состава воды в реках. Некоторые отличия в результатах расчетов, полученные при обработке данных по р. Неве, объясняются исключительно сильной зарегулированностью реки Ладожским озером. Подчинение эмпирического распределения концентрации химических веществ нормальному закону распределения позволяет использовать критерий согласия эмпирического и нормального законов распределения для косвенной оценки влияния антропогенной деятельности на качество вод. Промышленные и хозяйственно-бытовые сточные воды резко изменяют распределение во времени суммарных концентраций. Очевидно, что в таком случае эмпирическая величина критерия согласия зависит от влияния хозяйственной деятельности и может служить мерой ее влияния на естественный гидрохимический режим водных объектов. Используя такой прием, получаем интегральную характеристику загрязненности объекта при данном уровне его хозяйственного использования.

В связи с тем, что расчет производится на ЭВМ, технически не сложно осуществить серию подобных вычислений с последовательным вводом перфокарт. Информация наносится в хронологическом порядке, начиная с момента установления контроля над расчетным загрязняющим веществом. Таким образом представляется возможным определить момент времени, с которого влияние хозяйственной деятельности следует считать существенным по «скачку» эмпирического значения какого-либо статистического критерия однородности, например такого, как критерий однородности средних значений Стьюдента. Этот критерий выбран в связи с тем, что наилучшим образом проверяет на однородность короткие ряды, а именно, с такими рядами чаще всего приходится работать гидрохимикам.

Критерий имеет вид:

$$t = \frac{\bar{y} - \bar{x}}{\sqrt{n_x \sigma_x^2 + n_y \sigma_y^2}} \sqrt{\frac{n_x n_y (n_x + n_y - 2)}{n_x + n_y}}, \qquad (3)$$

где $\bar{y}$ и $\bar{x}$ — средние значения концентраций химических веществ до и после начала активного антропогенного вмешательства.

Критерий подчиняется распределению Стьюдента с числом степеней свободы $k = n_x + n_y - 2$. При q % уровне значимости показателем влияния хозяйственной деятельности на качество вод будет величина $\Delta t = t - t_{q,k}$. Необходимо иметь в виду, что применение критерия Стьюдента ограничено требованием $\sigma_x = \sigma_y$. Поэтому предварительно рассчитывается критерий однородности среднего квадратического отклонения Фишера:

$$F = \frac{\sigma_x^2}{\sigma_y^2}. \tag{4}$$

Очевидно, что все вышесказанное справедливо только для веществ, имеющих двоякое происхождение: как природное, так и техногенное. В первую очередь это относится к растворенному органическому веществу и его косвенным характеристикам (перманганатной и бихроматной окисляемостям, $БПК_5$), а также к биогенным веществам, фенолам, тяжелым металлам и т. д. В отношении таких веществ существующие методы оценки качества природных вод через предельно допустимые концентрации (ПДК) не всегда оказываются эффективными, так как фоновые значения их концентраций часто могут быть выше установленных нормативов.

При достаточно хорошем совпадении эмпирического и нормального законов распределения становится возможным применить к совокупности значений концентраций химических веществ в верхнем створе правило трех сигм, т. е. все рассеивание значений будет укладываться в пределах $\pm 3\sigma$ от среднего. При этом превышение значения концентрации в нижнем створе $s_н$ над значением $\bar{s}_в + n\sigma$ ($\bar{s}_в$ — средняя многолетняя концентрация в верхнем створе за выбранный интервал времени, σ — ее среднее квадратическое отклонение, $n = 1, 2, 3$ в зависимости от желаемого уровня значимости) будет представлять собой минимально возможное повышение концентрации в нижнем створе за счет хозяйственной деятельности.

Принимая такую схему, можно считать сток реки достоверно загрязненным по расчетному показателю в интервал времени, когда соотношение концентраций в нижнем створе, средних фоновых и предельно допустимых, удовлетворяет системе неравенств:

$$s_{iн} - (\bar{s}_в + n\sigma) > 0, \tag{5}$$

$$s_{iн} - ПДК > 0. \tag{6}$$

Схема расчета представлена на рисунке.

Необходимо заметить, что применение такого приема возможно лишь после установления факта несущественного влияния вышерасположенных хозяйственных объектов на качество воды в верхнем створе по расчетному показателю или если такое влияние стабилизировано за период многолетнего осреднения величины $\bar{s}_в$. Очевидно также, что нужно стремиться к уменьшению периода, для которого величина $\bar{s}_в$ принимается постоянной — в зависимости

от полноты исходных данных это могут быть декадные, месячные или средние за гидрологическую фазу многолетние значения.

Использованный в данной работе критерий согласия эмпирического и теоретического законов распределения χ^2 имеет ряд существенных недостатков, главными из которых являются его зависимость от длины анализируемого ряда наблюдений и недостаточно высокая чувствительность на согласие законов при короткой выборке (менее 100 членов). При увеличении длины выборки значение критерия возрастает, а при использовании коротких рядов критерий дает хорошее совпадение при заведомо ее согласующихся

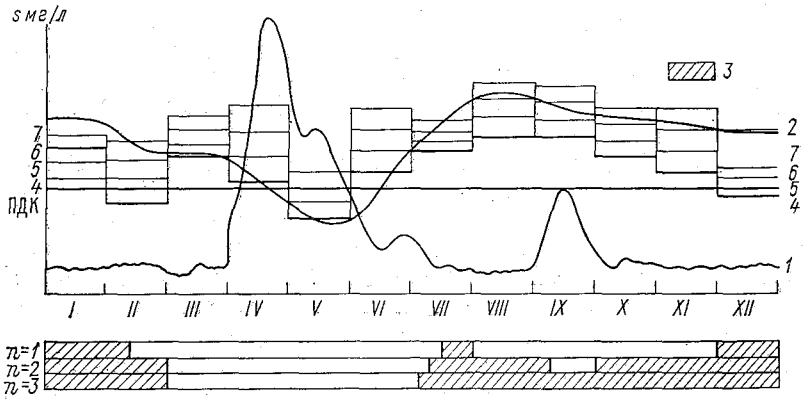


Схема расчета минимальных относительных объемов и периодов речного стока, загрязненного в результате хозяйственной деятельности.

1 — расчетный гидрограф, *2* — фактические значения величины $s_{iн}$, *3* — период загрязненного стока, *4—7* — значения величины $\bar{s}_в+n\sigma$ при n, равном 0, 1, 2, 3 соответственно.

распределениях. Поэтому целесообразно использовать и иные разработанные критерии согласия эмпирического и теоретических распределений, такие, как критерий Колмогорова или $\eta\omega^2$ [4].

Из всего сказанного становится очевидным, что предлагаемый прием будет эффективным только в случае надежного определения статистических характеристик фонового состояния исследуемого водного объекта. Эта надежность обусловлена как полнотой исходной информации, так и использованными расчетными зависимостями.

В данной работе основные статистики образованных массивов и их доверительные интервалы вычислялись по традиционным формулам [4].

Особое внимание было уделено анализу матриц коэффициентов межрядной корреляции элементов ионного состава, поскольку при проведении крупномасштабных мелиоративных мероприятий общая минерализация становится чутким показателем антропогенного воздействия на качество вод.

На основании проведенных расчетов воды всех трех рассматриваемых рек были классифицированы как гидрокарбонатные с преобладанием ионов Ca^{2+}. В наименьшей степени такой характер преобладания ионов выражен для вод р. Невы, где в анионном составе более существенную роль играют сульфатные ионы (7 % экв), а среди катионов заметную «конкуренцию» ионам Mg^{2+} (11,6 % экв) составляют ионы $Na^{+}+K^{+}$ (9,7 % экв). Соотношение главных ионов устойчиво для различных фаз гидрологического режима.

При сопоставлении для разных рек в различные сезоны процент-эквивалентного состава воды с коэффициентами корреляции между отдельными ионами и общей минерализацией обнаружилось их очень хорошее согласование — чем выше эквивалентное содержание иона, тем теснее его связь с общей минерализацией (см. таблицу).

Содержание главных ионов и коэффициенты их корреляции с общей минерализацией

Река, период	Характеристика	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^{+}+K^{+}$	HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-
Неман, весеннее половодье	% экв	33,7	11,6	4,7	34,5	4,5	11,0
	r	0,95	0,75	0,67	0,95	0,54	0,79
Нева, летняя межень	% экв	28,7	11,6	9,7	32,2	6,2	11,6
	r	0,83	0,60	0,71	0,86	0,46	0,56
Западная Двина, зимняя межень	% экв	31,2	12,9	5,9	41,6	2,7	5,7
	r	0,96	0,88	0,61	0,98	0,47	0,69

Таким образом открывается возможность получения таких важных характеристик, как коэффициенты карбонатности, сульфатности, хлоридности и т. д. исходя лишь из %-эквивалентного состава вод — т. е. места данной воды в классификации О. А. Алекина [1]. Ошибки в вычислении суммы ионов, полученных по уравнению регрессии (7) с использованием рассчитанных таким образом коэффициентов, не превышают 20 %. Уравнение имеет вид:

$$\left(\sum u_i - \overline{\sum}\,\text{и}\right) = r\,\frac{\sigma_{\overline{\Sigma}\,\text{и}}}{\sigma_{\overline{s}}}\left(s_i - \overline{s}\right), \qquad (7)$$

где коэффициент корреляции r снимается с графика связи $r = f(s)$, средние квадратические отклонения $\sigma_{\overline{\Sigma}\,\text{и}}$ и $\sigma_{\overline{s}}$ приближенно принимаются равными $^1/_3$ максимального отклонения на основании подчинения нормальному закону распределения исходных величин.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алекин О. А. Основы гидрохимии.— Л.: Гидрометеоиздат, 1970.—443 с.
2. Андерсон Т. Введение в многомерный статистический анализ.— М.: Наука, 1963.— 351 с.

3. Воронков П. П. Формирование химического состава поверхностных вод степной и лесостепной зон ЕТС.— Л.: Гидрометеоиздат, 1955.— 350 с.
4. Драйпер Н., Смит Г. Прикладной регрессионный анализ.— М.: Наука 1973.— 328 с.
5. Манчак Х. Статистические методы для оценки качества воды с использованием контрольно-измерительных данных и гидрохимических профилей рек.— Труды семинара по статистике окружающей среды. Варшава, 1973.— 25 с.
6. Уточнение критериев и основ классификации поверхностных вод. Сводный доклад. Прага.— Изд. СЭВ, 1977.— 44 с.
7. Петерсен И., Кукс Я. и др., Прикладные программы по математической статистике для ЭВМ «Минск-32».— Таллин ИК АН ЭССР, 1977.— 271 с.
8. Рождественский А. В., Чеботарев А. И. Статистические методы в гидрологии.— Л.: Гидрометеоиздат, 1974.— 426 с.

Т. В. Криницкая (ГГИ)

К ВОПРОСУ ОЦЕНКИ ТОЧНОСТИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ СРЕДНИХ КОНЦЕНТРАЦИЙ РАСТВОРЕННЫХ ВЕЩЕСТВ В РЕЧНОМ ПОТОКЕ

Одной из основных гидрохимических характеристик речных водосборов является сток растворенных веществ, который служит основой при прогнозировании химического состава поверхностных вод суши. Надежные данные о стоке веществ определяют правильность многих гидрохимических расчетов, позволяют дать объективную оценку изменений, происходящих в речном бассейне, охарактеризовать антропогенное воздействие на качество вод. Отсюда очевидно большое значение, которое приобретает оценка погрешности определения химического стока рек.

Сток растворенных веществ G равен произведению стока воды Q на среднюю концентрацию этих веществ s за тот же период, а погрешность его определения рассчитывается по формуле

$$\sigma_G^2 = \sigma_Q^2 + \sigma_s^2. \qquad (1)$$

В настоящей работе рассматриваются некоторые факторы, влияющие на погрешность определения концентрации растворенных веществ.

Оценка погрешности определения средней концентрации вещества сводится к оценке ее составляющих, возникающих за счет пространственно-временнóй дискретности отбираемых проб воды $\sigma_{отб}$ и погрешностей проведения анализа $\sigma_{ан}$ [3]. Принимая, что эти ошибки имеют случайный и независимый характер, сложение их можно производить по квадратическому закону

$$\sigma_s = \sqrt{\sigma_{отб}^2 + \sigma_{ан}^2}. \qquad (2)$$

(Из ошибок аналитического определения в виде систематических ошибок, поправок, выступают «правильность» метода [7], эффект мешающих анализу компонентов химического состава, а также известные процессы трансформации вещества, которые можно учесть, используя константу неконсервативности [2].)

Для оценки влияния различных факторов на общую погрешность определения концентрации необходимо использовать эмпирические материалы, получение которых связано с проведением специального гидрохимического исследования, включающего параллельный отбор проб и повторные аналитические определения. Ошибка проведения анализа рассчитывается по формулам (3) или (4) в зависимости от количества повторов. При двух повторных анализах одной и той же пробы

$$\sigma_{ан} = \sqrt{\frac{\sum_{j=1}^{n} (s_{j1} - s_{j2})^2}{2n}}, \tag{3}$$

где $j = 1, \ldots, n$ — число сравниваемых пар определений, s_{j1}, s_{j2} — результаты параллельных анализов одной и той же пробы.

При нескольких повторных анализах

$$\sigma_{ан} = \sqrt{\frac{\sum_{j=1}^{n} \sum_{i=1}^{m} (s_{ji} - \bar{s}_i)^2}{n(m-1)}}, \tag{4}$$

где $j = 1, \ldots, n$ — число проб, проанализированных с повторами, $i = 1, \ldots, m$ — количество повторных анализов, выполненных для каждой пробы, $\bar{s}_i$ — среднее значение концентрации по повторным измерениям.

Рассчитав общую среднюю концентрацию

$$\bar{\bar{s}} = \frac{\sum_{j=1}^{n} \sum_{i=1}^{m} s_{ji}}{N}, \tag{5}$$

где

$$N = mn, \tag{6}$$

можно найти и общую погрешность определения концентрации

$$\sigma_s = \sqrt{\frac{\sum_{j=1}^{n} \sum_{i=1}^{m} (s_{ji} - \bar{\bar{s}})^2}{N-1}}. \tag{7}$$

Согласно критерию ничтожных погрешностей [4]

$$\sigma_{ан} \leqslant 0{,}3\sigma_s \tag{8}$$

выявляется значимость погрешности воспроизводимости метода в общей погрешности. Уровень значимости может быть определен и по критерию Фишера. Выполнив серию аналитических определений с повторами на разных этапах подготовки и выполнения химического анализа и используя метод дисперсионного анализа, можно оценить вклад погрешностей определений концентраций растворенных веществ на этих этапах в погрешности аналитических работ.

Средние значения концентрации растворенных веществ для отдельных точек отбора проб в створе гидрохимических наблюдений сравниваются по критерию Стьюдента. В случае, если различие

между концентрациями в отдельных точках значимо, наблюдения за изменением качества воды, а также расчет стока растворенных веществ необходимо проводить для всех точек. При этом в дальнейших расчетах должна использоваться средневзвешенная величина. В случае, когда различие между концентрациями незначимо, любая из точек достаточно характеризует изменения качества воды в расчетном створе. Кроме того, правомерно использовать и среднюю арифметическую величину.

Особое значение расчет погрешностей определения концентрации приобретает при анализе ультрапресных вод. В этом случае содержания веществ очень малы и незначительные различия в содержании ионов могут привести к тому, что воды ошибочно будут отнесены к другому химическому типу. Вследствие этого может быть произведено необоснованное районирование по химическому типу вод.

Компоненты солевого состава анализируются обычно с высокой точностью (1—3 %), тогда как точность определения сложных органических веществ составляет 10—20 % [1]. Это связано со сложностью подготовки пробы к анализу (перегонка, экстракция), а также с самим фотометрическим определением. Таким образом, ошибки анализа могут быть соизмеримы или даже превышать значения отклонений измеренных величин, связанных с неоднородностью концентраций растворенных веществ во времени и пространстве. Важно знать значения погрешностей концентрации и при сравнении ее с ПДК. В этом случае можно рассчитать достоверность выделения периодов чистого и загрязненного речного стока.

Ориентировочно порядок погрешности определения средней концентрации растворенных веществ в створе ниже места сброса сточных вод можно вычислить, используя формулы смешения речных и сточных вод. Максимальная абсолютная ошибка определения концентрации рассчитывается по разности

$$\Delta_{\text{макс}} = s_{\text{макс}} - s_n, \tag{9}$$

где $s_{\text{макс}}$ — максимальная концентрация загрязняющего ингредиента в сечении потока ниже места сброса сточных вод, s_n — средняя концентрация в створе, определяемая из уравнения неразрывности

$$s_n = \frac{Q_{\text{ст}} s_{\text{ст}} + Q_{\text{р}} s_{\text{р}}}{Q_{\text{ст}} + Q_{\text{р}}}, \tag{10}$$

где $Q_{\text{ст}}$ и $s_{\text{ст}}$ — расход сточных вод и концентрация загрязняющих веществ в них, $Q_{\text{р}}$ и $s_{\text{р}}$ — расход речных вод и концентрация загрязняющих веществ в них.

Максимальная относительная ошибка определения концентрации растворенных веществ находится как

$$\sigma_{\text{макс}} = \frac{\Delta_{\text{макс}}}{s_n}. \tag{11}$$

Используя показатель разбавления

$$\eta = \frac{s_{\text{макс}} - s_{\text{п}}}{s_{\text{ст}}}, \tag{12}$$

предложенный М. А. Бесценной [6], и учитывая формулы (9) и (11), получаем

$$\sigma_{\text{макс}} = \eta \frac{s_{\text{ст}}}{s_{\text{п}}}. \tag{13}$$

Выразив показатель разбавления через гидравлические характеристики [6], легко получить значения максимальной относительной погрешности определения концентрации растворенных веществ в створе на любом расстоянии от места сброса сточных вод:

$$\sigma_{\text{макс}} = 0{,}14 \frac{Q_{\text{ст}} s_{\text{ст}} \sqrt{\frac{MC}{g} \frac{B}{H}}}{(Q_{\text{ст}} s_{\text{ст}} + Q_{\text{р}} s_{\text{р}}) l_{\text{ф}}^2} lB, \tag{14}$$

где $l_{\text{ф}}$ — длина участка реки от места сброса вод до расчетного створа, измеренная по фарватеру, l — то же, по прямой, H — глубина реки, B — ширина реки, C — коэффициент Шези, M — условный параметр ($M = 0{,}7C + 0{,}6$ при $C < 60$, $M = \text{const} = 0{,}48$ при $C > 60$), g — ускорение свободного падения. Для прямолинейных участков русла, когда $l = l_{\text{ф}}$, формула (14) упрощается:

$$\sigma_{\text{макс}} = 0{,}14 \frac{Q_{\text{ст}} s_{\text{ст}} \sqrt{\frac{MC}{g} \frac{B}{H}}}{(Q_{\text{ст}} s_{\text{ст}} + Q_{\text{р}} s_{\text{р}})} \frac{B}{l}. \tag{15}$$

В случае, когда со сточными водами сбрасываются вещества, отсутствующие в речном потоке, т. е. $s_{\text{р}} = 0$, зависимость максимальной ошибки определения средней концентрации растворенных веществ от морфометрических характеристик имеет вид:

$$\sigma_{\text{макс}} = 0{,}14 \frac{\sqrt{\frac{MC}{g} \frac{B}{H}}}{l_{\text{ф}}^2} lB. \tag{16}$$

Эти формулы позволяют получить лишь приблизительную величину погрешности определения средней концентрации растворенных веществ, поскольку правильность их обусловливается справедливостью исходных формул. Однако их можно использовать при планировании гидрохимических работ. Задаваясь требуемой точностью, можно рассчитать необходимое число точек отбора проб воды в створе наблюдений.

На основании материалов полевых гидрохимических работ, проведенных Лабораторией качества вод ГГИ на р. Вычегде, по формулам (14)—(16) были рассчитаны максимальные погрешности определения содержания различных компонентов в одном из створов, находящихся ниже сброса сточных вод Котласского ЦБК, а также фактические погрешности, определенные по 15 отобранным пробам (см. таблицу).

Максимальные расчетные и фактические погрешности определения концентрации растворенных веществ

Компоненты состава	$s_{ст}$ мг/л	$s_р$ мг/л	$\sigma_{макс}$ % расч.	$\sigma_{макс}$ % факт.
Cl^-	185	55	30	30
SO_4^{2-}	130	8	120	150
ХПК	690	22	200	110
Лигносульфонаты	260	0,3	600	200

Большие значения фактических погрешностей определения концентрации растворенных веществ в воде р. Вычегды связаны с тем, что здесь на относительно близком расстоянии от места сброса не обеспечивается достаточно полное перемешивание речных и сточных вод по живому сечению реки, поскольку на участке ярко выражены струи потока. Достаточная сходимость расчетных и фактических значений погрешности определения ионов Cl^- и SO_4^{2-} свидетельствует о том, что 15 отобранных проб представляют все зоны поля изменения концентраций, т. е. среди них встречаются пробы с максимальными в данном створе концентрациями. Высокие значения погрешностей определения ХПК и содержания лигносульфонатов объясняются значительными различиями в концентрациях соответствующих ингредиентов в речных и сточных водах. Полученные расхождения между фактическими и расчетными погрешностями обусловлены как биохимической неустойчивостью органических соединений, так и недостаточным количеством отобранных проб, так как в рассматриваемом створе могут встретиться более высокие концентрации лигносульфонатов и величины ХПК, чем в отобранных пробах.

Таким образом, оценка погрешности определения средней концентрации веществ сводится к определению роли ее составляющих, вызванных пространственно-временно́й изменчивостью результирующей концентрации исследуемых веществ в речном потоке, формирующемся в процессе смешения речных и сточных вод, а также особенностями проведения лабораторных химических анализов. Необходимо иметь в виду, что погрешности, возникающие за счет неточности учета пространственно-временно́го распределения сточных вод в речном потоке, могут для отдельных компонентов достигать очень больших величин. При правильной постановке полевых гидрохимических работ они могут быть сведены до минимума, практически не влияющего на точность конечного результата. С другой стороны, излишнее увеличение частоты отбора проб приведет к существенному увеличению объема лабораторных работ и при значительных погрешностях аналитических определений может не повысить точность конечного результата. Отсюда очевидна необходимость рассмотрения всего комплекса работ, связанных с определением концентрации растворенных веществ и оценки по-

грешностей, возникающих на всех ее этапах, а также определения оптимального сочетания составляющих общей погрешности и создания методики гидрохимического опробования, минимизирующей общую погрешность определения концентрации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алекин О. А., Семенов А. Д., Скопинцев Б. А. Руководство по химическому анализу вод суши.— Л.: Гидрометеоиздат, 1973.— 269 с.
2. Гидрохимические материалы. Т. 67.— Л.: Гидрометеоиздат, 1977.— 114 с.
3. Криницкая Т. В. Составление учетных балансов химических веществ применительно к задачам государственного учета вод.— В кн.: Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов.— Л.: Гидрометеоиздат, 1978, 124—132 с.
4. Маликов М. Ф. Основы метрологии.— М.: Наука, 1949.— 479 с.
5. Методические указания управлениям гидрометслужбы № 90. Составление русловых водных балансов.— Л.: Гидрометеоиздат, 1977.— 103 с.
6. Практические рекомендации по расчету разбавления сточных вод в реках, озерах и водохранилищах.— Л., отпеч. на множит. аппарате. ГГИ, 1973.— 101 с.
7. Шарло Г. Методы аналитической химии. Количественный анализ неорганических соединений.— М.; Л.: Химия, 1965.— 954 с.

О. Ю. Кошевой (Сев. НИИГиМ)

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ЭФФЕКТИВНОСТИ ОЧИСТКИ СТОЧНЫХ ВОД НА ДРЕНИРОВАННЫХ ЗЕМЛЕДЕЛЬЧЕСКИХ ПОЛЯХ ОРОШЕНИЯ

Важную роль в защите вод от загрязнения выполняют средства искусственной очистки сточных вод. Однако в настоящее время эти средства нельзя признать совершенными. Фактическая степень очистки на искусственных сооружениях не превышает 70—90 %, иначе говоря, 10—30 % растворенных веществ сточных вод попадает в водоприемники. Увеличение степени очистки приводит к значительному урожаю основной продукции. Некоторые виды сточных вод вообще плохо поддаются очистке известными искусственными методами. Например, даже при трех ступенях биологической очистки сточных вод животноводческих комплексов загрязненность их органическими веществами остается очень высокой — $БПК_5$ не снижается ниже 170—500 мг/л [6].

В подобных случаях мероприятием, решающим проблему, является использование земледельческих полей орошения [ЗПО]. Эффективность использования ЗПО для обезвреживания и утилизации сточных вод предопределена тем фактом, что почва является естественным биологическим и физико-химическим фильтром, а основные ингредиенты стоков — элементы и микроэлементы питания сельскохозяйственных растений.

Степень очистки сточных вод на ЗПО можно оценивать по гидрохимическим показателям грунтовых вод, по солевому балансу почвогрунтов, а также путем постановки лизиметрических опытов. В условиях избыточного увлажнения Северо-Запада СССР при устройстве полей орошения необходимо создание густой дренажной сети. Поскольку объем дренажного стока достигает 50 % оросительной нормы, а его приемниками являются ручьи, реки, озера, то в условиях указанной зоны оценивать степень очистки сточных вод на ЗПО следует в первую очередь по качеству дренажной воды.

Исследованиями, проведенными в ЛитНИИГиМ, СевНИИГиМ и ЛПИ, доказана высокая эффективность почвенной очистки на

дренированных земледельческих полях орошения городских, хозяйственно-бытовых и некоторых видов промышленных сточных вод. По И. Гражису [1], на ЗПО происходит очистка городских сточных вод по $БПК_5$ на 96 %, окисляемости на 90 %, аммонийному азоту на 85—95 %.

Согласно американским источникам [7], при использовании на ЗПО коммунальных стоков в процессе фильтрации через почву в дренаж значение $БПК_5$ сточных вод снижалось на 99,96 %: $БПК_5$ сточных вод составило 2726 мг/л, дренажных вод — 0,9 мг/л. В верхнем слое почвы задерживалось 98,5 % фосфатов.

По данным Я. Кутеры [4] степень очистки сточных вод г. Вроцлава по $БПК_5$ в среднем составляет 98—99 %, а при орошении дождеванием приближается к 100 %. При этом происходит их очистка от биогенных элементов — общего азота на 94 % и фосфора на 95 %. Степень очистки сточных вод целлюлозно-бумажной промышленности по БПК составляет 92—97 % (в зависимости от поливной нормы).

На ЗПО достигается освобождение сточных вод от патогенной микрофлоры и гельминтов. Опыты, проведенные Марциленеком и Макс-Бурмеха, показали, что в поверхностном наиболее биологически активном слое почвы (0—25 см) задерживается 80—99 % общего количества бактерий, внесенных со сточной водой, а в слое 0—60 см — 99,9 % [4].

Для использования на ЗПО пригодны многие виды сточных вод: хозяйственно-бытовые, стоки текстильной, пищевой и тяжелой промышленности и др. Особенно перспективны ЗПО в утилизации таких высококонцентрированных сточных вод как стоки животноводческих комплексов. Концентрация в этих стоках биогенных и органических веществ в десятки раз выше, чем во всех других видах сточных вод. Как упоминалось выше, эти воды очень плохо поддаются очистке искусственными методами и в настоящее время становятся одним из основных источников загрязнения внешней среды.

В связи с этим, нами проводятся [с 1976 г.] исследования по использованию сточных вод комплексов в целях орошения многолетних трав. В совхозе «Пашский» Ленинградской области в условиях опытного производства изучается влияние орошения на качество дренажного и поверхностного стока, на грунтовые воды. Разработан режим орошения, обеспечивающий максимальную очистку сточных вод и высокую урожайность культуры [3]. Оросительная норма стоков рассчитывается на внесение оптимальной дозы питательных веществ и составляет 200—400 $м^3$/га. Для обеспечения оптимального водного режима график поливов, наряду с орошением сточной водой, предусматривает поливы чистой водой. Поливные нормы рассчитываются по методике СевНИИГиМ [5]. Поливы осуществляются дождеванием. Ниже приводятся некоторые результаты исследований.

Поливы, осуществляемые малыми нормами (100—300 $м^3$/га), не оказывают прямого воздействия на величину дренажного стока и

уровень грунтовых вод. Орошение сточными водами комплекса практически не оказало влияния на общую минерализацию и катионный состав дренажной воды (табл. 1). Общая минерализация осталась на уровне 0,15—0,20 г/л. Состав же анионов существенно трансформировался за счет возрастания доли хлоридов с 25,7 до 32,4 % и нитратов с 3,8 до 7,5 %. Соответственно уменьшилось процентное содержание сульфатов.

Таблица 1

Гидрохимический состав дренажных вод (средние данные за 1978 г.)

Вариант	Форма выражения	Катионы				Анионы			
		Na^+	K^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	NO_3^-
Фон без орошения	мг/л	9,3	3,57	14,6	18,8	52,1	48,4	24,0	6,46
	мг-экв/л	0,41	0,09	1,20	0,94	0,85	1,01	0,68	0,10
	% экв	15,5	3,4	45,5	35,6	32,2	38,3	25,7	3,8
Орошение сточными водами	мг/л	9,0	4,78	13,6	19,3	55,3	29,2	29,2	11,8
	мг-экв/л	0,40	0,12	1,12	0,96	0,91	0,61	0,82	0,19
	% экв	15,4	4,6	43,2	36,8	35,9	24,2	32,4	7,5

В дренажной воде с орошаемых участков повысилось содержание органических и биогенных веществ (табл. 2): $БПК_5$ в среднем с 1,95 до 2,90 мг/л, нитратов с 4,58 ро 8,45 мг/л, нитритов с 0,006 до 0,01 мг/л. Возросло также содержание аммонийного азота, фосфора, железа. Кислотность дренажной воды pH изменилась от 6,2 до 6,4.

Таблица 2

Обобщенные данные содержания в дренажной воде биогенных и органических веществ, мг/л (1977—1978 гг.)

Показатель	Без орошения		Орошение сточной водой	
	среднее	предел колебаний	среднее	предел колебаний
$БПК_5$	1,95	0,00—8,84	2,90	0,10—8,45
NO_3	4,58	0,00—18,02	8,45	1,00—18,02
NO_2	0,006	0,00—0,02	0,01	0,00—0,07
NH_4	0,28	0,00—0,58	0,84	0,00—5,6
Фосфаты (-P)	0,07	0,00—0,19	0,17	0,00—0,69
$Fe_{общ}$	0,10	0,00—0,31	0,48	0,00—3,4
pH	6,2	5,7—6,6	6,4	5,7—6,8

Повышенное содержание биогенных и органических веществ в дренажной воде в 1978 г. по сравнению с предыдущим годом (табл. 3) нельзя связывать с увеличением числа лет орошения сточными водами, так как аналогичное повышение наблюдалось и на контрольных участках без орошения. Факт повышенной

Таблица 3

Показатели очистки сточных вод животноводческого комплекса, мг/л (1977—1978 гг.)

Показатель	$БПК_5$		$N_{общ}$		P	
	1977 г.	1978 г.	1977 г.	1978 г.	1977 г.	1978 г.
Дренажная вода						
При орошении стоками	1,0	4,81	5,4	13,2	0,03	0,32
Фон без орошения	0,3	3,60	2,9	6,8	0,02	0,12
Изменение	0,7	1,21	2,5	6,4	0,01	0,20
Сточная вода	8000		1100		190	
% очистки	99,99	99,98	99,77	99,42	99,99	99,98

Показатель	K		Ca		Mg	
	1977 г.	1978 г.	1977 г.	1978 г.	1977 г.	1978 г.
Дренажная вода						
При орошении стоками	2,20	4,78	71,8	13,3	158	136
Фон без орошения	1,20	3,57	44,4	18,8	108	146
Изменение	1,00	1,21	27,4	0,5	5,0	—
Сточная вода	1170		280		138	
% очистки	99,91	99,90	90,2	99,82	96,4	100

концентрации в дренажной воде в 1978 году органических веществ, азота, фосфора, калия объясняется, по-видимому, меньшей промывкой почвогрунтов в весенний период (слой стока за весну 1978 г. составил всего 4,8 мм).

Несмотря на то что при орошении сточными водами в дренажной воде возросло содержание органических и биогенных веществ, концентрация их все же невелика. Здесь надо иметь в виду, что внесение эквивалентных доз минеральных удобрений вызывает более сильное негативное воздействие на качество дренажного стока.

Таким образом, использование сточных вод животноводческих комплексов на полях орошения имеет двоякое водоохранное значение. С одной стороны, на полях орошения достигается степень

очистки вод, не достижимая при других способах очистки, с другой — уменьшается негативное влияние мелиорированных высокоинтенсивных сельскохозяйственных угодий на водоприемники.

Степень очистки на полях орошения в среднем за два года составила: по $БПК_5$ 99,985 %, по азоту 99,595 %. Степень очистки в отдельности за каждый год приведена в табл. 3.

Аналогичные результаты получены и в опытах с лизиметрами. В этих опытах использовались испарители ГГИ-500-50. Фильтрат орошаемых испарителей содержал: нитратов 12,0, аммония 4,5, хлоридов 69,5, кальция 26,8, магния 19,9 мг/л, а неорошаемых соответственно — 7,5, 4,5, 27,7, 23,2 и 12,7 мг/л.

Важную роль в очистке сточных вод выполняет дерновый слой. При нарушении дернины в зоне дренажной засыпки $БПК_5$ дренажной воды резко возрастало (от 1—4 мг/л до 152 мг/л). При орошении пропашных культур следует ожидать аналогичного ухудшения очистки сточных вод. Поэтому при наличии в севообороте ЗПО орошаемых пропашных культур необходимо предусматривать дополнительные водоохранные мероприятия. Наиболее эффективным из таковых является организация водооборота на ЗПО. Все возвратные воды с полей орошения аккумулируются в специальных накопителях и затем повторно используются в целях орошения или в технологии основного производства.

Геологический профиль участка орошения представляют моренные суглинки и супеси, подстилаемые на глубине 8—10 м кембрийскими глинами. В 4 м от поверхности залегает водоносный горизонт, заключенный в трещиноватом песчанике.

Сверху и снизу слой песчаника ограничен тяжелым суглинком, являющимся условным водоупором. Мощность водоносного слоя невелика — 0,3—0,5 м. Воды — напорные, имеют сезонные колебания пьезометрического уровня. Весной и осенью уровень близок к поверхности земли, летом понижается на 150—200 см. Воды пресные, мягкие, общая минерализация 0,20—0,35 г/л. Из катионов преобладают ионы Ca^{2+}, из анионов — гидрокарбонаты. Особый интерес представляет динамика содержания в грунтовой воде нитратов, хлора, аммонийного азота, органических веществ. Явную тенденцию возрастания во времени имеет концентрация нитратов, хлоридов калия, а также $БПК_5$ (табл. 4).

Возрастание концентрации в грунтовой воде нитратов, нитритов, хлора и других веещств в 1978 г. может быть объяснено теми

Таблица 4

Гидрохимические показатели качества грунтовой воды, мг/л

Год	pH	$БПК_5$	Жесткость, мг-экв/л	Na^+	K^+	P_2O_5	NH_4^+	NO_2^-	NO_3^-	Cl^-
1977	7,48	2,1	2,30	25,6	5,1	1,25	2,44	Нет	0,3	7,7
1978	7,30	2,78	2,41	16,2	13,2	0,80	2,10	0,01	4,7	19,7

же причинами, которые обусловили повышенную концентрацию этих веществ в дренажном стоке. Для окончательного выявления влияния орошения на качество грунтовых вод требуется продолжение исследований.

В интересах охраны водных объектов от загрязнения очень важно знать, как отразится влияние орошения сточными водами на качестве поверхностного стока. Для выявления общих закономерностей формирования качества поверхностного стока с территории орошаемых полей заложены стоковые площадки. Площадь каждой из них равна 200 м^2, средний уклон 2‰. Режим орошения площадок тот же, что и основных опытно-производственных участков.

Летом при проведении поливов и во время дождей стока с площадок не было. Первые порции дренажной воды были зарегистрированы 14/IX, когда почвы уже были достаточно промыты предшествовавшими осадками. Имеющиеся данные (табл. 5) дают общие представления о качестве склонового стока с орошаемой сточными водами территории в период осенних обложных дождей.

Таблица 5

Гидрохимические показатели качества склонового стока со стоковых площадок, мг/л (1978 г.)

Характеристика	Дата	pH	$БПК_5$	Жесткость, мг-экв/л	Na^+	K^+	NH_4^+	P_2O_5	NO_2^-	NO_3^-	Cl^-
Орошение стоками животноводческого комплекса	14/IX	6,85	—	—	3,8	23,4	9,0	0,68	0,08	8,0	72,3
	26/X	6,99	5,15	0,60	6,0	9,1	—	1,68	0,03	7,0	17,7
	21/XI	6,75	6,49	0,97	5,0	25,3	2,0	0,41	0,00	0,0	63,8
Контроль без орошения	14/IX	6,10	—	1,50	2,5	21,6	6,0	3,06	0,02	4,5	35,5
	26/X	5,75	4,51	2,90	—	5,8	2,1	0,40	0,02	29,6	—

ЗПО — высокорентабельные сооружения. В условиях Ленинградской области урожайность многолетних трав при орошении сточными водами составляет 400—500 ц/га зеленой массы. С учетом водоохранной функции экономическая эффективность ЗПО на базе сточных вод животноводческих комплексов по ориентировочным расчетам [3] составляет 170 руб/га.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гражис И. Итоги комплексных исследований на опытных земледельческих полях орошения в Литве.— В кн.: Сборник сокращенных докладов X научной конференции ЛитНИИГиМа. Вильнюс, 1969, с. 31—32.
2. Кошевой О. Ю., Шевелев Я. З. Экономическое обоснование почвенного метода очистки сточных вод животноводческих комплексов на земледельческих полях орошения.— В кн.: Экономические проблемы водообеспечения. Тезисы докладов Всесоюзной научно-технической конференции. Батуми,

27 ноября. М., Отпеч. на множит. аппарате, ВНИИЭУВХ, 1978, с. 125—127.
3. Кошевой О. Ю. О режиме орошения многолетних трав сточными водами животноводческих комплексов.— В кн.: Программирование урожаев на мелиорируемых землях. Сборник научных трудов СевНИИГиМ, 1978, с. 143—148.
4. Кутера Я. Очистка сточных вод при использовании их в сельском хозяйстве.— В кн.: Материалы VI Международного совещания ученых социалистических стран по использованию сточных вод в сельском хозяйстве. М., Изд. ММ и ВХ СССР, 1972, с. 92—106.
5. Циприс Д. Б. Орошение в нечерноземной зоне.— М., Колос, 1973 г.— 190 с.
6. Штепа Б. Г. Использование животноводческих стоков для орошения.— Экспресс-информация/ЦБНТИ Минводхоза СССР. Серия 4. Комплексное использование и охрана водных ресурсов, 1975, вып. 9, с. 3—8.
7. Andrew R. C., Troemper A. P. Underflow from sludge — irrigated cropland.— J' of Water Pollution Control, 1977, v. 49, N 1, p. 161—168.

СОДЕРЖАНИЕ

12 Зак. № 203

ВОПРОСЫ ГИДРОЛОГИИ СУШИ

Доклады конференции молодых ученых и специалистов
Ленинград, ГГИ февраль 1979 г.

Редактор И. С. Якорь. Техн. редактор М. И. Брайнина. **Корректор А. В. Хюркес**

Сдано в набор 02.03.80. Подписано в печать 21.08.80. М-38855. Формат 60×90¹/₁₆. Бум. тип. № 1. Лит. гарн. Печать высокая. Печ. л. 13. Уч.-изд. л. 12,65. Тираж 590 экз. Индекс ГЛ-200. Заказ № 208. Цена 1 руб. Заказное. Гидрометеоиздат. 199053, Ленинград, 2-я линия, д. 23.

Ленинградская типография № 8 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой *Союзполиграфпрома при* Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. 190000, г. Ленинград, Прачечный переулок, 6.

УДК 556.512(255)

Изменение водного баланса бассейнов рек Поволжья под влиянием планируемых водохозяйственных мероприятий. Пенькова Н. В. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1980, с. 3—9.

Расчет водного баланса бассейнов рек Поволжья в условиях преобразования его под влиянием сложных водохозяйственных комплексов возможен на основе детальных тепловоднобалансовых схем, включающих в явном виде все компоненты баланса. Одной из наиболее совершенных схем является физико-математическая модель водного баланса речного бассейна, предложенная В. Г. Андреяновым.

Проведенный по схеме В. Г. Андреянова расчет водного баланса некоторых речных бассейнов с использованием имеющихся проектных проработок по развитию орошения в Поволжье на ближайшие 20—30 лет показал, что уже в этот период следует ожидать весьма значительных изменений водного режима района: возрастания суммарного испарения на величину более 50 %, увеличения запасов подземных вод и полного изменения режима речного стока в результате регулирования и попусков из каналов для переброски стока.

Табл. 1. Библ. 7.

УДК 556.166.048

Пример исследования предельной интенсивности стока весеннего половодья (по материалам Колымской воднобалансовой станции). Горошкова Н. И. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1980, с. 10—17.

Сток весеннего половодья с экспериментальных площадок или достаточно малых водосборов можно считать репрезентативным для оценки поступления воды в гидрографическую сеть. Тогда путем непрерывных измерений расходов воды с таких бассейнов можно определить предельную интенсивность стока половодья, осредненную за заданный интервал времени.

Для исследования зависимостей предельной интенсивности стока, средней за заданные интервалы времени $\bar{q}_{\text{макс}\,\tau}=\psi(\tau)$ выполнены по непрерывным записям хода весеннего половодья по шести малым водотокам Колымской воднобалансовой станции за период с 1948 по 1975 г. За каждый год были построены гидрографы волны половодья 24-часовой продолжительности (не придерживаясь календарных суток) с учетом максимального расхода и наибольшего объема стока за этот период.

По установленным предельным значениям $\bar{q}_{\text{макс}\,\tau}=\psi(\tau)$ за заданные интервалы времени для каждого года построены редукционные зависимости для всех водотоков.

Для $\bar{q}_{\text{макс}\,\tau}$ за принятые интервалы времени вычислены статистические параметры и по ним построены кривые обеспеченности.

По каждому водотоку установлены редукционные зависимости $\bar{q}_{\text{макс}\,\tau\,1\%}=\psi(\tau)$. Они, так же как зависимости для отдельных лет, имеют выпуклые очертания. В зоне малой продолжительности (1 с — $\tau_{\text{кр}}$) редукция очень мала. В зоне $\tau_{\text{кр}}$ — 24 ч, где зависимость описывается уравнением логарифмической прямой, редукция существенно возрастает.

Для водосборов с различной подстилающей поверхностью редукционные зависимости $\bar{q}_{\text{макс}\,\tau\,1\%}=\psi(\tau)$ имеют разные показатели.

Выполненные исследования позволяют получить объективные значения зональных расчетных параметров редукционных формул для больших, и, что особенно важно, для малых водосборов.

Табл. 3. Илл. 2. Библ. 12.

УДК 556.168 : 556.332.4 : 556.53

Региональная оценка подземного притока и фильтрационных свойств горных пород в бассейнах горных рек Западного Закавказья. Габецадзе Т. Г. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1980, с. 18—24.

Региональная оценка взаимодействия речных и подземных вод может быть произведена по значениям подземного притока в реки. Для рек Западного Закавказья в условиях ограниченной режимной гидрогеологической информации подземный приток может быть рассчитан по значениям 10-дневного минимального стока за наиболее маловодный сезон года по районам с однородными условиями формирования подземного питания рек. Такая оценка произведена в пределах рассматриваемой территории по 34 районам.

Для характеристики особенностей формирования подземного притока большое практическое значение имеет определение осредненных коэффициентов фильтрации всей водоносной толщи в речном бассейне. При отсутствии опытных данных значения таких коэффициентов можно определить по соотношению модулей подземного притока и значению осредненного коэффициента фильтрации, рассчитанного по опытным данным для одного «опорного» района. Осредненные значения коэффициента фильтрации рассчитаны для указанных выше 34 районов. Анализ результатов расчета по предложенным способам показал полное совпадение с опытными данными. Разработанный способ может быть использован применительно к бассейнам горных рек других территорий при слабой гидрогеологической изученности.

Табл. 1. Илл. 1. Библ. 2.

УДК 556.332.52 : [556.555.2 : 556.14]

Оценка влияния водохранилищ на режим подземных вод и фильтрацию в берега методом электромоделирования. Рудченко Н. Ф. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1980, с. 25—31.

Прогноз подпора подземных вод по ряду водохранилищ, рассчитанный по известным методам, во многих случаях не оправдался. Сделанные выводы потребовали усовершенствования методов прогноза.

На первом этапе работы проводилась оценка точности решения задач методом электромоделирования по сравнению с точным аналитическим расчетом по формуле Н. Н. Веригина. Были получены функциональные зависимости изменения фильтрационных потерь из водохранилища на длительный период его работы при различных режимах наполнения. Впервые в практике электромоделирования получены непосредственные характеристики объемов фильтрационных потерь в виде непрерывных графических записей. Проведена оценка погрешностей расчетов указанных характеристик, которые в практике водохозяйственного проектирования проводятся без учета времени наполнения.

Применение метода аналогового электромоделирования позволило с высокой точностью получать прогнозные характеристики влияния водохранилищ на режим подземных вод и фильтрацию в берега при любых граничных и начальных условиях.

Илл. 2. Библ. 6.

УДК 556.168 : 556.332.4.001.57

Изучение влияния трещиноватости пород на формирование подземного стока методом электромоделирования. Рябова М. Б. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1980, с. 32—36.

Необходимость учета зон тектонической трещиноватости при оценке естественных ресурсов подземных вод вытекает из того, что, обладая значительно более высокой проницаемостью по сравнению с окружающей средой, эти зоны несут в себе значительный объем подземных вод.

Эта задача решалась методом аналогового моделирования на примере Ижорского плато.

Для решения задачи на основе натурных данных построена модель геофильтрации северо-западной части Ордовиковского водоносного горизонта.

Ряд экспериментов, проделанных на модели, позволили выявить зоны повышенной водопроводимости, значения которой превышали 18 000 м²/сут при фоновых значениях 250—2500 м²/сут, что указывает на наличие повышенной трещиноватости. То, что в местах выклинивания подземных вод в этих зонах наблюдаются мощные выходы родников, указывает на их повышенную обводненность. Из полученных результатов можно сделать вывод о значительном влиянии зон повышенной трещиноватости на формирование и распределение подземного стока.

Табл. 1. Илл. 1. Библ. 5.

УДК 551.328 : 556.3

Процесс формирования крупных наледей подземных вод (на примере Муруринской наледи). Колотаев В. Н. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1980, с. 37—45.

С целью установления закономерностей формирования наледей подземных вод для оценки их гидрологической роли в качественном виде рассмотрен механизм наледеобразования по материалам зимних наблюдений на Муруринской наледи в Северном Забайкалье. Наледеобразующие воды выходят на дневную поверхность вначале через трещины в речном льду, затем через бугры пучения и на последней стадии развития наледи — через водно-ледяные гряды. Все воды, циркулирующие под наледью, внутри и около нее гидравлически связаны. В процессе формирования наледи происходят существенные деформации поверхности подстилающих грунтов — их подъем достигает 1,5—2,0 м. Между значениями площади наледи, периодически заливаемой прорвавшейся на поверхность льда водой, температурой воздуха и расходами воды на водотоках существует связь. Полученные результаты могут быть распространены на другие наледи.

Табл. 1. Илл. 3. Библ. 7.

УДК 556.124.4 : 556.535

О разрушении наледей водными потоками. Марков М. Л. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1980, с. 46—52.

В динамике наледей в теплое время года важное значение имеет разрушение льда водными потоками. В расчетах наледного стока оно учитывается весьма приближенно. Материалы специальных наблюдений на наледях в Северном Забайкалье, а также результаты расчетов по наледям в других районах многолетней мерзлоты показали, что объем их разрушения водными потоками за весь теплый период года достигает 60—70 % суммарного объема и зависит от формы наледных тел. Более интенсивно лед разрушается по краям наледей при обтекании их речными потоками. Менее заметную роль играет водная эрозия на поверхности льда. Предложенный график позволяет более точно оценить объем льда, разрушенного водными потоками на протяжении теплого сезона года в зависимости от формы наледи или ее высоты над уровнем моря.

Табл. 1. Илл. 3. Библ. 3.

УДК 551.324.414 : 556.124.4+551.328

Пространственно-временна́я изменчивость альбедо наледей в период таяния. Дейкин Б. Н. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1980, с. 53—60.

Отражательная способность наледей (альбедо) является одной из важнейших характеристик, определяющих условия таяния льда при разработке методов расчета, основанных на использовании уравнения теплового баланса. Выполненные специальные ландшафтные съемки показали, что в теплое время года наблюдается два основных типа поверхности: положительные (возвышенные) и отрицательные формы микрорельефа. Анализ изменения радиационного баланса в течение суток позволил установить важные особенности его изменчивости. Основными чертами этого процесса является образование на поверхности наледи коры таяния в начале весны при переходе радиационного баланса к положительным значениям и заполнение отрицательных форм микрорельефа талыми водами. С дальнейшим ростом температуры на поверхности наледей образуется микроручейковая сеть, причем равновесие между положительными и отрицательными формами рельефа определяется отношением суточной ординаты времени к общей продолжительности таяния.

Анализ суточного хода альбедо двух типов поверхности наледей показал, что его значения мало колеблются в течение светлого времени суток. Поэтому для расчетов рекомендуется использовать средние суточные значения альбедо, вычисленные за 9, 12, 15 ч.

Выполненные ландшафтные съемки поверхности отдельных наледей позволили оценить значение среднего альбедо и его изменчивость по площади наледи отдельно для каждого типа микрорельефа. Указанный анализ позволяет установить связи между характеристиками микрорельефа и средним по площади альбедо льда.

Используя материалы натурных экспедиционных исследований в работе устанавливается возможность перехода от стационарных наблюдений за значением альбедо поверхности наледи к разовым площадным съемкам.

Табл. 2. Илл. 3. Библ. 7.

УДК 556.124

Оценка характеристик речных наледей в зоне БАМ. Попова И. Л. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1980, с. 61—66.

Изучение речных наледей вызвано необходимостью защиты инженерных сооружений от их вредного воздействия и оценки их роли в формировании водного и ледового режима рек, а также оценки ресурсов поверхностных и подземных вод. Количественные характеристики распространения и режима наледей речных вод практически отсутствуют. Для определения толщины нарастания наледи за один цикл, продолжительности этого цикла, суммарной продолжительности развития и толщины наледи за год целесообразно использовать метод А. Н. Чижова, позволяющий рассчитывать эти характеристики по материалам многолетних сетевых наблюдений. Анализ вероятности образования единичных наледных явлений по 12 пунктам показывает, что она увеличивается к середине зимы, достигает максимума в декабре—январе, а затем постепенно уменьшается. Аналогично изменяется и продолжительность этих явлений. Доля речных наледей в общей толщине льда колеблется в широких пределах — от 6 до 30 %. Между суммарной толщиной льда и толщиной речной наледи отмечается довольно тесная связь, которая может быть использована для расчета приближенных значений мощности речных наледей в зоне БАМ по известной толщине ледяного покрова.

Табл. 3. Илл. 2. Библ. 4.

УДК 556.131.11/12 : 556.56

К вопросу определения испарения с бугристых болот. Москвин Ю. П., Канавина Г. И. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1980, с. 67—75.

Анализ различных методов определения испарения с болот показал, что для специфических природных условий Крайнего Севера наиболее приемлемым является метод теплового баланса в комбинации с методом турбулентной диффузии.

Проверка результатов определения испарения с бугристых болот проведена с использованием метода водного баланса. Расхождение значений испарения, полученных по уравнению водного баланса и рассчитанных принятым методом, составило 1,0 %.

Исследование закономерностей процесса испарения с бугристых болот позволило выявить связь испарения с определяющими его факторами и получить расчетные зависимости вида:

для бугров, покрытых лишайником на 30—40 %,

$$EL = 0{,}65R_б - 17,$$

для бугров, покрытых лишайником на 80—100 %,

$$EL = 0{,}58R_б - 21,$$

где EL — затраты тепла на испарение, $R_б$ — радиационный баланс подстилающей поверхности болот.

Как показали исследования, затраты тепла на испарение с бугристых болот составляют около 65 % радиационного баланса, что практически равно этому же значению для олиготрофных болот центральной части Западной Сибири.

Табл. 2. Илл. 2. Библ. 5.

УДК 556.142 : 631.436.6

Исследование динамики влажности и плотности почв при их промерзании методом гаммаскопии. Лавров С. А. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1980, с. 76—81.

Важнейшими условиями успешного познания и описания процесса миграции влаги к фронту промерзания является разработка современных методов исследования, а также экспериментального оборудования. Одними из основных параметров, которых необходимо измерять при изучении миграции, являются влажность и плотность, поэтому совершенствованию методов измерений этих величин уделяется основное внимание в данной работе.

Так наиболее перспективным в этом плане является метод гамма-просвечивания. Рассматривая в теоретическом аспекте применение источников гамма-излучения, приходим к выводу, что для измерения влажности при неизменной плотности достаточно одного источника. Для одновременного измерения этих двух параметров необходимо два источника, к тому же обладающих энергиями гамма-излучения, лежащих в области действия как комптен-эффекта, так и фотоэффекта поглощения. Рассмотрев условия опытов, определяющие погрешность измерения влажности, находим оптимальную толщину просвечиваемых почвенных колонок, которая в случае применения Cs-137 составляет 7,5—10 см, а Am-241 — 3,3—4,2 см.

На модельной термостатируемой установке проведена серия опытов, в результате которых были измерены значения миграционных потоков и их зависимость от условий проведения опытов. Выяснено, что миграционный поток возрастает при увеличении скорости промерзания, и наоборот.

Полученные результаты дают основу для проведения дальнейших экспериментов и математического моделирования явления миграции.

Илл. 1. Библ. 4.

УДК 556.142

К вопросу о моделировании внутрипочвенного стока. Кондратьев С. А. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1980, с. 82—88.

Двумерное уравнение Буссинеска, описывающее внутрипочвенный сток в зоне аэрации в ряде случаев сводится к более простому линейному уравнению. Это уравнение позволяет получить одномерные модели для стока по водоупору как постоянной, так и переменной ширины. Одномерное уравнение, описывающее сток с водоупора постоянной ширины, решается аналитически при изменяющейся во времени интенсивности эффективной водоподачи. Для численного интегрирования одномерного уравнения используется явная конечно-разностная схема, основанная на разложении решения в ряд Тейлора. Результаты расчетов хорошо совпадают с наблюденными гидрографами паводков, проходивших на агроводнобалансовом полигоне ВНИГЛ. Следовательно, рассмотренная модель достаточно точно отражает основные закономерности формирования внутрипочвенного стока.

Илл. 2. Библ. 6.

УДК 626.824.001.57

Расчет динамики грунтовой составляющей возвратных вод с орошаемого участка. Григорьев В. Ю. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1980, с. 89—93.

Целью настоящей работы явилось определение алгоритма расчета динамики грунтовой составляющей возвратных вод.

На основании принципов, предложенных Ю. М. Денисовым, составлены системы обыкновенных дифференциальных уравнений, описывающие водный режим орошаемого участка, а также участка без орошения (аналога).

В результате решения систем уравнений получаются значения влажности почвы, уровня грунтовых вод и коллекторно-дренажного стока как функции времени. На основании полученных данных составлена функция, описывающая динамику грунтовой составляющей возвратных вод. Полученное выражение может служить количественной оценкой процесса формирования грунтовой составляющей возвратных вод.

Библ. 10.

УДК 551.501

К вопросу о влиянии антропогенного роста температуры воздуха в городах на термический режим северного полушария. Козуто Н. А. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1980, с. 94—100.

Влияние крупных городов на среднюю годовую приземную температуру воздуха северного полушария изучено недостаточно. Для исследования этого вопроса в настоящей работе применялась методика, предусматривающая выявление «островов тепла» и оценки роста средней годовой приземной температуры воздуха на внутригородских станциях по сравнению с загородными при увеличении численности населения городов. Для пяти крупных городов СССР рост средней годовой температуры воздуха составляет 0,3 °С при увеличении числа жителей на 1 млн. чел. Современный процесс урбанизации практически не сказывается на имеющихся оценках средней годовой приземной температуры воздуха северного полушария.

Табл. 2. Илл. 3. Библ. 12.

13 Зак. № 208

УДК 551.513.1

Влияние величины шага конечно-разностной сетки на результаты численных экспериментов с упрощенной моделью термического режима атмосферы. Л я п и н С. Е. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1980, с. 101—105.

Использование приближенных методов при составлении алгоритмов математических моделей может оказаться причиной качественных искажений моделируемых процессов.

Анализ результатов, полученных по упрощенной модели климата, созданной в ГГО, позволил установить, что в ряде случаев к подобным искажениям приводит низкое разрешение конечно-разностной сетки, которая применялась в численной схеме этой модели. При достаточно большой величине шага сетки возникают фиктивные стационарные состояния модели. После переработки численной схемы удалось существенно улучшить качество расчетов.

Проведенный анализ имеет также методологическое значение: рассмотренный случай непосредственно связан с более общими вопросами об адекватности математического моделирования.

Илл. 2. Библ. 6.

УДК 551.482

Анализ временны́х рядов стока на основе разложения по естественным ортогональным функциям. Гутниченко В. Г. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1980, с. 106—112.

Для анализа цикличности временных рядов стока может быть использовано разложение по естественным ортогональным функциям.

Разложение по естественным ортогональным функциям позволило трансформировать временны́е ряды стока на различный процент дисперсии. При этом, в отличие от общепринятой схемы, разложение производилось по матрицам коэффициентов корреляции внутрирядной связи.

Как выяснилось в результате расчетов, предлагаемый метод позволяет отфильтровать случайную составляющую, обусловленную ошибками измерений, расчетов или случайным сочетанием факторов, свойственных только данному году и не типичных для других лет.

Для оценки возможности применения предлагаемого метода фильтрации по конкретным рядам стока может служить критерий случайности, равный соотношению дисперсии случайной и динамической составляющих. Оценка показала, что, в отличие от существующих методов анализа цикличности внутрирядной структуры процессов стока, описываемая корреляционной функцией, не искажается.

Илл. 2. Библ. 8.

УДК 551.468.1

Опыт применения факторного анализа в исследовании динамики береговой системы. Табакаев Н. М. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1980, с. 113—120.

Береговая зона, как и любой природный комплекс, может рассматриваться в виде системы внутрифункциональных связей. Мористой границей этой системы может быть принята область обрушения волны 1 %-ной обеспеченности, береговой — зона заплеска на максимальном приливе, верхней границе — водная поверхность, нижней — так называемая «0» поверхность. Боковые границы открыты. Взаимодействия в системе происходят на уровне подсистем или структур-образований, имеющих определенные энергетические, геометрические и вещественные характеристики. При этом существуют показательные признаки, наиболее полно отражающие динамику структур. С помощью факторного анализа удалось выделить группы таких признаков и сделать попытку по значениям факторов определить структурные уровни береговой системы в зависимости от гидрологической и геологической ситуации.

Табл. 2. Илл. 1. Библ. 5.

УДК 556.535.6 : 556.536

Натурные исследования транспорта наносов в Каракумском канале. Еремеева А. О. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1980, с. 121—125.

С целью прогноза режима и баланса в русле главного канала переброски вод сибирских рек в р. Амударью Гидрологическим институтом были предприняты исследования транспорта наносов на действующих каналах и, в частности, на Каракумском канале.

Материал, полученный экспедицией, подтверждает деление Каракумского канала по условию транспорта наносов на два характерных участка.

В донных наносах, слагающих русло канала на I участке, преобладают средние пески, их доля составляет 70—90 %; на II участке они представлены илами с примесью песка. Средний диаметр частиц в отдельных пробах колеблется в достаточно широком диапазоне. Донные наносы хорошо сортированы (коэффициент сортировки $S=1{,}3—2{,}4$). Значение критерия устойчиво взвешиваемых частиц донных наносов равно 100 %.

Во взвешенных наносах большую часть (до 70 %) составляют фракции с диаметром меньше 0,05 мм.

Полученные результаты позволяют сделать вывод, что при изменении гидравлических характеристик канала изменяется и гранулометрический состав наносов. Крупность взвешенных и донных наносов уменьшается вниз по каналу вместе с уменьшением скорости течения.

Данные о составе наносов являются исходным материалом для расчета транспортирующей способности по формуле А. В. Караушева.

Надежные данные натурных измерений, относящиеся к вполне определенной фазе водного режима, позволили ввести корректирующий множитель в формулу транспортирующей способности. Корректирующий множитель, полученный в результате сопоставления измеренных значений средней мутности потока с вычисленным, для участков с песчаным грунтом принят равным 1,8, а для суглинистых грунтов — 0,3.

Табл. 1. Илл. 2. Библ. 5.

УДК 556.536/537

К вопросу о движении потока на повороте русла. Грачев Н. Р. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1980, с. 126—130.

Решается задача о построении плана течений «свободного потока». т. е. потока, скоростное поле которого определяется лишь заданием действующих сил. На основе метода, разработанного Н. Е. Кондратьевым и Б. К. Трахтенбергом для слабо развитых излучин, предлагается усовершенствованный метод расчета плана течений для излучин, находящихся на любой стадии развития. Формулы, полученные в результате решения уравнений движения элементарного объема жидкости, отличаются простотой использования и показали хорошие результаты при проверке. Построенный при помощи этих формул план течений может быть использован при расчете плановых и глубинных деформаций русла.

Илл. 1. Библ. 2.

УДК 556.546 : 551.465.75

Исследование гидравлических режимов экстремальных нагонов в Обь-Тазовской и Енисейской устьевых областях. Лысенко Т. А. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1980, с. 131—138.

Вопросы, касающиеся динамики потока в устьях рек изучены недостаточно, что обусловлено сложностью получения полноценного полевого материала из-за труднодоступности устьевых областей, больших размеров водных объектов и специфики их гидрологического режима.

Целью работы было рассмотреть возможности одномерной идеализации таких сложных гидрологических комплексов, как устьевое взморье, а также определить влияние различных параметров используемой модели на результаты расчета. Особенно важен учет синоптических факторов. В настоящей работе эти факторы учтены в расчетах впервые. Расчет распространения нагонных волн выполнялся на одномерной гидродинамической модели (численная схема А. Ф. Воеводина ИГ СО АН СССР). Расчеты показали, что наиболее чувствительным параметром модели является коэффициент ветрового трения, доля вклада барометрического давления по сравнению с ветровой составляющей менее значительна. Подробный учет морфометрических характеристик при расчете распространения нагонной волны в устьевых областях Оби и Енисея оказал слабое влияние на результаты расчета.

Илл. 2. Библ. 6.

УДК 556.535.3.048

О некоторых способах интерполяции измеренных скоростей течения по ширине потока. Головачев В. С. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1980, с. 139—141.

Широко применяемый простейший аналитический способ подсчета расходов воды по данным вертушечных измерений, основанный на линейной интерполяции скоростей течения между скоростными вертикалями, в большинстве случаев дает систематическую ошибку, занижая расход. Расчет по формуле Симпсона, наоборот, часто имеет тенденцию к завышению расхода воды. Наиболее точный графический метод весьма трудоемок. Предлагается достаточно простой эмпирический способ, уточняющий формулу Симпсона.

Библ. 2.

УДК 556.048 : 519.2

Некоторые результаты статистического анализа материалов многократных измерений расходов воды малой реки. Ежов А. В. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1980, с. 142—148.

При оценках точности измеренных расходов воды и гидрологических расчетов, использующих результаты измерений расходов в качестве исходных данных, важным обстоятельством является установление законов распределения ошибок измерений. Обычно принимаемое положение о нормальном законе распределения ошибок в каждом конкретном случае требует дополнительной проверки на материалах натурных измерений, организация которых должна производиться на строгой методической основе, по возможности исключающей влияние субъективных факторов различного рода. В данной работе рассматривается ряд вопросов статистического анализа материалов многократных измерений расходов малой реки, методика проведения которых может рассматриваться как одно из возможных решений задачи организации подобных наблюдений.

Методикой проверки статистических гипотез были исследованы вопросы качества исходных данных, проверки статистической однородности, оценки законов распределений ошибок в различных группах измерений.

В результате проведенного анализа, с доверительной вероятностью 95 % принята гипотеза о равной точности измерений, проведенных различными гидрометрическими бригадами и отвергнута гипотеза о равной точности измерений, проведенных в различных гидрометрических створах. Показано, что с доверительной вероятностью более 95 % закон распределения ошибок измерений расходов воды малой реки можно считать нормальным, а относительная точность измерений оценена в 8—11 %.

Результаты работы могут быть использованы при оценках точности измерений расходов воды и гидрологических расчетов.

Библ. 6.

УДК 556.16.048 : 681.1

О способах введения поправок к кривой расходов воды при автоматизированном подсчете стока. Нежиховский Б. Р. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1980, с. 149—155.

При автоматизации подсчетов стока рек с неустойчивой связью между уровнем и расходом воды весьма перспективны методы, основанные на интерполяции поправок к кривой расходов. При использовании таких методов различным вариантам неустойчивости кривой расходов должны в принципе соответствовать разные типы поправок.

Для облегчения автоматизации подсчетов стока можно предложить единый способ введения поправок к кривой расходов. Способ включает в себя все известные и позволяет вводить новые типы поправок.

В некоторых случаях неустойчивой связи между уровнем и расходом воды физические обоснованные типы поправок удается получить с помощью формулы Шези. В прочих случаях наилучший тип поправки можно определить по экспериментальным данным.

Илл. 2. Библ. 4.

УДК 556.531.4.004.65 : 519.2

Применение методов математической статистики в гидрохимических расчетах. Фертман П. Я. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1980, с. 156—162.

Применение методов математической статистики при оценке влияния антропогенной деятельности на качество речных вод не нашло еще широкого признания. Один из возможных вариантов использования статистических приемов показан на примере обработки данных по рекам Западная Двина, Неман и Нева.

Ингредиенты химического состава речных вод подчиняются нормальному закону распределения, поэтому становится возможным применение параметрических статистических критериев для проверки различных гипотез. Предложенные соотношения между концентрациями веществ в нижнем створе, средними фоновыми и предельно допустимыми позволяют выделить минимальное достоверное повышение концентрации химических веществ в нижнем створе за счет хозяйственной деятельности.

Для прогноза и расчета общей минерализации, которая является чутким показателем степени влияния хозяйственной деятельности на качество вод, можно использовать тесную связь между коэффициентами корреляции отдельных ионов с общей минерализацией и процент-эквивалентным содержанием этих ионов.

Табл. 1. Илл. 1. Библ. 8.

УДК 556.531.4 : 556.535.8

К вопросу оценки точности определения средних концентраций растворенных веществ в речном потоке. Криницкая Т. В. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1980, с. 163—168.

Сток растворенных веществ является одной из основных гидрохимических характеристик речных водосборов, характеризующих как непосредственно водоток, так и бассейн в целом. Он является основой при прогнозировании химического состава воды. Рассчитывается химический сток как произведение жидкого стока на среднюю концентрацию, а погрешность его складывается из погрешностей сомножителей.

Схема расчета общей погрешности значения средней концентрации и ее составляющих позволяет оценивать значимость пространственно-временнóй дискретности отбора проб и воспроизводимости метода химического анализа воды. Предложенный в статье способ нахождения порядка погрешноси определения средней концентрации в поперечном сечении речного потока на любом расстоянии от места сброса сточных вод учитывает морфометрические характеристики реки на расчетном участке.

Особое значение расчет погрешности средней концентрации растворенных веществ приобретает при анализе ультрапресных вод, при определении содержания сложных органических соединений, при сравнении рассчитанных концентраций с ПДК, а также при планировании объема гидрохимических работ.

Табл. 1. Библ. 7.

УДК 631.6 : 626.81 : 502.7

Результаты исследований эффективности очистки сточных вод на дренированных земледельческих полях орошения. Кошевой О. Ю. Вопросы гидрологии суши. Доклады конференции молодых ученых и специалистов, 1980, с. 169—175.

Традиционные приемы искусственной очистки сточных вод не всегда отвечают возросшим требованиям к охране окружающей среды. Для очистки многих видов сточных вод могут быть использованы земледельческие поля орошения (ЗПО), степень очистки на которых достигает 95—99 %. Особенно перспективны ЗПО для утилизации и очистки сточных вод с высоким содержанием азота, фосфора, калия, органических веществ, каковыми являются сточные воды животноводческих комплексов.

Исследования, приведенные СевНИИГиМ в 1976—1978 гг., доказали высокую эффективность ЗПО на базе животноводческих комплексов в условиях переувлажненного климата как с точки зрения охраны естественных водоисточников, так и повышения урожайности сельскохозяйственных культур.

Степень очистки по $БПК_5$, азоту, фосфору, калию составляла 99,42—99,99 %. Влияние орошения на поверхностный сток изучалось при помощи стоковых площадок. Качество поверхностного стока с орошаемых и неорошаемых площадок отличалось незначительно. За период наблюдений не отмечалось существенного ухудшения состава грунтовых вод. Важную роль в очистке сточных вод выполняет дерновый слой. При наличии в севообороте ЗПО пропашных культур следует предусматривать дополнительные водоохранные мероприятия, как, например, организация водооборота с повторным использованием возвратных вод на орошение.

Табл. 5. Библ. 7.