

*Қазақстан Республикасының  
қоршаған ортаны қорғау  
Министрлігі*

*Министерство охраны  
окружающей среды  
Республики Казахстан*

«Қазгидромет» Республикалық  
мемлекеттік кәсіпорны

Республиканское государственное  
предприятие «Казгидромет»

# **ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЯ ЖӘНЕ ЭКОЛОГИЯ**

әр тоқсанда шығарылатын  
ғылыми-техникалық журнал

**№ 3**

# **ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЯ И ЭКОЛОГИЯ**

Ежеквартальный  
научно-технический журнал

АЛМАТЫ  
2009

## ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР

Т.М. Зейнуллин, канд. эконом. наук

## ЗАМЕСТИТЕЛИ ГЛАВНОГО РЕДАКТОРА

П.Ж. Кожаметов, канд. техн. наук; Н.И. Ивкина, канд. геогр. наук

### *Ответственный секретарь*

О.С. Галаева

### *РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ*

Р.Г. Абдрахимов, канд. техн. наук; М.Ж. Бурлибаев, доктор техн. наук;  
С.С. Байшоланов, канд. геогр. наук, В.В. Голубцов, канд. геогр. наук;  
С.А. Долгих, канд. геогр. наук; Ж.Д. Достай, доктор геогр. наук;  
Р.И. Гальперин, доктор геогр. наук; В.И. Ли, канд. техн. наук; Е.Ж. Муртазин,  
канд. геолого-мин. наук; Е.Ф. Морозова, канд. геогр. наук; В.П. Попова, канд.  
геогр. наук; В.Г. Сальников, доктор геогр. наук; О.Е. Семенов, канд. физ.-мат.  
наук; Б.С. Степанов, доктор геогр. наук; А.А. Турсунов, доктор техн. наук;  
Э.А. Турсунов, канд. геогр. наук, В.С. Чередниченко, доктор геогр. наук;  
С.П. Шиварева, канд. техн. наук; Р.К. Яфязова, доктор техн. наук;  
О.С. Галаева (компьютерная сборка, техническая редакция).

Переводы на казахский язык:

А.У. Ортбаева;

## ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЯ И ЭКОЛОГИЯ

### № 3 (54)

©

Журнал издается с 1995 года.

Регистрационное свидетельство

№ 1538 от 14 марта 1995 г.

---

*Адрес редакции:* 050022, Алматы,  
пр. Абая, д. 32, к. 415, 420  
*Телефон:* (7272) 55-84-06  
*E-mail:* caspian\_almaty@mail.ru  
<http://www.meteo.kz>

---

Подписано в печать

Формат бумаги 70 × 100/16. Печать офсетная. Бумага офсетная.

Объем 14,1 п.л. Тираж 500 экз. Заказ

Цена договорная.

---

Отпечатано в типографии «ИП Волкова».

Райымбека 212/1, оф. 319. Тел.: (7272) 330-03-12; 330-03-13

## СОДЕРЖАНИЕ

### НАУЧНЫЕ СТАТЬИ

<b>О.А. Анисимов, Е.Л. Жильцова, О.К. Захарова</b> Формы атмосферной циркуляции и распределение аномалий температуры воздуха и осадков: анализ для Центрально-Азиатского региона и возможности прогноза. ....	7
<b>А.В. Чердниченко</b> О методе оценки доступных водозапасах конвективной облачности на основе данных метеорологического радара. ....	22
<b>С.П. Шиварева, С.А. Долгих, Е.Е. Петрова, Б.С. Степанов, Р.К. Яфязова, В.И. Ли, В.В. Голубцов, В.П. Попова, Б.О. Баймагамбетов</b> Влияние изменения климата на водные ресурсы бассейнов озера Балхаш и Аральского моря. ....	36
<b>В.С. Чердниченко, Э.П. Кожаметова</b> Колебания климата в Иле-Балхашском бассейне и его связь с уровнем озера. ....	62
<b>Л.А. Ерисковская, Н.В. Пиманкина</b> Колебания климата и баланс массы ледника Туйыксу (Иле-Алатау). .	78
<b>Ю.А. Подрезова</b> Режим гроз в Иссык-Кульской котловине. ....	85
<b>А.Х. Ахмеджанов, А.Н. Искаков</b> Методика расчета массовых коэффициентов поглощения теплового излучения парниковыми газами в атмосфере по данным спутникового зондирования. ....	94
<b>О.Е. Семенов, Н.У. Бултеков, А.П. Шапов</b> Оценка состава песков песчаных массивов Актюбинской области.	100
<b>Г.Е. Глазырин, Н.З. Сагдеев</b> Оценка вероятности пересыхания малых низкогорных рек. ....	110
<b>А.А. Волчек, О.Н. Натарова</b> Оценка изменений внутригодового стока рек Беларуси по данным гидрометеорологических наблюдений. ....	118
<b>Г.Н. Трофимов</b> Расчет эмпирической обеспеченности максимальных расходов паводков.	131

<b>Б.С. Степанов, Р.К. Яфязова, В.В. Жданов</b>	
Водолеяные сели. К механизму формирования водолеяных конструкций. ....	143
<b>Ж.Қ. Турениязова, М.Ж. Бурлібаев</b>	
Іле өзенінің ластану деңгейі мен сапасына ақаба сулардың әсері.. .	153
<b>Е.Ж. Муртазин, Д. Макашева, Г. Ахмеджанов, О. Кошкина, Н. Селянинова</b>	
Состояние водных объектов по гидрохимическим показателям основных водно-болотных угодий Казахстана. . .	161
<b>Л.С. Толеубаева, Т.Е. Сорокина, А.З. Таиров, А.А. Аскарлов</b>	
Составление базы данных для интегрированного управления водными ресурсами в воссоздаваемых ветландах дельты Сырдарьи. .	176
<b>М.А. Ли</b>	
К вопросу борьбы с донными наносами на речных водозаборах. . .	185
<b>ОБЗОРЫ И КОНСУЛЬТАЦИИ</b>	
<b>П.К. Шингисова, Г.Н. Баспакова</b>	
О состоянии окружающей среды Республики Казахстан за 1-ое полугодие 2009 г. ....	191



## CONTENTS

### SCIENTIFIC ARTICLES

<b>O. Anisimov, E. Ziltcova, O. Zaharova</b> Modes of atmospheric circulation and spatial patterns of the air temperature and precipitation: predictive analysis for the Central Asia. . . . .	7
<b>A.V. CHerednichenko</b> About method of an estimation of accessible convective cloudy deposit of water on the meteorological radar data basis. . . . .	22
<b>S.P. Shivaryova, S.A. Dolgikh, E.E. Petrova, B.S. Stepanov, R.K. Yafyazova, B.H. Lee, V.V. Golubtsov, V.P. Popova, B.O. Baymagambetov</b> Influence of a climate change to the water resources of the Balkhash Lake and Aral Sea basins. . . . .	36
<b>V.S. CHerednichenko, E.P. Kozhakhmetova</b> Climate Fluctuation at the Ile-Balkhash basin and it's connection with lake level. . . . .	62
<b>L.A. Eriskovskaya, N.V. Pimankina</b> Climate fluctuations and mass-balance of the Tuksu glacier (Ile Alatau). . . . .	78
<b>Y.A. Podrezova</b> Thunderstorms on the territory of the Issyk-Kul hollow. . . . .	85
<b>A.H. Ahmedzhanov, A.N. Iskakov</b> Design procedure of mass factors of absorption of thermal radiation by green house gases in an atmosphere according to satellite sounding . . . . .	94
<b>O.E. Semenov, N.U. Bultekov, A.P. Shapov</b> Assessment of sand composition in Aktyubinsk oblast. . . . .	100
<b>G.E. Glazyrin, N.Z. Sagdeev</b> Estimation of a probability of the small low-mountain rivers drying. . . . .	110
<b>A.A. Volchek, O.N. Natarova</b> Estimation of Belarus rivers of an annual flow changes to hydrometeorological supervision according. . . . .	118
<b>G.N. Trofimov</b> Calculation of an empirical probability of the high waters maximal discharges. . . . .	131
<b>B.S. Stepanov, R.K. Yafyazova, V.V. Zhdanov</b> Ice-water-flows. Ice-water-construction formation mechanics. . . . .	143

<b>ZH.K. Turenijazova, M.ZH. Burlibayev</b>	
Influence of a sewage to a pollution level and water quality of the Ile River. ....	153
<b>Ye.Zh. Murtazin, D. Makhashova, G. Akhmedzhanov, O. Koshkina, N. Selyaninova</b>	
State of the water bodies by hydrochemical indices of the major Kazakhstan wetlands. ....	161
<b>L.S. Tolebaeva, T.E. Sorocina, A.Z. Tairov, A.G. Ascarov</b>	
Database creation for integrated water resource management in Syrdariya wetlands being recreated. ....	176
<b>M.A. Lee</b>	
To a question of a struggle against ground deposits at the river catchments.	185
<b>REVIEWS AND CONSULTATIONS</b>	
<b>P.K. SHingisova, G.N. Baspakova</b>	
About state environment pollution of the Republic of Kazakhstan in the first half-year 2009. ....	191

УДК 551.524.3:551.509.314(470)

**ФОРМЫ АТМОСФЕРНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ  
АНОМАЛИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА И ОСАДКОВ: АНАЛИЗ  
ДЛЯ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО РЕГИОНА И  
ВОЗМОЖНОСТИ ПРОГНОЗА**

Доктор геогр. наук

О.А. Анисимов

Е.Л. Жильцова

Канд. физ.-мат. наук

О.К. Захарова

Разработан метод оценки изменчивости температуры воздуха и осадков, использующий суперпозицию долгопериодной трендовой составляющей и составляющей, описывающей изменчивость на десятилетних интервалах с учетом преобладающих форм атмосферной циркуляции. Получены карты изменчивости зимних и летних температур воздуха и осадков в условиях преобладания каждой из трех форм атмосферной циркуляции в классификации Вангенгейма-Гирса. Обсуждаются полученные результаты для Центрально-Азиатского региона.

При оценке различных последствий изменений климата и перспективном планировании точность и возможность решения многих прогностических задач лимитируется отсутствием информации о пределах будущей изменчивости и статистической структуре полей метеоэлементов, в первую очередь температуры воздуха и осадков, на интервалах времени порядка одного-двух десятилетий. Гидродинамические модели, с помощью которых строят проекции климата на будущее, не могут реалистично описать последовательность состояний атмосферы и океана и воспроизвести их реальную циркуляцию на таких временных масштабах. Это ограничение является принципиальным и неустранимым для гидродинамических моделей, каждая из которых генерирует лишь один из возможных путей развития климата, и лишь осреднение ансамбля таких расчетов по большему интервалу, порядка 30 лет, дает результаты удовлетворительной достоверности.

До недавнего времени основные усилия по совершенствованию гидродинамических моделей были направлены на увеличение их пространственного разрешения, и в этом были достигнуты определенные успехи. Разрешение лучших глобальных моделей составляет менее 200 км. Получи-

ли развитие и региональные климатические модели с высоким, порядка нескольких десятков километров, разрешением [7, 8]. Вместе с тем вопрос об увеличении разрешения во времени климатических сценариев (было бы ошибочным подменять его временным шагом расчетов по моделям) оставался вне дискуссий. Как известно, расчеты по моделям погоды, по своей сути немногим отличающимся от климатических моделей, проводятся на период в несколько суток, после чего достоверность прогноза значительно уменьшается. При заблаговременности в десять и более дней достоверный прогноз получить невозможно из-за точек бифуркации климатической системы, в которых ее поведение может спонтанно меняться. Поэтому гидродинамические модели не могут воспроизвести или же предсказать реальную последовательность состояний атмосферы и океана и их циркуляцию на временных масштабах более нескольких суток. Это ограничение является принципиальным и неустранимым. Вместе с тем, модели могут от заданных начальных условий с шагом в несколько часов генерировать по детерминированным физически обоснованным алгоритмам некоторую последовательность сменяющих друг друга внутренне согласованных состояний атмосферы и океана, имитируя синоптические процессы. Такая имитация не претендует на прогноз синоптической обстановки в какой-либо конкретный период времени в будущем. Однако есть основания полагать, что при осреднении модельных результатов за интервал порядка 30 лет они приближаются к осредненным за такой же промежуток времени параметрам реальной климатической системы. При осреднении за меньший промежуток времени точность уменьшается и на десятилетнем интервале становится весьма низкой. В современной климатологии на таких временных масштабах принято говорить о климатической *изменчивости*. При общем понимании важности ее прогноза, необходимых для этого методов создано пока не было. Лишь относительно недавно появились первые работы, в которых выдвигается концепция «бесшовного» прогноза, т.е. такого построения гидродинамической модели и расчетов по ней, которое позволяет охватить все масштабы времени, от метеопрогноза на несколько дней, недель и месяцев, до прогноза (сценария) изменчивости в масштабах десятилетия и климатического сценария столетнего масштаба [9].

Между тем уже сейчас можно предложить метод прогностической оценки изменчивости климатических характеристик на одно-два десятилетия, в основе которого лежит синтез результатов, получаемых по гидродинамическим и эмпирико-статистическим моделям. Предлагаемый метод

использует суперпозицию долгопериодной трендовой составляющей рассматриваемых величин, определяемой расчетами по гидродинамическим моделям за достаточно продолжительные интервалы времени (порядка 100 лет), и составляющей, описывающей изменчивость на десятилетних интервалах с учетом преобладающих форм атмосферной циркуляции. Эта составляющая определяется на основе анализа данных наблюдений и эмпирико-статистического моделирования. Далее кратко излагаются принципы построения эмпирико-статистической модели полей температуры воздуха и осадков, учитывающей особенности атмосферной циркуляции, анализируются результаты расчетов по этой модели для Центрально-Азиатского региона и обсуждается возможность их применения для прогностической оценки изменчивости на период одно-два десятилетия.

В ряде предшествующих публикаций была представлена эмпирико-статистическая модель климата, при помощи которой были получены прогнозы среднегодовой температуры воздуха для регионов Северного полушария и сезонных температур для территории России и сопредельных государств [1, 2]. Напомним, что в основе этой модели лежит анализ взаимосвязи изменений глобальной  $T_{гл}(t)$  и региональных  $T_p(t)$  температур воздуха, осредненных за месяц, сезон или год. Глобальная температура выступает в качестве предиктора регрессионной модели; предполагается, что для заданных сценариев эмиссии парниковых газов ее прогноз может быть получен независимыми методами. Математический формализм такой модели отражает следующее уравнение:

$$T_p(t) = a_p \cdot T_{гл}(t) + b_p + n(t), \quad (1)$$

где  $a_p$  и  $b_p$  – коэффициенты линейной связи глобальной и региональной температуры воздуха;  $n(t)$  – слагаемое, учитывающее влияние стохастических факторов и процессов синоптического масштаба. Предполагается, что влияние синоптических процессов можно свести к минимуму путем скользящего временного осреднения рядов  $T_{гл}(t)$  и  $T_p(t)$  за период  $\Delta t_i = t_{i+1} - t_i$  порядка десятилетия, при этом:

$$\int_{t_i}^{t_{i+1}} n(t) dt \rightarrow 0. \quad (2)$$

В этом случае, полагая, что коэффициент  $b_p$  не зависит от времени, можно переписать уравнение (1) в следующем виде:

$$\Delta T_p(t_i) = a_p \cdot \Delta T_{zl}(t_i). \quad (3)$$

В уравнении (3)  $\Delta T_p$  и  $\Delta T_{zl}$  – изменения региональной и глобальной температуры воздуха за рассматриваемый промежуток времени порядка одного-двух десятилетий, линейный коэффициент  $a_p$  рассчитывается методом наименьших квадратов по длительным рядам наблюдений и характеризует региональную чувствительность климата к изменению глобально осредненной температуры воздуха на 1 °С. Дисперсию этого коэффициента  $\sigma_a$  можно рассматривать в качестве индикатора обоснованности эмпирической модели изменения температуры воздуха в данном регионе. Заметим, что аналогичный подход использовался в работе [6] с тем лишь различием, что значения региональной чувствительности среднегодовой температуры воздуха и ее дисперсии рассчитывались для всего Земного шара в узлах регулярной пространственной сетки  $5^\circ \times 5^\circ$ , при этом использовались наблюдения за период 1910...2005 гг.

Прогностическую силу эмпирико-статистической модели на десятилетнем масштабе времени можно значительно повысить, уменьшив неопределенность, связанную с влиянием синоптических процессов и выделив различные моды атмосферной циркуляции. Для каждой из мод можно установить пространственные закономерности распределения температуры и осадков и использовать их для анализа климатической изменчивости на интервалах порядка одного-двух десятилетий. Сами циркуляционные моды можно определить различными методами.

В современной климатологии большое распространение получили индексы, отражающие развитие аномалий циркуляции в атмосфере, рассчитываемые по данным давления на уровне моря и значениям геопотенциальной высоты изобарической поверхности 500 гПа. Наиболее известны индекс арктического, северо-атлантического, северо-тихоокеанского и южного колебания. Согласно многочисленным исследованиям, Северо-Атлантическое колебание в значительной степени определяет погоду (интенсивность и траектории циклонов и штормов, аномалии осадков и приземной температуры воздуха) в зимний сезон на акватории Северной Атлантики, в большинстве стран Европы, на европейской территории России, на Кавказе и на значительной части Центральной Азии.

Принципиально иные детальные классификации были разработаны более 60 лет назад Вангенгеймом и Гирсом [3] и независимо от них Дзердзеевским [4, 5]. В отличие от перечисленных индексов, рассчитываемых

по точечным данным, эти классификации основаны на анализе пространственных закономерностей распределения типичных барических образований во всем северном полушарии. По сути эти весьма близкие классификации в континууме состояний барического поля атмосферы выделяют типичные моды циркуляции, характеризующиеся различным соотношением зонального и меридионального переноса.

Классификация Б.Л. Дзердзеевского выделяет 4 группы циркуляции: I – зональная, когда блокирующие процессы отсутствуют и отмечаются одновременные выходы южных циклонов в двух-трех секторах полушария; II – группа нарушения зональности, когда при антициклоне на полюсе формируется один блокирующий процесс и 1...3 выходы южных циклонов в разных секторах; III – меридиональная северная группа, когда при антициклоне на полюсе отмечается 2...4 блокирующих процесса и столько же выходов южных циклонов; IV – меридиональная южная, когда наблюдается циклоническая циркуляция над Арктикой, которая определяется развитием циклонической деятельности на арктическом фронте и регенерацией на нем приходящих с юга в высокие широты окклюдированных циклонов.

Несколько иная классификация была разработана в 1930-е годы Г.Я. Вангенгеймом для атлантико-евразийского сектора и затем распространена А.А. Гирсом на все северное полушарие. Эта классификация учитывает распределение длинных волн в тропосфере и нижней стратосфере. В основе ее лежит понятие элементарного синоптического процесса, для которого в течение всего времени сохраняется знак аномалии барического поля и основные траектории движения воздушных масс. Было выделено 26 типов таких процессов, сгруппированных затем в 3 основные формы циркуляции, обозначаемые *W*, *E*, *C* (для американо-тихоокеанского сектора – *Z*, *M1*, *M2*). Форма циркуляции *W* – представляет собой слабо-возмущенный западный перенос («западная»), когда атмосферные волны малой амплитуды движутся в целом вдоль параллелей, а межширотный обмен ослаблен; при этом на севере умеренной зоны и в приполярных областях формируется отрицательная аномалия приземного давления, в то время как в южных районах умеренной зоны и в субтропиках происходит формирование области положительной аномалии приземного давления. Формы *E* («восточная») и *C* («меридиональная») представляют собой стационарные волны большой амплитуды, различным образом локализованные географически. При господстве обеих этих форм активизируется меридиональный перенос. При форме *E* хорошо развиты исландская и алеут-

ская депрессии, а их ложбины распространяются на северо- и юго-восток, азорский и гонолульский антициклоны смещены к западу, сибирский антициклон зимой, как правило, смещен к западу и ослаблен, субтропическая зона высокого давления расчленена, над Европой и западной частью Америки наблюдаются стационарные антициклоны или их гребни. При форме *C* локализация основных гребней и ложбин в целом обратна той, которая наблюдается при форме *E*: исландская и алеутская депрессии сильно заполнены и на их месте могут образовываться гребни субтропического максимума, субтропическая зона высокого давления расчленена, субтропические антициклоны смещены к северу, сибирский антициклон хорошо развит и зачастую сливается с полярным антициклоном, североамериканский циклон смещается в восточную часть Америки, над Европой и Западной Америкой формируются области пониженного давления, обусловленные преобладанием «ныряющих» циклонов [3].

Для установления зависимостей между атмосферной циркуляцией и пространственным распределением аномалий температуры воздуха и осадков были использованы данные суточного разрешения по формам циркуляции в классификации Вангенгейма-Гирса за период 1891...2008 гг. и данные месячного разрешения по температуре и осадкам 455 метеорологических станций, расположенных на территории бывшего СССР (архив Г.В. Грузы). По суточным данным о циркуляции были построены архивы повторяемости каждой из форм месячного и сезонного разрешения. Повторяемость здесь и далее определяется как отношение суммарного числа дней с данной формой циркуляции к общему числу дней в рассматриваемый период (месяц или сезон), выраженное в процентах. На рис. 1 представлены графики временного хода повторяемости каждой из трех циркуляционных форм *W*, *E* и *C* для зимы и лета.

На графиках отчетливо прослеживаются изменения векового хода форм циркуляции за последние 40 лет как в зимний, так и в летний сезоны. С начала 1970-х годов имело место заметное увеличение повторяемости формы *W*. Зимой увеличение было более сильным, чем летом, повторяемость выросла с 20 % почти до 60 %, однако в начале 2000-х наметилась явная тенденция к понижению.



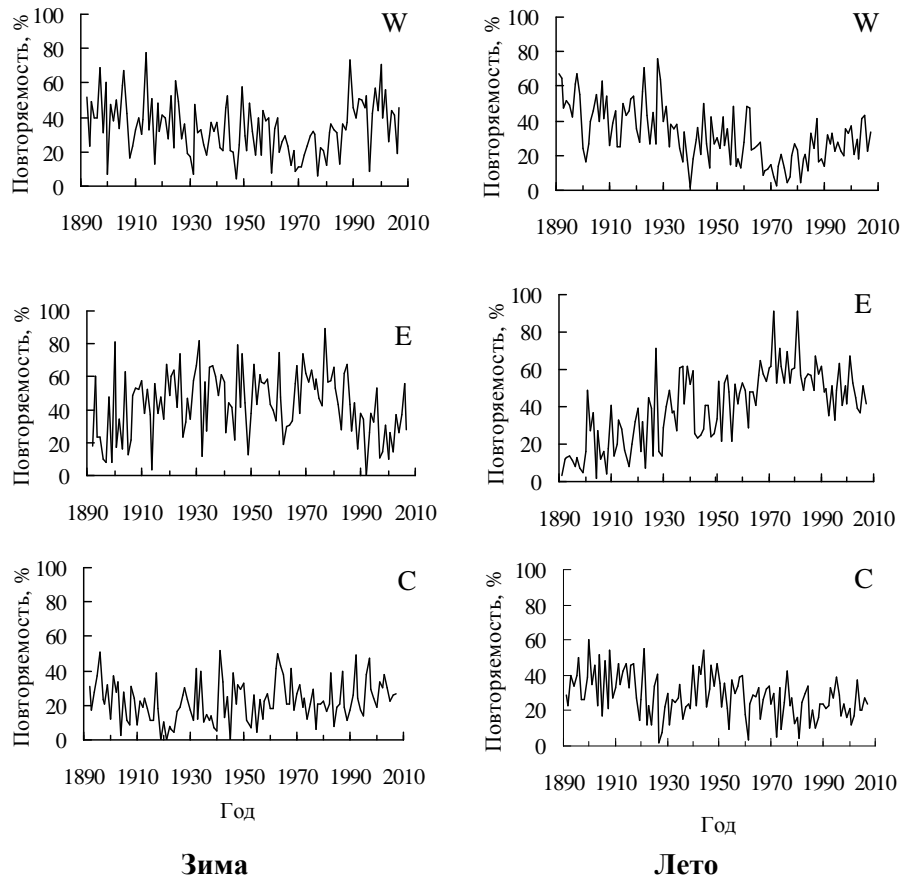


Рис. 1. Временные ряды повторяемости (суммарной продолжительности) для каждой из трех циркуляционных форм W, E и C в процентах от продолжительности рассматриваемого периода для зимы и лета.

В точности противофазные изменения повторяемости отмечены для формы E. Повторяемость формы C в целом много ниже, чем любой другой, в среднем за сезон она составляет около 20 %, при этом с 1970-х годов имело место увеличение повторяемости этой формы в зимний период. В летний сезон изменения повторяемости каждой из циркуляционных форм были схожи с зимними, но меньшими по величине. Отметим, что при сезонном осреднении графики повторяемости каждой из форм значительно более сглаженные, чем при месячном. Так, на всем рассматриваемом периоде можно выделить лишь 8 лет, в которые повторяемость формы W в среднем за зиму превышала 60 %, при месячном осреднении число таких лет для января составляет 17. При уменьшении порога до 50 % эти цифры составляют, соответственно 20 и 31 год. Из отдельных лет, характеризующихся преобладанием

в рассматриваемый период (месяц или сезон) какой-либо одной формы циркуляции, можно составить дискретные ряды наблюдений, на основе которых проводить дальнейший анализ полей метеоэлементов. Предварительно из полного ряда наблюдений необходимо удалить тренды, обусловленные долгопериодными климатическими изменениями.

Основопологающей гипотезой эмпирико-статистической модели является предположение о том, что каждой из циркуляционных форм соответствует вполне определенная и достаточно устойчивая картина распределения аномалий температуры воздуха и осадков, осредненных за отдельные месяцы или сезоны года. Для проверки этой гипотезы использовались дискретные ряды лет, в которые длительность какой-либо одной циркуляционной формы в заданный месяц или сезон превышала 50 %. Был также рассмотрен ряд оставшихся лет, когда ни одна из форм циркуляции не преобладала. Такие ряды были составлены для каждого из 12 месяцев, а также для зимнего и летнего периодов. По ним были рассчитаны аномалии температуры воздуха и атмосферных осадков по отношению к нормам за период 1961...1990 гг. Карты аномалий температуры для января и июля для Центрально-Азиатского региона представлены на рис. 2. Месячная дискретизация была выбрана для того, чтобы обеспечить достаточную продолжительность рядов с преобладанием каждой из циркуляционных форм. В январе ряд для *W* составил 32 года, для *E* – 39 лет, для *C* – 10 лет; в июле, соответственно, *W* – 14 лет, *E* – 47 лет и *C* – 26 лет. На картах можно выделить различающиеся для трех форм циркуляции картины пространственного распределения аномалий температур и осадков на рассматриваемой территории. Отметим, что выделенные по месячным данным закономерности характерны также и для сезонов в целом, которые они представляют, однако при сезонном осреднении продолжительность некоторых дискретных рядов весьма невелика, что затрудняет анализ.

В январе (рис. 2) при циркуляции *W* вся Центрально-Азиатская территория, исключая восточную часть Киргизии и юг Таджикистана, охвачена положительной температурной аномалией. Ее величина максимальна в северной и северо-западных частях Казахстана, достигая 3 °С и более, и убывает в юго-восточном направлении, составляя 1...3 °С в центральной части Казахстана, 1...2 °С в Узбекистане и Туркмении и менее 1 °С на юго-востоке Казахстана, в Киргизии и Таджикистане.

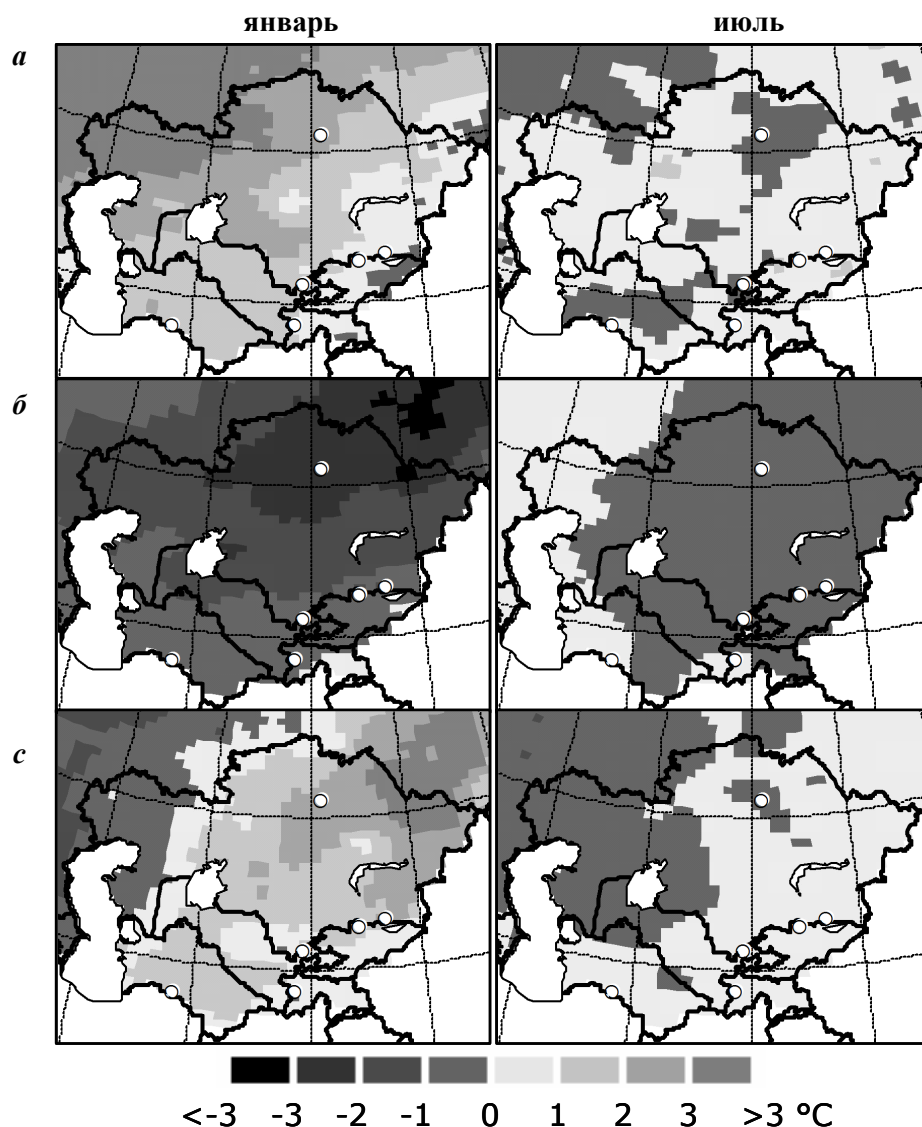


Рис. 2. Аномалии температуры воздуха ( $^{\circ}\text{C}$ ), по отношению к норме 1961...1990 гг., для дискретных рядов лет с преобладанием каждой из форм циркуляции: а – W, б – E, с – С.

При циркуляции E картина полностью противоположна, т.е. январские температурные аномалии на всей рассматриваемой территории отрицательны, убывая по абсолютной величине в направлении с севера на юг от  $-3^{\circ}\text{C}$  в центральной части северного Казахстана до  $-1^{\circ}\text{C}$  и менее в Туркмении, в центральной и южной частях Узбекистана, в Таджикистане и в Киргизии. При форме циркуляции С на всей Центрально-Азиатской территории за исключением западной части Казахстана январские аномалии по-

ложительны, их пространственное распределение зеркально симметрично имеющему место при форме *W*. Аномалии температуры достигают наибольшей величины, более 3 °С, на западе Казахстана, убывая к востоку и юго-востоку. В восточной части Казахстана имеется слабая отрицательная аномалия до -1 °С.

В июле поле температурных аномалий гораздо более однородно, прежде всего вследствие меньшей изменчивости температуры в летний период. Абсолютная величина аномалий не превышает 1 °С, однако и здесь можно заметить циркуляционно обусловленные различия. Так, при циркуляции *W* большая часть рассматриваемой территории охвачена слабой положительной аномалией, за исключением центральной части северного Казахстана и Туркмении. При форме *E* имеет место противоположная картина, почти вся территория охвачена слабой отрицательной температурной аномалией, за исключением восточной части, где аномалия слабая положительная. При форме *C* картина почти полностью противоположна наблюдаемой при форме *E*. В итоге на протяжении года сохраняется достаточно устойчивый характер пространственного распределения температурных аномалий, связанных с каждой из циркуляционных форм, при этом наибольшая контрастность по величине аномалий имеет место в январе, а наименьшая – в летние месяцы.

Сравнение полученных результатов дает возможность оценить средние показатели изменчивости температуры воздуха при смене циркуляционных форм. На рис. 3 приведены карты амплитуды таких изменений, определяемой как наибольшая разность месячных аномалий температуры, соответствующих различным парам мод атмосферной циркуляции (т.е. наибольшие разности между парными сочетаниями карт на рис. 2). Видно, что изменчивость температуры, обусловленная сменой циркуляционных форм, имеет явно выраженный сезонный ход и географическое распределение. Амплитуда таких изменений максимальна зимой, достигая 5...6 °С на севере Казахстана, превышая 7 °С в крайней северо-восточной части и уменьшаясь до 3...4 °С на юге рассматриваемой территории. Летом амплитуда мала, перепады температуры при смене циркуляционных форм не превышают 1 °С практически на всей территории и лишь на востоке и западе Казахстана возрастают до 2 °С.

Что касается осадков, их распределение имеет более мозаичный характер, однако и здесь связь с типом циркуляции прослеживается (рис. 4). В январе при преобладании форм *W* и *E* аномалии имеют разные

знаки и относительно невелики, в то время как при форме *C* большая часть территории охвачена положительной аномалией, в ряде районов Казахстана она достигает 10...15 мм/мес, причем это характерно для всех сезонов года, кроме летнего.

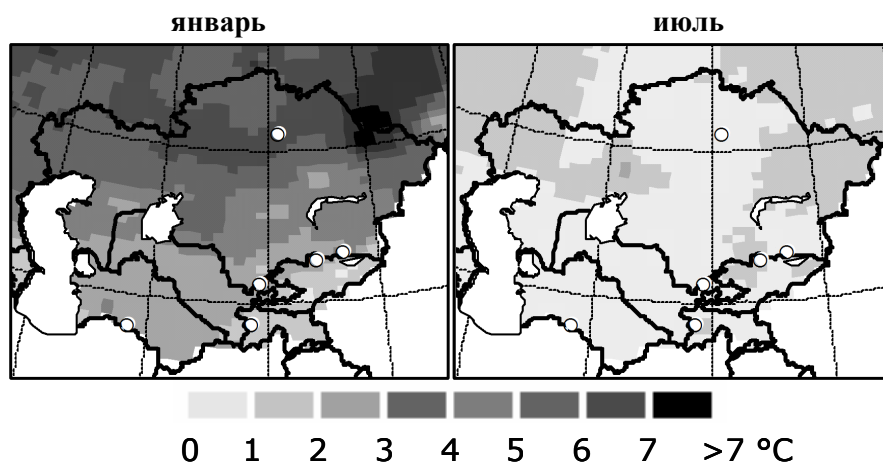


Рис. 3. Амплитуда изменений температуры воздуха, обусловленная преобладанием разных форм циркуляции.

В июле при форме *W* положительные аномалии осадков усилены, в восточных и западных районах Казахстана они превышают 15 мм/мес. При форме *E* слабая положительная аномалия охватывает весь Казахстан, Киргизию и южную часть Туркмении, на остальной территории аномалия имеет небольшую отрицательную величину. При форме *C* вся восточная и юго-западная части рассматриваемой территории охвачены отрицательной аномалией осадков, величина которой увеличивается в северо-восточном направлении, достигая в отдельных районах – 15 мм/мес.

По аналогии с амплитудой изменчивости температурного поля, можно рассчитать контрастность выпадения осадков при смене форм атмосферной циркуляции. Результаты таких расчетов представлены на рис. 5. В январе изменчивость осадков, обусловленная сменой циркуляционных форм, на всей рассматриваемой территории невелика, амплитуда редко превышает 15 мм/мес. Наибольшая контрастность амплитуды изменений осадков при сменах циркуляционных форм наблюдается в апреле в восточных и южных районах Казахстана, на северо-востоке Киргизии и в центральных районах Узбекистана.

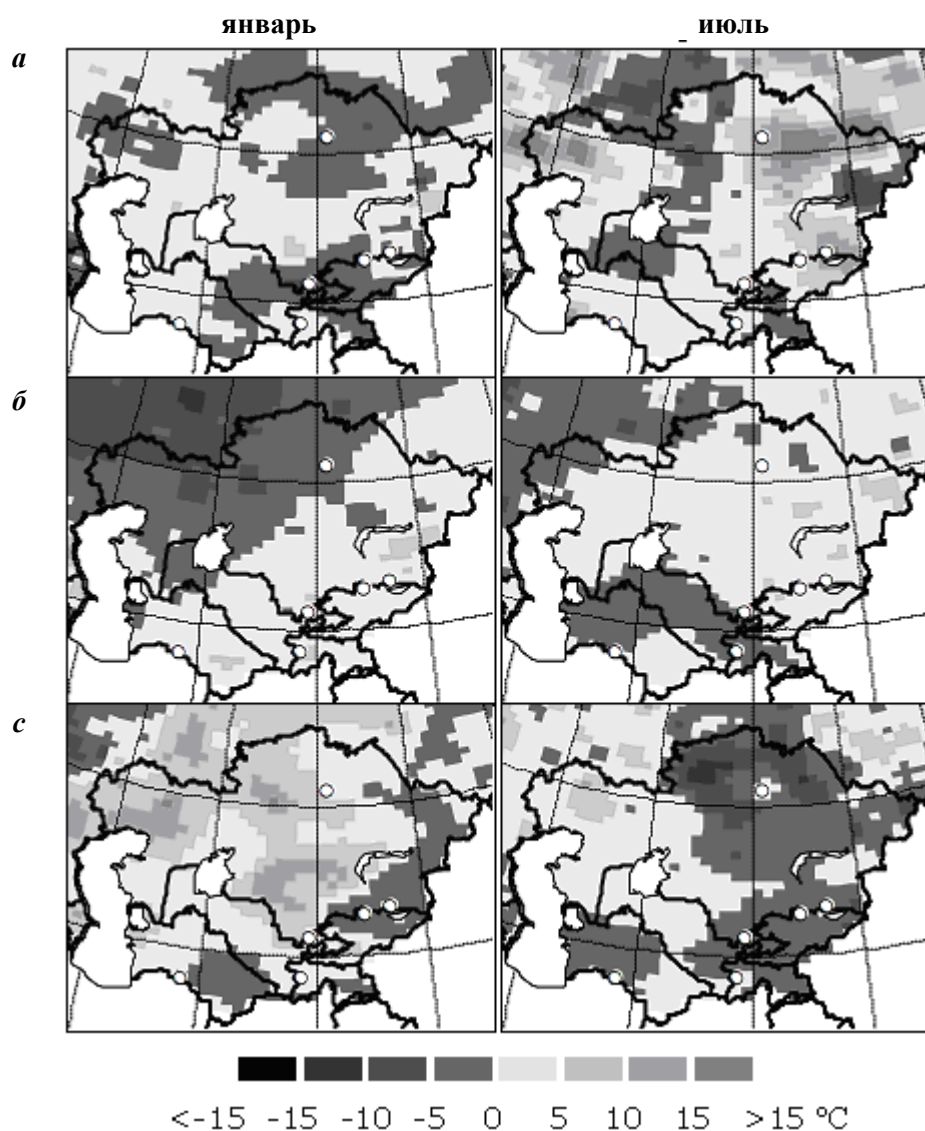


Рис. 4. Аномалии количества осадков (мм), по отношению к норме 1961...1990 гг., для дискретных рядов лет с преобладанием каждой из форм циркуляции: а – W, б – E, с – C.

В заключение отметим возможность применения полученных результатов в прогностических целях для оценки климатической изменчивости на интервалах времени порядка одного-двух десятилетий. На таком временном интервале наряду с процессами синоптического масштаба, воздействие которых на поля температуры и осадков обобщенно отражено на представленных выше картах, может оказывать воздействие долгие-

риодная составляющая изменения климата. Ее можно оценить при помощи гидродинамического моделирования и на относительно небольшом интервале времени характеризовать линейным региональным трендом. Вместе с тем, даже при самых агрессивных сценариях эмиссии парниковых газов, обусловленные долгопериодными трендами приращения температуры и осадков на десятилетнем интервале значительно меньше аномалий, определяемых циркуляционными факторами. По этой причине они вносят малый вклад в общую изменчивость.

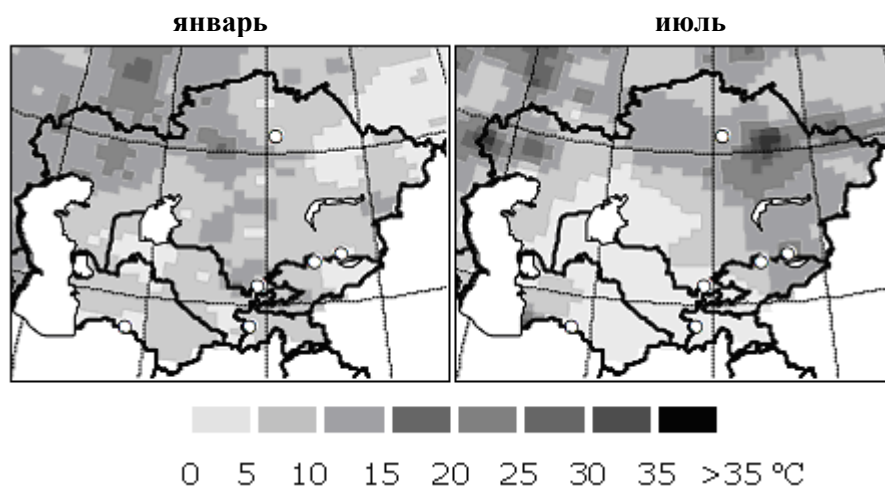


Рис. 5. Амплитуды изменения количества осадков (мм), обусловленные преобладанием разных форм циркуляции.

Проводя параллель с традиционной прогностической климатологией, можно говорить о различных сценариях климатической изменчивости, принимая во внимание, что имеются три основные источника неопределенности. Первые два из них связаны со сценариями эмиссии парниковых газов и выбором гидродинамической модели или ансамбля моделей. Они влияют на долгопериодную составляющую. По указанной выше причине эти неопределенности не сказываются заметным образом на прогнозе климатической изменчивости десятилетнего временного масштаба. Иного рода неопределенность связана с соотношением повторяемости различных форм циркуляции при изменении климата, прогнозировать которую на десятилетние интервалы времени можно лишь экстраполяционными методами, используя данные за предшествующий период. Так, например, после 1980-х годов происходило увеличение повторяемости формы циркуляции *W* и уменьшение формы *E*, при этом форма *C* также росла, но оставалась заметно ниже первых двух (см. рис. 1). Это дает основание полагать, что в ближайшее де-

десятилетие в полях аномалий температур и осадков будут преобладать закономерности, выявленные для формы  $W$  при том, что максимальные отличия от такого режима можно оценить, используя карты на рис. 3 и 5. В совокупности, полученные результаты позволяют оценить вероятности превышения температурой воздуха и осадками заданных пределов в ближайшие одно-два десятилетия, что существенно расширяет возможности оценки последствий изменений климата.

Авторы выражают признательность сотрудникам отдела долгосрочных прогнозов Арктического и Антарктического института Росгидромета за предоставление данных о формах атмосферной циркуляции. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, гранты 07-05-00209 и 09-05-13544.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анисимов О.А., Белолуцкая М.А. Современное потепление как аналог климата будущего. // Физика атмосферы и океана. – 2003. – № 2. – С. 211 – 221.
2. Анисимов О.А., Лобанов В.А., Ренева С.А. Анализ изменений температуры воздуха на территории России и эмпирический прогноз на первую четверть 21 века. // Метеорология и гидрология. – 2007. – № 10. – С. 20 – 30.
3. Гирс А.А. Основы долгосрочных прогнозов погоды. –Л.: Гидрометеиздат, 1960. – 216 с.
4. Дзердзеевский Б.Л. Циркуляционные механизмы в атмосфере Северного полушария в 20 столетии. – М.: Наука, 1968. – 197 с.
5. Дзердзеевский Б.Л. Общая циркуляция атмосферы и климат. Избранные труды. – М.: Наука, 1975. – 287 с.
6. Семенов С.М., Израэль Ю.А., Груза Г.В., Ранькова Э. Изменения глобальной температуры и региональные риски при некоторых стабилизационных сценариях антропогенной эмиссии диоксида углерода и метана. / Изменения климата: влияние внеземных и земных факторов. Под ред. Лаврова Н.П., Коваленко В.И., Собисевича А.Л. – М.: ИФА РАН, 2008. – С. 24 – 37.
7. Школьник И.М., Мелешко В.П., Гаврилина В.М. Валидация региональной климатической модели ГГО. // Метеорология и гидрология. – 2005. – № 1. – С. 14 – 27.
8. Школьник И.М., Мелешко В.П., Катцов В.М. Региональная климатическая модель ГГО для территории Сибири. // Метеорология и гидрология. – 2007. – № 6. – С. 5 – 18.
9. Toth Z., Pena M. and Vintzileos A. Bridging the Gap between Weather and



Государственный гидрологический институт, Россия, г. Санкт-Петербург

**АТМОСФЕРАЛЫҚ ЦИРКУЛЯЦИЯНЫҢ ТҮРЛЕРІ ЖӘНЕ АУА  
ТЕМПЕРАТУРАСЫ МЕН ЖАУЫН-ШАШЫН АУЫТҚУЛАРЫНЫҢ  
ТАРАЛУЫ: ОРТАЛЫҚ АЗИЯ АЙМАҒЫНА АРНАЛҒАН ТАЛДАУ  
МЕН БОЛЖАМ МҮМКІНДІГІ**

**Геогр. ғылымд. О.А. Анисимов  
докторы**

**Е.Л. Жильцова**

**Физ.-мат. ғылымд. О.К. Захарова  
канд.**

*Ұзақ кезеңдегі трендтің, сонымен қатар атмосфералық циркуляцияның басым түрлерін ескере отырып, онжылдық аралықтағы өзгерістерді сипаттауға мүмкіндік беретін құрамдас бөліктердің суперпозициясын пайдалана отырып ауа температурасы мен жауын-шашынның өзгеріштігін бағалау әдісі әзірленді. Вангенгейм-Гирс жіктелуіндегі атмосфералық циркуляцияның үш түрінің әрқайсысы басым болған жағдайдағы, қыс және жаз айларындағы ауа температурасы мен жауын-шашынның өзгеру карталары жасалынды. Орталық Азия аймағына арналған талдау нәтижелері талқыланады.*

УДК 551.509.616

**О МЕТОДЕ ОЦЕНКИ ДОСТУПНЫХ ВОДОЗАПАСОВ  
КОНВЕКТИВНОЙ ОБЛАЧНОСТИ НА ОСНОВЕ ДАННЫХ  
МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО РАДАРА**

Канд. геогр. наук А.В.Чередниченко

*Предлагается метод оценки доступных водозапаса конвективной облачности на основе данных регулярных наблюдений метеорологического радара. В качестве примера расчета по предлагаемому методу оценены водозапасы района Костаная за июль, которые оказались значительными.*

Проблема влияния активных воздействий на облачность с целью вызывания дополнительного количества осадков, является одной из сложнейших в науке. В то же время это одна из самых актуальных задач современности. Актуальность её возрастает в связи с уже признанным научной общественностью фактом потепления климата, которое для внутриконтинентальных районов, к коим относится и Казахстан, сопровождается уменьшением количества осадков [1, 10, 12, 17]. В этих условиях оценка облачных ресурсов актуальна, особенно для Северного Казахстана, являющегося одним из основных сельскохозяйственных районов страны.

Попытаемся оценить облачные ресурсы, используя имеющуюся в нашем распоряжении информацию метеорологических радаров (МРЛ) об облаках. Она достаточно информативна, регулярная и полная [16]. Её полнота не зависит от погодных условий и времени суток. С другой стороны информация МРЛ очень специфична. Это проявляется, прежде всего, в том, что с некоторого расстояния от локатора вероятность обнаружения всех типов облачности уменьшается. Имеются и другие особенности.

Как нами было показано ранее, осадки теплого периода в Северном Казахстане имеют фронтальную природу и ливневой характер [19, 20, 21]. Соответственно наш интерес связан с водозапасами конвективных облаков. Именно такие облака являются наиболее распознаваемым объектом для метеорологического радара. Облака типа кучевые мощные (Cu congestus) и кучево-дождевые (Cb) уверенно обнаруживаются в радиусе 200 км, а часто и до 300 км [16]. Мы, однако, ограничимся наблюдениями в радиусе 100 км, где МРЛ обнаруживает практически все конвективные облака. Кроме данных

МРЛ воспользуемся также результатами экспериментальных и теоретических исследований о водности различных типов облаков, физических размерах потенциально пригодных для воздействия облаков, их пространственном и временном распределении, о количестве осадков и др. [2, 3, 4, 6, 23, 24, 26]. Такие данные были накоплены в пятидесятые – семидесятые годы, когда самолетные исследования были доступны, а интерес к физике облаков, как объекту активного воздействия, – высоким. В последующие годы происходило уточнение и дополнение собранных ранее данных [7, 8].

В настоящее время считается, что пока «не существует таких данных, анализ которых с достаточной надежностью позволил бы оценить количество облаков в том или ином районе, из которых можно вызывать дополнительные осадки» [15]. Действительно, для активных воздействий выбираются отдельные облака, появляющиеся над полигоном, а результаты воздействия ценят по количеству осадков в сравнении с контрольной площадкой [2, 4, 6, 7, 8, 15, 23, 24, 26]. Общее же количество облаков, в регионе, пригодных к активному воздействию, и общие водозапасы в них из-за не разработанности подходов к проблеме и недостатка информации не поддаются учету. Так, регулярные наблюдения за облачностью на метеорологических станциях, по мнению Н.Ф. Гемгольца, который много занимался данной проблемой, «дают лишь грубое приближение к оценке количества и формы облаков и водозапасов в них» [5].

Остановимся на результатах экспериментальных и теоретических исследований других авторов, которые использовались в исследовании. Основные особенности географического распределения водности по территории СССР были рассмотрены в [6]. В течение всего года наибольшие значения водности облаков всех форм имеют место над Западным Кавказом, центральной частью европейской территории России (ЕТР) и предгорными районами Средней Азии. Низкие значения водности – над Прибалтикой, Западным и Восточным Казахстаном, Уралом. Наименьшие значения водности облака имеют место над Сибирью и Казахстаном.

Летом, однако, область повышенных значений водности располагается над средними широтами ЕТР и Сибири, т.е. практически над Северным Казахстаном. Севернее и южнее этой полосы водность понижена. У Л.С. Дубровина эта особенность объясняется тем, что оптимальное сочетание температуры и влажности имеет место в средней широтной полосе, а южнее из-за низкой относительной влажности водозапасы ниже [6].

Согласно [2, 4, 6, 10, 12, 23, 24, 26] в конвективных облаках влажность плавно увеличивается с высотой, начиная от нижней границы облака, достигает максимальных значений на 0,83 Н, а затем плавно уменьшается. Распределение влажности в облаке с высотой аппроксимируется  $\beta$ -распределением. На основе 1300 измерений в [2] приведены осредненные значения средней и максимальной влажности в зависимости от мощности конвективного облака (табл. 1).

Таблица 1  
Средние и максимальные значения влажности в конвективных облаках [2]

Влажность, г/м <sup>3</sup>	Мощность, км							
	1,0...1,5	1,5...2,0	2,0...2,5	2,5...3,0	3,0...3,5	3,5...4,0	4,0...4,5	4,5...5,0
Средняя	0,37	0,53	0,73	0,88	0,94	1,15	1,37	1,50
Максимальная	0,84	1,34	1,77	2,17	2,47	2,95	3,07	4,0

Объем конвективного облака с учетом его среднего диаметра равен:

$$V = \frac{\pi \bar{d}^2}{4} \cdot \Delta H, \quad (1)$$

где  $\bar{d}$  – средний диаметр облака,  $\Delta H$  – его мощность. МРЛ, однако, позволяет получать данные о диаметре облака только в ближней зоне и то при условии, что вертикальный разрез облака в ближней зоне был соответственно скорректирован по наблюдениям в дальней зоне [16]. Такая возможность согласно тому же [16] имеется. В то же время данные наблюдений в ближней зоне наиболее информативны. Оказывается, что между мощностью облака и диаметром его основания (или средним диаметром) существует хорошая корреляция. Разные исследователи с учетом всех упрощений предлагают следующее соотношение для вычисления объема облака  $V$  [5, 14, 15, 22]:

$$V = 0,82 \Delta H^2. \quad (2)$$

Поскольку метеорологический радар измеряет высоту верхней границы радиоэха достаточно надежно, то данное соотношение представляет интерес. Однако, в нашем случае имеется обширный материал наблюдений в ближней зоне и поэтому для расчетов объема облака мы воспользуемся формулой (1), а справедливость уравнения (2), которое является эмпирическим, проверим на нашем материале с целью ее уточнения для нашего региона.

Следующим моментом, который необходимо решить, это уточнение параметров облаков, которые мы будем включать в потенциально доступные для активных воздействий.

Эксперименты на полигоне УкрНИГМИ в районе Кривого Рога [15], а также исследования [14, 22] показали, что при мощности облаков 2,1 км и менее воздействием твердой углекислоты не удавалось вызвать искусственные осадки, доходящие до земли. При мощности облака 3,6 км и более осадки выпадали во всех случаях воздействий. При мощности переохлажденной части облака 2,2 км и более осадки во всех случаях воздействий имели место. В интервале величин переохлажденной части облака 0,61...2,2 км вероятность эффекта возрастает от 25 до 70 %. Соответственно, из облаков объемом 4,5 км<sup>3</sup> и меньше вызвать искусственные осадки не удавалось. При увеличении объема до 21 км<sup>3</sup> вероятность осадков возрастает до 46 %, а при большем объеме осадки выпадали во всех случаях воздействий. Согласно [5, 6, 14, 15, 22], крайние значения параметров, при которых можно ожидать выпадения осадков в 100 % случаев при воздействии на них, следующие:

- температура на уровне засева -12 °С и ниже;
- общая мощность облака,  $\Delta H \geq 3,6$  км;
- мощность переохлажденной части,  $\Delta H \geq 2,2$  км;
- общий объем облака  $> 21$  км<sup>3</sup>.

У разных авторов критические величины, обеспечивающие выпадение осадков, различаются незначительно. Возможно правильно было бы ставить вопрос о водозапасах всех конвективных облаков независимо от их параметров и вероятности выпадения осадков. Но, предложенный нами метод, базируется на данных метеорологического радара, который «не видит» зарождающиеся и диссипирующие облака, оставляя только те, которые лучше всего подходят для воздействий. Как раз этот «недостаток» радара мы считаем ценным при использовании его данных в оценке водозапасов.

В работах разных авторов оцениваются водозапасы отдельно взятых облаков. Повторяемость таких облаков, их пространственное распределение остаются неизвестными. Одна из попыток сделать такие оценки по данным метеорологического радара изложена в работе В.Д. Степаненко, которая, однако, до метода не доведена [18].

Подход к оценке водозапасов конвективной облачности, который мы применили, имеет следующие особенности. Поскольку пространственная изменчивость ливневых осадков и конвективной облач-

ности велика, то мы попытались осуществить осреднение и облачности и водности по площади.

Повторяемость конвективной облачности оценивалась нами по 32 квадратам в радиусе 100 км от радара, а затем вычислялась средняя повторяемость в этой зоне. В радиусе до 100 км радар обнаруживает практически все  $Cu\ cop.$  и  $Cb$ , а средняя повторяемость за месяц представлялась убедительной характеристикой, свободной от влияния орографических особенностей. Свободным от такого влияния представлялось и среднее количество осадков за месяц, зафиксированные метеостанциями в этой зоне. Впрочем, для расчета среднего количества осадков были использованы данные метеостанций, расположенных и несколько дальше (до 120 км), чем 100 км, что обусловлено редкой метеорологической сетью. Это станции Урицкий, Рудный и Федоровский зерновой совхоз.

Такие характеристики как диаметр в нижней и верхней части облаков, радиолокационная отражаемость на трех уровнях, определялись только в ближней зоне, т.е. в радиусе до 40 км. Предполагалось, что эти величины будут характерными и для зоны радиусом 100 км.

В табл. 2 представлены результаты расчетов водозапаса для июля 1980 г. В этот год осадков выпало ниже нормы. Можно видеть, что конвективная облачность имела место во все сроки, но минимум ее (4 случая) отмечался в 00 ч МСК, а максимум в 12 и 15 ч МСК. Общее количество случаев такой облачности за месяц за все сроки в среднем насчитывает 48 случаев на квадрат территории  $30 \times 30$  км, что достаточно много (строка 1 табл. 2). Правда М. Драгинис, Г.Ф. Приходько и Н.Ф. Гельмгольц назвали повторяемость слишком условной мерой ресурсов, поскольку нет конкретных характеристик облачности [5, 15, 26]. Однако МРЛ такие характеристики дает. Во второй строке табл. 2, приведена средняя вертикальная мощность облаков по срокам. Мощность облаков в среднем даже в ночные сроки представляется достаточно значимой, что частично обусловлено и принятой методикой наблюдений: в квадратах  $30 \times 30$  км определяется высота верхней границы самого высокого облака. Сравнение этой характеристики с данными ближней зоны показало, что различия невелики.

Средняя мощность облачности во все сроки такова, что согласно [2, 11, 15], для всех сроков следует брать водность  $1,5 \text{ г/м}^3$  (см. табл. 1). Радиолокационная отражаемость на трех уровнях тоже указывает на значительную водность облаков, особенно на уровне нулевой изотермы (табл. 3).

Таблица 2

Результаты расчетов водозапаса конвективной облачности в районе Костаная в июле

№ пп	Параметр	Срок наблюдения, мск								Сумма	Среднее
		00	03	06	09	12	15	18	21		
1	Повторяемость (число случаев)	4	5	6	7	8	8	5	5	48	6,0
2	Мощность, км	6,0	7,1	7,8	6,7	7,8	8,8	9,9	9,6	63,1	7,9
3	Водность г/м <sup>3</sup>	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5
4	Водозапасы на единицу площади основания, г/м <sup>3</sup>	9,0	10,2	12,0	10,1	11,7	12,3	14,9	14,4	94,6	11,8
5	Суммарные водозапасы за все случаи, г/м <sup>3</sup>	36,0	51,0	72,0	70,7	93,6	98,4	74,5	72,0	568,2	
6	Средний диаметр основания облака, км	6,7	7,6	7,9	6,8	7,9	8,6	10,0	10,0	66,5	8,3
7	Средняя площадь оснований облаков, км	36,8	47,4	52,6	38,1	52,6	58,2	82,3	82,3	450,3	56,3
8	Суммарная площадь оснований (S), км <sup>2</sup>	147,2	230,0	315,6	266,7	420,8	465,6	411,5	411,5	2678,9	334,9
9	Отношение S/900	0,16	0,26	0,35	0,30	0,47	0,52	0,45	0,45	2,96	0,37
10	Средние водозапасы, мм	5,9	16,4	24,8	20,8	44,6	51,8	33,9	32,7	230,9	
11	Среднее количество осадков	-	-	-	-	-	-	-	-	31,0	-
12	Водозапасы, мм	-	-	-	-	-	-	-	-	199,9	-
13	Коэффициент влагогенерирующей способности, k	-	-	-	-	-	-	-	-	0,134	-

изотермы  $-22\text{ }^{\circ}\text{C}$  средняя радиолокационная отражаемость превышает отражаемость на уровне нулевой изотермы только в сроки от 12 до 18 ч мск, т.е. в период наибольшей интенсивности конвекции. Водность для всех сроков  $1,5\text{ г/м}^3$  представлена в следующей, третьей строке, табл. 2. Далее, в следующей четвертой строке, нами рассчитаны средние водозапасы на единичную площадь, как произведение средней мощности облаков на среднюю водность. Ниже, в строке 5, приводятся расчеты той же водности, но умноженные на число случаев по срокам.

Анализ диаметра радиоэха в нижней и в верхней части показал, что в июле радиоэхо конвективных облаков имеет почти цилиндрическую форму. В нижней части диаметр, в среднем равен  $8,3\text{ км}$ , а в верхней –  $8,4\text{ км}$ . Эти величины, кстати, очень близки к средней мощности радиоэха –  $7,9\text{ км}$ . В строке 6 приведен средний диаметр радиоэха по срокам: он наименьший в утренние часы:  $6,7\dots 7,9\text{ км}$ , а наибольший в вечерние и ночные:  $8,6\dots 10,0\text{ км}$ .

Таблица 3

Радиолокационная отражаемость по срокам на трех уровнях в ближней зоне в июле 1980 г. М Костанай

Уровень	Срок наблюдения, мск							
	00	03	06	09	12	15	18	21
H1	0,62	0,40	0,78	0,63	0,88	0,20	0,54	1,25
H2	0	0,19	0,49	0,95	0,95	0,43	0,46	0,73
H3	0,90	-	0,41	0,94	1,19	0,81	0,90	0,57

Проверим справедливость формулы (2) на нашем материале. Для этого, используя средние данные о площади основания и мощности радиоэхо, вычислим по (1) объем облака:

$$V = \overline{\pi R^2} \cdot \bar{H} = \bar{S} \cdot \bar{H} = 54,2 \cdot 7,9 = 444,8\text{ км}^3$$

Из формулы (2) найдем коэффициент, обозначив его через  $A$ :

$$V = \bar{A} \cdot \bar{H}^2,$$

$$A = 0,87.$$

Таким образом, считая, что соотношения параметров кучевых облаков, найденные нами для ближней зоны, приемлемы и для облаков в радиусе до  $100\text{ км}$ , для июля мы могли бы находить их объем по формуле:

$$V = 0,87 \cdot H^2. \quad (3)$$

В следующей, седьмой строке, приведены средние площади оснований облаков по срокам, которые изменяются от  $37$  до  $82\text{ км}^2$ , а в восьмой – эти же площади, умноженные на число случаев.



Выше, в строке 4, мы рассчитали водозапасы, на единицу площади основания облака, исходя из предположения, что все осадки выпадут на эту площадь, а с учетом повторяемости – на суммарную площадь оснований всех облаков, находившихся в квадрате 30×30 км (строка 8). На самом же деле следует считать, что они выпадут на всю площадь 30×30 км. Поэтому найденные водозапасы на единицу площади основания  $S$ , должны быть пересчитаны на всю площадь 30×30 км через коэффициент  $\frac{S}{900}$ , приведенной в строке 9. Физически это означает, что количество водозапасов и осадков, принесенных извне в квадрат 30×30 км, приравнивается количеству водозапасов, унесенных за пределы этого квадрата. А в пределах этого квадрата осадки распределились равномерно.

В табл. 4 приведено количество осадков по станциям в радиусе 100 км от МРЛ или несколько более. Как видно осадки распределялись по территории очень неравномерно, что подтверждает целесообразность осреднения по территории и повторяемости конвективной облачности и осадков. Среднее количество осадков по району составило 31 мм, что ниже нормы для июля примерно на 25 % [13].

Таблица 4

Характеристики осадков в районе Кустаная

Станция	Число случаев с осадками	Число случаев с осадками 00 мм	Осадки за месяц, мм	Максимальное количество осадков за сутки, мм
Комсомолец	21	4	28,6	6,6
Федоровский з/с	20	12	23,2	10,6
Михайловка	14	6	54,5	20,6
Урицкий	11	5	30,1	16,8
Кустанай	15	8	11,0	3,5
Рудный	19	10	14,6	6,2
Тобол	13	4	56,6	42,5
Карасу	9	2	29,3	20,2
Всего	12,2	51	247,9	128,0
Среднее	15,2	6,4	31,0	

Продолжительность выпадения ливневых осадков невелика по сравнению со временем жизни облака. На это указывает и низкая повторяемость наличия радиолокационной отражаемости на первом уровне, т.е. от осадков, по сравнению с повторяемостью конвективной облачности (около 25...35 %).

Поэтому из средних водозапасах (строка 10) мы сочли необходимым вычесть среднее количество осадков (31 мм) полностью, хотя это и несколько снизит реальные водозапасы. Оставшиеся после выпадения осадков водозапасы приведены в строке 12, они составляют 199,9 мм.

Выразим метод, по которому мы вычислили водозапасы июля  $\bar{W}$ , в аналитической форме. Водозапасы конвективных облаков за отдельно взятый срок  $\bar{W}_c$  вычислялись по формуле:

$$\bar{W}_c = \bar{N}_c \cdot \bar{H}_c \cdot \bar{q}_c \cdot \frac{\bar{S} \cdot \bar{N}}{900}, \quad (4)$$

где  $\bar{N}_c$  – средняя за данный срок повторяемость (число случаев) конвективных облаков в радиусе 100 км (32 квадрата), отнесенная к одному квадрату 30×30 км, т.е. суммарная повторяемость облаков в этих квадратах разделена на число квадратов;  $\bar{H}_c$  – средняя мощность радиоэха конвективных облаков в данный срок;  $\bar{q}_c$  – средняя водность облака, как функция мощности по [15];  $\bar{S}_c$  – средняя площадь основания облака;  $\frac{\bar{S} \cdot \bar{N}}{900}$  – коэффициент приведения площади основания облаков, наблюдаемых в квадрате 30×30 км, к площади квадрата.

Суммарные за месяц влагозапасы  $\bar{W}$  вычислялись как:

$$\bar{W} = \sum_{i=1}^n \bar{W}_c - \bar{R}, \quad (5)$$

где  $\bar{R}$  – среднее количество осадков за месяц, вычисленное по данным метеорологических станций, расположенных в радиусе 100 км от радара;  $n$  – число сроков наблюдений, в данном случае 8, для которых велись расчеты  $\bar{W}_c$ .

При расчете и оценке водозапасах часто используют коэффициент влагогенерирующей способности  $k$ , как отношение количества осадков к общим водозапасах  $\bar{W}$ :

$$k = \frac{\bar{R}}{\bar{W}}. \quad (6)$$

В нашем случае  $k$  равно всего лишь 0,13, в то время как для отдельно взятых конвективных облаков  $k$  может достигать 3...4 [14]. Величина коэффициента генерирующей способности облака показывает, что

осадки составляют лишь малую долю от водозапаса облачности, в нашем случае 13 %. В отдельных же точках, скажем в Тоболе (42,5 мм/сутки) или Михайловке (20,6 мм/сутки), этот коэффициент может заметно превышать среднее значение  $k$  по региону.

Г.Ф. Приходько и И.П. Половина отмечают, что при естественном выпадении осадков расходуется не более 20 % водозапаса, содержащихся в облаках [14, 15]. В нашем случае в среднем за месяц из конвективных облаков выпало около 15 % водозапаса, что подтверждает, в общем, правильность примененного нами метода оценки.

Таким образом, по изложенному выше методу оценены водозпасы конвективных облаков в районе Костаная в июле, которые оказались не ниже 199,9 мм, в то время как среднее количество выпавших осадков составило 31 мм. На самом деле реальные водозпасы конвективной облачности несколько занижены за счет следующих неучтенных факторов:

- данные метеорологического радара получены для синоптических сроков (через 3 часа). В промежутке между сроками возможно образование и развитие конвективных облаков с выпадением осадков, которые не учтены;
- принималось, что в квадрате 30×30 км имеется только одно конвективное облако;
- не учитывались водозпасы других типов облачности, в том числе слоисто-дождевых (Ns);
- из общих водозпасов исключены все осадки, хотя часть их выпала до момента наблюдений.

Перечисленные выше моменты, способствовавшие «недооценке» водозпаса, следует рассматривать как положительное явление, поскольку это повышает обоснованность мероприятий, направленных на использование водозпаса конвективной облачности.

При современном уровне развития теории и практики активных воздействий дополнительное количество осадков может составить только 15...20 % от водозпаса, что составило бы дополнительно 30...40 мм осадков, т.е. увеличение количества осадков возможно на величину выпавших осадков или несколько больше.

Иногда возникает вопрос, не скажутся ли активные воздействия на облака в одном месте на уменьшение осадков в другом или не являются ли дополнительные осадки результатом их перераспределения в пределах какой-то территории. Скажем сразу, что даже обычное перераспределение

может быть экономически выгодным. Остановимся поэтому на том, что еще раз оценим долю выпавших осадков, но уже по отношению к общим влагозапасам в атмосфере, и на механизме их пополнения.

Высокой водности облака способствует высокое влагосодержание как в облаке так и вокруг него, а оно зависит от температуры, которая определяет насыщенную упругость водяного пара. При этом повышение температуры на 10 °С удваивает величину насыщения упругости.

В табл. 5 приведены величины удельной влажности по данным самолетного зондирования (1300 случаев). Здесь видно, что влагозапасы, т.е. количество водяного пара, в 2...6 раз превышает водозапасы в конвективном облаке. Добавим к этому, что высокие влагозапасы, в отличие от водозапасов, имеются не только в облаке, но и во всей атмосфере вокруг него. Поэтому 15...20 % водозапасов, используемых на дополнительные осадки, по отношению к влагозапасам, составляют уже не 13 %, а только 4...5 %. К тому же влагозапасы постоянно и интенсивно пополняются.

Таблица 5

Вертикальное распределение удельной влажности по данным самолетного зондирования и радиозондирования в июле, г/кг [23]

Вид зондирования, тип облачности	Барический уровень, гПа						
	Земля	900	850	800	700	600	500
Самолетные, Cu – Сb	9,0	6,8	5,9	5,1	3,3	1,9	1,0
Радиозондирование, Cu	8,9	6,7	5,8	4,8	2,9	1,6	0,8
Радиозондирование, Сb	9,8	7,0	6,1	5,4	3,7	2,2	1,1

Высокие значения водности имеют место в облаках, расположенных в зоне атмосферных фронтов, куда влага доставляется, обычно с юго-запада, в так называемый «пояс доставки», а процессы облакообразования, главной составляющей которых являются вертикальные движения разных масштабов, интенсивны [11, 23, 25]. Согласно Е.Ф. Мамина и Е.К. Федорова водозапасы облаков в зоне атмосферных фронтов восстанавливаются от 7 до 40 раз [9]. Авторы цитируемой работы тогда считали, что это обусловлено только интенсивным испарением выпавших осадков. Однако, благодаря, исследованиям Бровнинга и других стало известно, что в зоне атмосферного фронта существует мощный «пояс доставки» влажного воздуха из довольно отдаленных районов, расположенных южнее, обычно с юго-запада [25].

Действие этого пояса доставки хорошо прослеживается по спутниковым снимкам облачности в зоне атмосферного (лучше холодного) фронта (рис.). Линии и полосы по поверхности спутникового снимка облачности, почти параллельные линии фронта, указывают на движение воздуха вдоль линии

фронта с юго-запада. Перемещаясь к северу или северо-востоку, теплый воздух охлаждается и в «поясе доставки» начинается конденсация и облакообразование, которое затем становится все интенсивнее, а облачная полоса, соответственно на крайнем юго-востоке прослеживается в виде «хвостов», а затем к северо-востоку, втягиваясь в систему циклона становится все шире и плотнее, достигая наибольшей интенсивности у центра циклона (рис.).

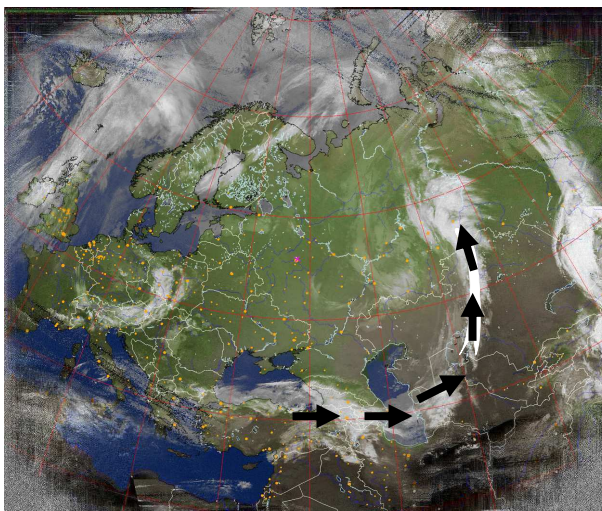


Рис. Спутниковый снимок с «поясом доставки», NOAA, за 24.04.09.  
Взято с сайта [www.hobitus.com](http://www.hobitus.com).

В сочетании с испарением эти факторы и обеспечивают многократное восстановление водозапасов. Следовательно, уже на качественном уровне можно утверждать, что воздействие на фронтальные облака не повлияет на количество осадков, выпадающих вне зоны воздействия.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Боровиков А.М., Гайворонский И. И. Физика облаков. – Л.: Гидрометеиздат, 1961. – 459 с.
2. Васищева М.А., Щукин Г.Г. Экспериментальные исследования водности облаков. Статистические модели атмосферы. – Обнинск, 1977. – 94 с.
3. Войт Ф.Я., Мазин Н.П. Водность кучевых облаков. // Изв. АН СССР, «Физика атмосферы и океана». – 1972. – Т. 8. – № 11. – С. 1166-1176.
4. Гавриленко Н.М., Яшковская З.М. Водность и мощность конвективных облаков при различных синоптических процессах. // Труды УкрНИГМИ. – 1966. – Вып. 61. – С. 35 – 40.

5. Гельмгольц Н.Ф. Облачные ресурсы Северного Казахстана применительно к проблеме искусственного вызывания осадков. //Труды КазНИГМИ. – 1966. – Вып. 25. – С. 18 – 26.
6. Дубровина Л.С. Характеристика облачного покрова над территорией СССР по данным самолетного зондирования. // Тр. НИИАК. – 1968. – Вып. 27. – С. 3 – 21.
7. Краусс Т.В., Синькевич А.А. Исследование движения кучево-дождевых облаков в Канаде (провинция Альберта). // Метеорология и гидрология. – 2007. – №2. – С. 30 – 41.
8. Краусс Т.В., Синькевич А.А., Веремей Н.Е., Довгалюк Ю.А., Степаненко В.Д. Исследование развития сверхмощного кучево-дождевого облака (провинция Андхра Прадеш, Индия, 28 сентября 2004 г.). // Метеорология и гидрология. – 2007. – №1. – С. 30 – 41.
9. Мамина Е.Ф., Федоров Е.К. О водном балансе облачной системы. // Изв. АН СССР, сер. Геофиз.. – 1957. – №5. – С. 29 – 38.
10. Минервин В.Е. Сезонное и географическое распределение водности облаков. // Труды ЦАО. – 1964. – Вып. 55. – С. 60 – 78.
11. Мучник В.М. Некоторые радиолокационные характеристики очагов ливней и гроз. // Труды ЦАО. – 1958. – Вып. 20. – С. 9 – 18.
12. Мучник В.М. Оценка водности кучево-дождевых облаков. // Труды УкрНИГМИ. – 1959. – Вып. 18. – С. 21 – 32.
13. Научно прикладной справочник по климату СССР, Серия 3. Многолетние данные. Часть 1-6. Вып. 187. Казахская ССР. Кн. 3. – Л.: Гидрометеиздат, 1990. – 680 с.
14. Половина И.П. Воздействия на внутримассовые облака слоистых форм. – Л.: Гидрометеиздат, 1971. – 215 с.
15. Приходько Г.Ф. Искусственные осадки из конвективных облаков. – Л.: Гидрометеиздат, – 1968. – 173 с.
16. Руководство по производству наблюдений и применению информации с неавтоматизированных радиолокаторов МРЛ-1, МРЛ-2, МРЛ-5. – СПб.: Гидрометеиздат, 1993. – 358 с.
17. Скацкий В.И. Некоторые результаты экспериментального исследования водности кучевых облаков. // Изв. АН СССР, Сер. «Физика атмосферы и океана». – 1965. – Т. 1. – № 8. – С. 833 – 844.
18. Степаненко В.Д. и др. К исследованию данных радиолокационных наблюдений для оценки облачных ресурсов (на примере района Ленинграда). Радиолокационная метеорология. Материалы методического

- центра по радиолокационной метеорологии социалистических стран. – Л.: Гидрометеиздат, 1987. – С. 121 – 129.
19. Чердниченко А.В. Аэросиноптические условия образования гроз в Северном Казахстане. // Гидрометеорология и экология. – 2008. – №4. – С. 17 – 23.
  20. Чердниченко А.В. Динамика распределения облачности и осадков над северным Казахстаном по данным метеорологических радаров. // Гидрометеорология и экология. – 2008. – №2-3. – С. 15 – 26.
  21. Чердниченко А.В. Характеристики радиоэха облачности атмосферных фронтов, осадков опасных явлений над северным Казахстаном. // Гидрометеорология и экология. – 2008. – №2 – 3. – С. 54 – 63.
  22. Чуваев А.П. Об условиях, благоприятных для искусственного вызывания осадков из мощных кучевых облаков. // Метеорология и гидрология. – 1960. – № 3. – С. 16-24.
  23. Шметер С.М. Физика конвективных облаков. – Л.: Гидрометеиздат, 1972. – 231 с.
  24. Askerman B. The variability of the water contents of tropical cumuli. // Journ. Meteor. – 1958. – V. 15. – №6. – PP. 481 – 485.
  25. Browning K.A. Conceptual models of precipitation systems // ESA journal. – 1985. – №2. – PP 157 – 180.
  26. Draginis M. Liquid water within convective clouds. // Journ. Meteor. – 1959. – V. 16. – № 2. – PP. 191 – 198.

*Казахский научно-исследовательский институт экологии и климата.*

*Казахский национальный университет им. аль-Фараби, г. Алматы*

### **МЕТЕОРОЛОГИЯЛЫҚ РАДАРДЫҢ МӘЛІМЕТТЕРІ НЕГІЗІНДЕ КОНВЕКТИВТІ БҰЛТТЫЛЫҚТЫҢ СУ ҚОРЫ СІҢІМДІЛІГІН БАҒАЛАУ ӘДІСІ ЖӨНІНДЕ**

Геогр. ғылымд. канд. А.В.Чердниченко

Метеорологиялық радармен ретті бақылау мәліметтерінің негізінде конвективті бұлттылықтың су қоры сіңімділігін бағалау бағалау әдісі ұсынылды. Осы әдіс арқылы еспетеу мысалы ретінде Қостанай аймағындағы аудандардың шілде айындағы су қоры бағаланып, олардың біршама жоғары болатындығы анықталды.

УДК 551.524.34(574)

**ВЛИЯНИЕ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА НА ВОДНЫЕ РЕСУРСЫ  
БАСЕЙНОВ ОЗЕРА БАЛХАШ И АРАЛЬСКОГО МОРЯ**

Канд. техн. наук	С.П. Шиварёва
Канд. геогр. наук	С.А. Долгих
Доктор геогр. наук	Б.С. Степанов
Канд. геогр. наук	Р.К. Яфязова
Канд. техн. наук	В.И. Ли
Канд. геогр. наук	В.В. Голубцов
Канд. геогр. наук	В.П. Попова
	Б.О. Баймагамбетов
	Е.Е. Петрова

*Представлены изменения гидрологического цикла, выпадения осадков, температуры воздуха, оледенения и селевой активности в бассейнах озера Балхаш и Аральского моря. Сделан анализ современных моделей климата и речного стока, наиболее подходящих к региону. Исследованы перспективные изменения основных климатообразующих факторов и водных ресурсов. Выработаны предложения по эффективному использованию водных ресурсов региона.*

Глобальное изменение климата за последние десятилетия заняло прочное место в ряду главных экологических проблем, стоящих перед мировым сообществом. Особенно остро стоит вопрос влияния изменения климата на водные ресурсы в бассейне озера Балхаш и Аральского моря. Более 90 % водных ресурсов бассейна Аральского моря используется орошаемым земледелием, которое даёт около 30 % ВВП и обеспечивает занятость более 60 % населения региона. Поэтому любые изменения, влияющие на водные ресурсы, немедленно отразятся на многих аспектах жизнедеятельности в регионе. Важным фактором также является трансграничный характер использования водных ресурсов бассейна Аральского моря. Таджикистан и Кыргызстан, где формируется основной сток (более чем 80 %), заинтересованы в использовании имеющихся водных ресурсов для выработки гидроэлектроэнергии, а страны низовий – Казахстан, Туркменистан и Узбекистан, намерены продолжать использовать эти же ресурсы в целях ирригации. При этом страны верховий заинтересованы в максимальном сбросе воды в зимнее время, когда потребности в электроэнер-



гии очень высоки, а страны низовий нуждаются в максимальном сбросе воды в летний период для орошения земель.

Ситуация усугубляется ростом водопотребления, который связан с приростом населения и интенсивным развитием экономики стран региона. Ожидаемое сокращение стока на ближайшую перспективу вследствие изменения климата делает эту проблему еще острее.

Таяние ледников создаст дополнительные риски для устойчивого развития и региональной продовольственной безопасности. Отступление ледников угрожает краткосрочными затоплениями, а в долгосрочной перспективе – снижением водообеспеченности бассейна озера Балхаш.

Основной целью проделанной работы являлась оценка современного состояния водных ресурсов региона на фоне происходящих климатических изменений и определение тенденции развития процесса. Представленные результаты могут быть использованы для достижения устойчивого управления водными ресурсами в Центральной Азии, что значительно сокращает риск возникновения возможных конфликтных ситуаций в этой сфере.

В качестве исходных данных были использованы многолетние ряды данных наблюдений, имеющихся в Казгидромете, а также результаты исследований, проведенные при подготовке национальных сообщений по изменению климата.

#### ***Анализ изменений гидрологического цикла в бассейнах озера Балхаш и Аральского моря***

Бассейн р. Сырдарья расположен на территории 4 государств: Кыргызстана, Узбекистана, Таджикистана и Казахстана. Водные ресурсы р. Сырдарья формируются, в основном, за пределами Казахстана: свыше 74 % приходится на Кыргызстан (р. Нарын); около 14 % на Узбекистан, около 3 % на Таджикистан, на долю Казахстана приходится 9 % (реки Арысь и Келес). Сырдарья относится к рекам снежоледникового питания. Основным источником питания являются талые воды снежного покрова, вечных снегов, ледников и жидкие осадки. В зимний период (декабрь – февраль) расходы воды в естественных условиях колеблются в пределах 200...400 м<sup>3</sup>/с.

В период весенне-летнего половодья расходы воды достигают 2100 м<sup>3</sup>/с, при этом река в низовьях разливается на десятки километров.

Ранее среднемноголетний сток р. Сырдарья (выше устья р. Келес) на границе с Узбекистаном составлял 730 м<sup>3</sup>/с или около 23 км<sup>3</sup> в год, в маловодные годы 300 м<sup>3</sup>/с, (около 10 км<sup>3</sup> в год), в многоводные – свыше 1500 м<sup>3</sup>/с (до 50 км<sup>3</sup> в год).

На р. Сырдарье в период с 1965 по 1985 гг. построен каскад водохранилищ многолетнего и сезонного регулирования – Токтогульское, Шардаринское, Кайраккумское, Чарвакское и Андижанское.

В результате этих мероприятий сток Сырдарьи оказался полностью зарегулирован. В нижнем течении реки, вследствие повышенного водозабора, сток резко уменьшился, что привело к катастрофической ситуации в районе Аральского моря. Среднеголетний сток р. Сырдарьи (выше устья р. Келес) в последние годы составляет  $14,5 \text{ км}^3$  в год. Естественный режим реки на территории Казахстана полностью нарушен.

Токтогульское водохранилище до 1990 г. работало в ирригационном режиме. Сбросы воды из водохранилища производились, в основном, в весенне-летний период и составляли около 75 % общего расхода. В середине 90-х годов прошлого столетия режим попусков воды из Токтогульского водохранилища резко изменился. В последнее десятилетие для выработки необходимой для Кыргызстана электроэнергии основные попуски воды осуществляются в зимние месяцы, в течение которых сбрасывается около 60 % общего расхода. В результате резко изменилось внутригодовое распределение стока р. Сырдарьи: вместо относительно низкого зимнего стока проходят значительные зимние паводки. Особенно большие попуски из Токтогульского водохранилища осуществлялись в начале 2000-х годов.

Средний многолетний сток рек Арало-Сырдарьинского водохозяйственного бассейна (общие поверхностные водные ресурсы в естественных условиях) составляет  $26,1 \text{ км}^3$  в год, в том числе: формирующийся на территории республики –  $3,5 \text{ км}^3$  в год, остальная часть –  $22,6 \text{ км}^3$  в год – поступает со смежных территорий сопредельных государств: Узбекистана, Кыргызстана. В условиях устойчивого водопотребления приток воды по р. Сырдарье на территорию Казахстана составляет  $14,5 \text{ км}^3$  в год, а общие ресурсы соответственно  $18,0 \text{ км}^3$  в год. Таким образом, в условиях устойчивого водопотребления поступление воды по р. Сырдарьи на территорию РК сократилось более чем на  $8 \text{ км}^3$  в год.

Озеро Балхаш является одним из крупнейших внутриконтинентальных водоемов земного шара. Оно состоит из двух частей – Западного и Восточного Балхаша, соединяющихся проливом Узун-Арал. Эти части различаются по глубине, объему и минерализации воды. Площадь Балхаша при отметке 342,5 м составляет  $19224 \text{ км}^2$ . В западную часть озера впадает р. Иле, имеющая много рукавную дельту, в восточную часть – реки Каратал, Лепсы и Аксу, а также ряд небольших равнинных рек. Доля

вклада р. Иле в суммарный приток составляет около 80 %. Это создает уникальные условия существования пресноводной Западной части озера.

Балхаш-Алакольский водохозяйственный бассейн расположен в юго-восточной части Казахстана. Его площадь составляет 353 тыс. км<sup>2</sup>. С востока к нему примыкает расположенная в пределах СУАР КНР верхняя часть бассейна р. Иле, площадью 60 тыс. км<sup>2</sup>. Водные ресурсы Балхаш-Алакольского водохозяйственного бассейна составляют 16,2 км<sup>3</sup>. Из них 5,8 км<sup>3</sup> формируется в бассейне р. Иле. Кроме этого, в пределы водохозяйственного бассейна в естественном состоянии поступает из верхней части бассейна р. Иле около 12,0 км<sup>3</sup> воды в средний по водности год. Изменение водных ресурсов в отдельных частях рассматриваемого бассейна характеризуется, в основном, достаточно синхронными колебаниями, преимущественно длительностью от 3...5 до 7 лет.

Для оценки влияния уменьшения стока р. Иле, поступающего в Республику Казахстан (РК) из КНР, было промоделировано изменение уровня оз. Балхаш за период 1937...2007 гг.. Полученные результаты показали, что при сокращении стока р. Иле из СУАР КНР на 3,5 км<sup>3</sup> в год уровень озера может опуститься ниже критической отметки – 341,0 м в 70 % лет, а ниже 340,5 м – в 20 % лет. При сокращении поступления стока р. Или на 5,0 км<sup>3</sup> в год уровень озера может опуститься ниже критической отметки 341,0 м в 90 % лет, и ниже 340,5 м также в 90 % лет. Для обоих вариантов моделирования уровень озера может опускаться даже ниже 340,0 м в отдельные короткие периоды. Результаты моделирования также показывают, что при достигнутом уровне водопотребления 3,5...4,0 км<sup>3</sup> в СУАР КНР и возможном его увеличении до 5,0 км<sup>3</sup>, особенно в случае существенного снижения деградации горного оледенения, уровень оз. Балхаш может снизиться до критической отметки 341,0 м уже через 5...7 лет.

Таким образом, во второй половине 20 – начале 21 века существенных изменений естественного стока рассматриваемых бассейнов под влиянием изменения климата не произошло [11]. Исключение составляют только реки бассейна озера Балхаш, где сток за вторую половину рассматриваемого периода оказался несколько выше. По имеющимся данным он увеличился на 8...10 %, в основном за счет дополнительного поступления талых вод, образовавшихся в результате деградации горного оледенения. Отмеченные выше изменения речного стока вызваны в основном антропогенным фактором.

#### ***Анализ изменения температуры воздуха и атмосферных осадков***

По данным метеорологических станций (М) исследуемого региона, имеющих период наблюдений 1936...2005 гг., были оценены линейные тенденции в рядах среднемесячной температуры приземного воздуха и

месячных сумм осадков. Кроме того, на основе значений суточной температуры приземного воздуха и суточного количества осадков с помощью программного обеспечения «RClimDex» выполнены расчеты 27 основных климатических индексов, предложенных Группой экспертов Комиссии по климатологии Всемирной метеорологической организации (ВМО). Единые формулы для каждого индекса позволяют сравнивать результаты анализа изменений в экстремумах, полученные не только для разных регионов Казахстана, но и для других регионов Земного шара.

Проведенные исследования показали, что климат значительно потеплел за исследованный период. Повышение температуры наблюдалось практически повсеместно и во все сезоны года за исключением некоторых локальных районов. Наибольшими темпами повышалась температура воздуха в зимний период, особенно в районах южнее оз. Балхаш (местами на  $0,6\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$ ) и в районе Аральского моря (на  $0,5\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$ ). Наименьший рост температуры наблюдался в летний период, особенно в горных районах юго-востока (в среднем на  $0,1\text{ }^{\circ}\text{C}$  за 10 лет), однако в крайних южных районах Казахстана рост температуры местами превышал  $0,4\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$ , что является наибольшим темпом для территории всего Казахстана. В районе Аральского моря тенденция составляла около  $0,3\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$ . Среднегодовая температура воздуха возрастала на большей части исследуемой территории каждые 10 лет на  $0,1\dots0,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ , в районе Аральского моря и на крайнем юге тенденции были более значительные –  $0,2\dots0,3\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$ .

Анализ индексов изменения климата, рассчитанных на основе процентилей периода 1936...2005 гг., показал, что изменения в термическом режиме характеризуются следующим:

- на большей части исследуемого региона наблюдался более значительный рост ночных температур в сравнении с ростом дневных температур. В результате годовое количество экстремальных теплых ночей увеличивалось на 1...2 каждые 10 лет, в то время как количество экстремальных теплых дней возрастало примерно в два раза меньшими темпами. Также значительно уменьшалась суточная амплитуда температуры воздуха (в среднем на  $0,18\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$ );
- практически повсеместно значительно сократилось число дней с морозом, когда суточный минимум температуры  $< 0\text{ }^{\circ}\text{C}$ . На большей части территории это сокращение составляло около 3 дней за 10 лет;
- увеличивалось количество жарких дней, когда суточный максимум температуры  $> 25\text{ }^{\circ}\text{C}$ . В районе Аральского моря повторяемость таких

дней возрастала наиболее существенно – на 3...4 дня каждые 10 лет. Но по данным крайних южных станций количество жарких дней даже несколько уменьшалось;

- на большей части территории (местами на 2...3 дня каждые 10 лет) увеличивалась продолжительность волн тепла, когда в течение не менее 6 дней подряд наблюдалась экстремально высокая температура воздуха. Одновременно значительно (местами на 3...4 дня каждые 10 лет) сокращалась продолжительность волн холода, когда в течение не менее 6 дней подряд наблюдалась экстремально низкая температура воздуха;
- на большей части территории на 2...3 дня каждые 10 лет увеличивался вегетационный период – период между первой датой, когда дневная температура пятидневки  $\geq 5$  °С, и последней даты, когда дневная температура пятидневки  $\leq 5$  °С.

Режим осадков менялся неоднозначно по исследуемой территории и по сезонам года. В предгорьях и горах юга Казахстана количество осадков как в летний период, так и в зимний увеличивалось. В зимний период в районе Аральского моря и юго-западнее оз. Балхаш наблюдалось уменьшение сумм осадков. На всей остальной равнинной территории отмечена очень слабая тенденция к увеличению сумм осадков. В летний период юго-западнее оз. Балхаш тенденция к уменьшению сумм осадков сохраняется.

Изменение режима осадков на территории Казахстана за период 1936...2005 гг. характеризуется следующим:

- в горных районах Тянь-Шаня наблюдалось существенное увеличение доли годовых сумм осадков, которая приходится на экстремальное суточное количество осадков (когда осадки превышают 95-ую процентиль периода 1961...1990 гг.). Наиболее значительна доля экстремальных суточных сумм осадков в районах Арала с прилегающими равнинами и пустынями, где она оставляет от 25 до 31 %. Однако именно эти районы получают минимальное количество атмосферной влаги;
- практически на всей территории наблюдалось некоторое уменьшение максимальной продолжительности бездождного периода (местами на 3...4 дня). Максимальная продолжительность периода с осадками не изменилась.

С помощью коэффициента увлажнения, который рассчитывался как отношение количества осадков к испаряемости были оценены изменения условий увлажнения за период 1936...2005 гг. Результаты показали, что основной характеристикой изменения увлажнения исследуемой территории является усиление засушливости климата в равнинных районах пустынь и полу-

пустынь Казахстана, а также в близлежащих к ним районах. В горных районах юга и юго-востока республики за счет более существенного, по сравнению с другими территориями, увеличения количества осадков, а также за счет менее значительного повышения температуры воздуха, изменение условий увлажнения имело положительную тенденцию.

Вследствие усиления эрозии почв для исследованных районов, как равнинных, так и горных, отмечается возросшая неравномерность выпадения осадков во времени. Кроме того, в летний период такие осадки не приносят необходимого увлажнения почвы, так как при ливневых осадках почва не способна быстро впитать влагу, часть которой просто стекает по поверхности, а высокая температура воздуха способствует ее быстрому испарению. Анализ неблагоприятных агрометеорологических явлений и пострадавших фермерских хозяйств в 2005...2007 гг. показал, что основными неблагоприятными явлениями в Казахстане являлись: атмосферная (60 % случаев) и почвенная (20 %) засуха, ливневый дождь и град (14 %).

#### ***Анализ состояния оледенения в основных горных узлах***

Основными реками бассейна оз. Балхаш являются реки Иле, Каратал, Лепсы, и Аксу. В верхней части бассейна реки Иле (КНР) ее притоками являются Хоргос, Каш, Кюнес, Коксу, Текес. Ледники, расположенные в бассейнах этих рек, приурочены к горным хребтам: Кетмень, Нарат, Аврал Ула, Арашань, Эндыру-Улу, Боро-Хоро, Эрен-Хабырга, Бержинтау. В средней части бассейна р. Иле основными притоками являются: Шилик, Шарын, Усек. Ледники, расположенные в бассейнах этих рек, приурочены к горным системам: Илейский Алатау, Кюнгеи Алатау, Терской Алатау и Джунгарский Алатау. В бассейнах рек Каратал, Лепсы и Аксу ледники приурочены к северо-западным и северным склонам Джунгарского Алатау.

По бассейну р. Иле сокращение оледенения составило  $1254 \text{ км}^2$  (36,6 %) и в среднем за год –  $25,1 \text{ км}^2$  (0,73 %). В целом по бассейну оз. Балхаш сокращение составило  $1498 \text{ км}^2$  (36,9 %) или в среднем за год –  $30 \text{ км}^2$  (0,74 %). Расчеты показали, что за счет сокращения многолетних запасов льда и запасов воды в ледниках, в реки бассейна оз. Балхаш поступает дополнительно 10 % воды.

По мнению ученых гляциологов, основанному на результатах определения деградации оледенения во второй половине 20-го века, ледники практически исчезнут к концу 21-го века. Проведенные исследования показали, что в результате деградации оледенения сток р. Иле уменьшится на  $2,26 \text{ км}^3$  (11,6 %) в год, в бассейне оз. Балхаш на  $2,54 \text{ км}^3$  (10,5 %) в год [7, 8].

Ежегодное уменьшение речного стока при деградации горного оледенения происходит пропорционально его сокращению в бассейне реки Иле и озера Балхаш. Одновременно наблюдается его некоторая компенсация за счет поступления воды в процессе таяния многолетних запасов льда. Общее уменьшение речного стока формируется в результате количественного баланса этих двух процессов: увеличения потерь речного стока за счет сокращения площади оледенения и поступления воды от таяния вековых запасов льда, сокращающихся с уменьшением площади оледенения. Оценка изменения стока за счет деградации горного оледенения произведена путем сопоставления стока с ледниковой и не ледниковой поверхности водосбора.

Вследствие деградации горного оледенения произойдет уменьшение стока маловодных лет (на 25,4...27,9 %) и его увеличение в многоводные годы (на 31,4...42,4 %), также существенно изменится внутригодовое распределение стока рек. Почти в два раза уменьшится сток за июль, август, сентябрь и увеличится почти в два раза сток за апрель, май и июнь.

В результате проведенных исследований, впервые удалось разработать методику оценки изменений характеристик речного стока за счет деградации горного оледенения и определить количественные показатели этих изменений. Полученные характеристики являются необходимой основой для проектирования и разработки схемы использования водных ресурсов при глобальном изменении климата нашей планеты на ближайшую и более отдаленную перспективу. Они также необходимы для осуществления строительного проектирования гидротехнических сооружений при решении задач адаптации водного хозяйства к неблагоприятным последствиям изменения климата.

Произведенные расчеты показали, что глобальное повышение температуры воздуха нашей планеты и продолжение деградации горного оледенения приведет к повышению напряженности при использовании стока в бассейне оз. Балхаш. Для компенсации этой напряженности необходимо проектирование и строительство на горных реках водохранилищ, в основном сезонного регулирования, а также противопаводковых и селевых гидротехнических сооружений.

#### ***Влияние изменения климата на селевую активность***

Горные и предгорные районы, занимающие 15 % территории Казахстана, подвержены разрушительному воздействию селей. По селевой активности Илейский Алатау занимает одно из первых мест в СНГ. По данным

Казселезащиты, сели угрожают 156 населенным пунктам (в том числе г. Алматы) и более 6000 объектам хозяйственной деятельности [1]. Сели формируются в результате прорыва поверхностных и подземных водоемов моренно-ледниковых комплексов, выпадения интенсивных и продолжительных жидких осадков, при сильных землетрясениях, нерациональной хозяйственной деятельности. Менее чем за 100 последних лет отмечено около 1000 случаев образования селей различного происхождения, многие из которых имели характер катастроф, сопровождавшихся человеческими жертвами.

Сели представляют собой потоки смеси воды и рыхлообломочных пород природного или антропогенного происхождения. В зависимости от соотношения и плотности твердой и жидкой составляющих, объемный вес селевой массы может изменяться в больших пределах и достигать  $2400 \text{ кг/м}^3$  и даже более. Расход селей может превышать тысячи кубометров в секунду, а объем – десятки миллионов кубометров. В зависимости от глубины потока, уклона пути его движения и реологических свойств селевой массы скорость селя может изменяться в больших пределах: от долей до ста и более метров в секунду. Из-за большой плотности селевой массы и наличия в ней глыб, вес которых может достигать нескольких десятков тонн, при скорости движения даже первые метры в секунду сели обладают громадной разрушающей способностью.

Главными факторами селеформирования являются: геоморфологический, геологический и климатический. Поскольку геоморфологические характеристики хребтов Тянь-Шаня (уклоны и длины склонов, протяженность долин, их наклоны и т.д.) заметным образом изменяются лишь спустя многие тысячи лет, их значения могут считаться неизменными на протяжении десятков и даже сотен тысяч лет. По нашим оценкам, если скорость горообразования и интенсивность денудации на северном склоне Илейского Алатау сохраняют значения, типичные для последнего миллиона лет, геоморфологический фактор, способствующий формированию мощных грязекаменных селей, будет поддерживаться еще около 4 млн. лет. Главным источником твердой составляющей при селеформировании в обсуждаемом регионе являются морены. Их объемы только на северном склоне Илейского Алатау составляют несколько миллиардов кубометров, поэтому геологический фактор на столетнюю перспективу также может считаться неизменным. Следовательно, главным фактором, определяющим селевую активность на северном склоне Илейского Алатау, является климатический [14].

Данные изотопного отношения кислорода  $\delta\text{O}^{18}$  в колонке глубоководных осадков из Тихого океана, результаты изучения ледяных кернов,



полученных при бурении скважин на ледниках Антарктиды и Гренландии, позволили получить достоверные данные об изменении температуры за последние 900 тыс. лет в Южном и Северном полушариях [20]. Этот период включает конец рисской эпохи оледенения, эпоху рисс-вюрмского межледниковья, эпоху вюрмского оледенения и голоцен. Анализ положения конечных морен рисского и вюрмского оледенений Северного Тянь-Шаня показал, что изменения температур в эти эпохи в изучаемом регионе были близки к изменениям температур (в соответствующие периоды времени) в Антарктиде. Известно, что климат Антарктиды определяется глобальным климатом, следовательно, и климат Казахстана будет изменяться синхронно с изменением глобального климата.

Наличие лессовых прослоев в конусах выноса позволяет дифференцировать отложения по возрастному признаку. Геологический разрез Аксайского карьера (рис. 1) позволяет уверенно судить о селевой активности на северном склоне Илейского Алатау.

Мощность отложений рисс-вюрмского межледниковья на конусе выноса р. Аксай достигает 30 м. Отсутствие почвенных прослоев между отложениями селей большой плотности, обладающими, как известно, малой эродирующей способностью, свидетельствует о залповом характере выброса селей, т.е. очень высокой селевой активности. Температура воздуха в Казахстане, судя по данным о климате Антарктиды в период рисс-вюрмского межледниковья, превышала современные значения на 2...3 °С. При такой температуре оледенение Илейского Алатау практически полностью деградирует и осадки, на высотах менее 4000 м над уровнем моря, будут выпадать только в жидком виде.

В эпоху вюрмского оледенения селевая активность снизилась практически до нуля и на поверхности селевых отложений рисс-вюрмского межледниковья образовался лессовый покров, мощностью 20...30 м.

Потепление в голоцене, начало которого относят к 12...10 тыс. лет назад, привело к некоторому оживлению селевой активности на северном склоне Илейского Алатау. Однако это не привело к существенным отложениям селей на конусах выноса вплоть до настоящего времени.

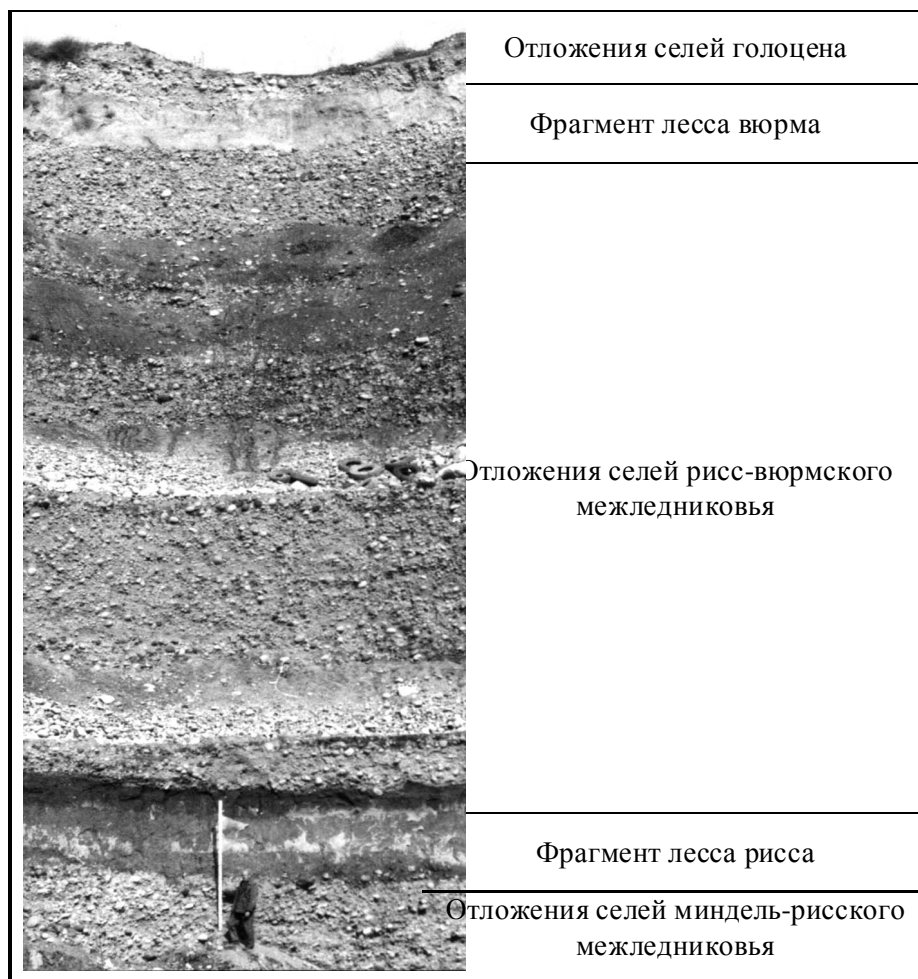


Рис. 1. Строение конуса выноса р. Аксай (хр. Илейский Алатау).

Обследование поверхностного слоя отложений (2...11 м) на конусах выноса рек Киши и Улькен Алматы, на которых расположен г. Алматы, показало, что около 80 % территории в настоящее время перекрыто лессовым покровом. На поверхности покрова и в его толще фрагментов селевых отложений не обнаружено. Лессовый покров отсутствует и замещен селевыми отложениями лишь на относительно узких полосах вдоль русел упомянутых рек. Мощность этих отложений, за редким исключением, не превышает одного метра. Принимая во внимание, что мощность селевых отложений рисс-вюрмского межледниковья на конусе выноса р. Киши Алматы в районе пересечения улиц Казыбек би и Фурманова, по данным геологической службы Алматинского метростроя, близка к 30 м, можно сделать вывод, что селевая активность в голоцене была крайне не-

значительной по сравнению с предшествовавшей межледниковой эпохой [23, 24]. Причиной тому – относительно низкая температура воздуха в летний период в южном Казахстане.

Современное глобальное потепление климата, начало которого относят к середине 19 века (концу Малого ледникового периода), привело, за последнее столетие, к увеличению температуры воздуха в среднем на 1 °С. Темпы потепления климата в Казахстане более чем в два раза превышают темпы глобального потепления. Анализ сценариев изменения климата в Казахстане в первой половине 21 века свидетельствует о том, что к 2050 г. следует ожидать увеличения температуры приземного воздуха на 1,5...4,5 °С, осадки при этом изменятся очень незначительно: на 10...15 %, причем знак изменения величины осадков имеет очень большую степень неопределенности [9]. Следовательно, при оценке изменения селевой активности в результате глобального потепления допустимо принятие гипотезы о неизменности величины осадков.

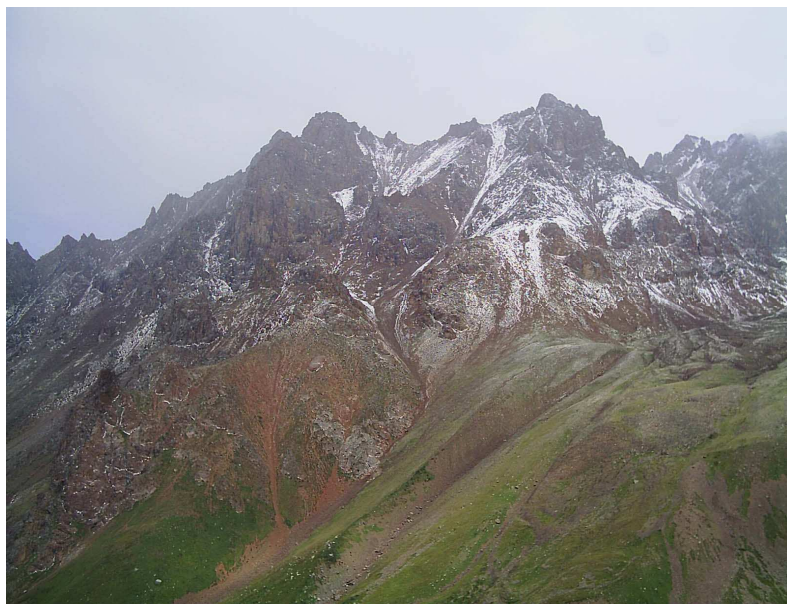
Потепление климата привело к быстрой деградации оледенения Тянь-Шаня, в ходе которого на моренно-ледниковых комплексах формировались поверхностные и подземные водоемы. Их прорыв приводил к формированию катастрофических селей, в том числе и на северном склоне Илейского Алатау. Эти сели нанесли большой материальный ущерб и стали причиной гибели сотен человек [18].

Наиболее крупные сели формировались: в бассейне р. Есик в результате прорыва приледникового озера на леднике Жарсай в 1958 и 1963 гг.; в бассейне р. Киши Алматы в 1956 и 1973 гг. при прорыве внутриледникового водоема и селеопасного озера №2 на леднике Туюксу; в бассейне р. Улькен Алматы в 1977 г. при прорыве озера №13 на леднике Советов [19].

Катастрофические сели дождевого генезиса в рассматриваемом регионе формируются при выпадении ливневых осадков, охватывающих все высотные зоны речных бассейнов. Необходимым условием возникновения катастрофических селей дождевого генезиса в Илейском Алатау является выпадение интенсивных и продолжительных осадков в высокогорной зоне в жидком виде, последнее возможно лишь на фоне относительно высоких температур воздуха. Наивысшие отметки селеобразующих водосборов в условиях климата 20 века были близки к 3600 м.

На рис. 2 приведена типичная картина высокогорной зоны Илейского Алатау после выпадения осадков в летний период времени. На переднем плане справа вюрмская морена ледника Маншук Маметовой. На заднем

плане стартовые зоны селей дождевого генезиса и их водосборы. В условиях современного климата, как это хорошо видно на фотоснимке, крупные осадки в интервале высот 3400 м и более в подавляющем числе случаев выпадают в виде снега, крупы или града. Вследствие этого водосборы стартовых зон селей дождевого генезиса имеют относительно малые площади. При потеплении климата на 2...3 °С практически на всей видимой части снимка осадки будут выпадать в виде дождей. Характеристики стока возрастут не только за счет увеличения площадей водосбора, но и за счет увеличения коэффициента стока, обусловленного участием в стокообразовании скальных поверхностей.



*Рис. 2. Морены рисского и вюрмского оледенений (на переднем плане справа) – основные поставщики рыхлообломочных пород в ходе селевых процессов.*

Сделав допущение о том, что к 2050 г. температура воздуха увеличится на 2,8 °С, а ее изменение будет происходить во времени по линейному закону, приняв за величину селеформирующих осадков слой, равный 60 мм, считая, что селеформирующая водосборная площадь в 20 веке располагалась в интервале высот 3200...3500 м, расходы селеформирующих паводков, а также расходы и объемы селей будут возрастать в соответствии с увеличением площадей высокогорной зоны, вовлекаемых в процессы селеформирования вследствие потепления, нетрудно рассчитать, как будет изменяться селевая активность во времени в интервале 2000...2050 гг. (рис. 3).

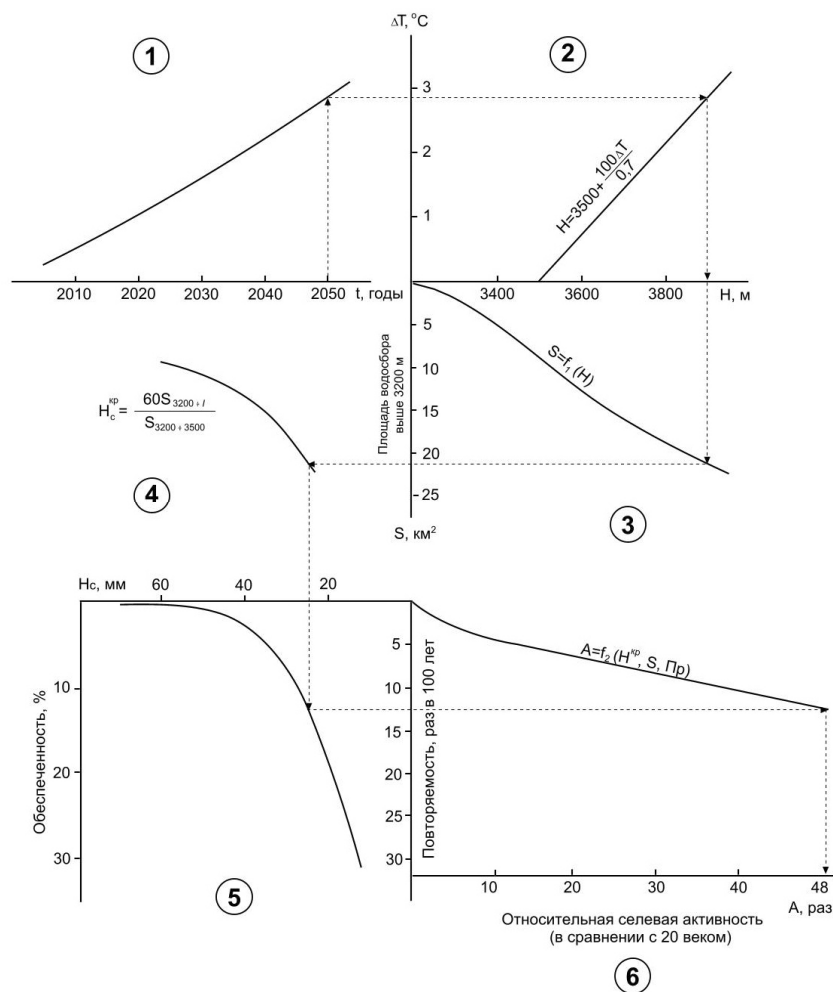


Рис. 3. Изменение относительной селявой активности (по сравнению с 20 веком), обусловленной выпадением жидких осадков в высокогорной зоне для бассейна р. Киши Алматы при различных сценариях потепления климата.

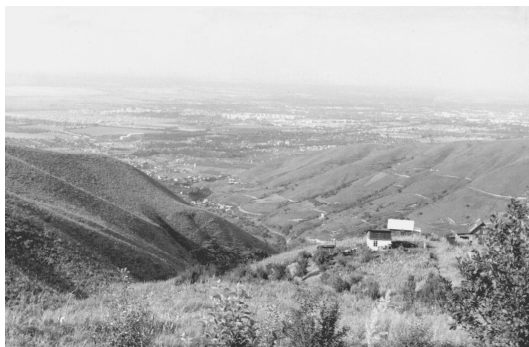
Первая номограмма на рис. 3 позволяет оценить изменение температуры воздуха в первой половине 21 века в зависимости от приращения температуры, которое произойдет к 2050 г. (1,0; 2,0 и 2,8  $^\circ\text{C}$ ). Вторая номограмма предназначена для определения высоты верхней границы выпадения селеформирующих осадков. Третья номограмма используется для оценки площадей водосборов, расположенных в различных высотных интервалах. С помощью четвертой номограммы определяется величина критического слоя селеформирующих осадков. Пятая номограмма позволяет определить повторяемость селеформирующих осадков. И, наконец, шестая номограмма использу-

ется для оценки возрастания селевой активности по сравнению с 2000 г. Отсюда следует, что если значение селевой активности в бассейне р. Киши Алматы в 2000 г. принять за единицу, то в условиях климата 2050 г. (при увеличении температуры воздуха на 2,8 °С) она возрастет в 48 раз.

При потеплении климата на 2...3 °С степной климат предгорной ступени Илейского Алатау трансформируется в климат пустыни. Лессовый покров полностью исчезнет, поросшие в настоящее время травянисто-кустарниковой растительностью прилавки превратятся в бедленды (рис. 4) [17].

Практически все жидкие осадки будут приводить к формированию селей, отложения которых на предгорной равнине перекроют наиболее продуктивные в настоящее время земли. Резкое увеличение твердого стока рек, впадающих в р. Иле, создаст условия для быстрого заиления Капшагайского водохранилища, изменения режима дельты р. Иле и озера Балхаш в целом. Возникнут серьезные проблемы с поливом сельскохозяйственных культур из-за непригодности воды для орошения и заиления систем орошения аномальным твердым стоком [15].

Концепция защиты от селевых потоков г. Алматы и других населенных пунктов основывалась на представлении о том, что катастрофические сели – чрезвычайно редкое явление. Катастрофические сели второй половины 20 века – свидетельство ошибочности этих представлений. Многократное увеличение селевой активности уже в первой половине 21 века свидетельствует о необходимости разработки новой стратегии защиты от селей [16].



*Рис. 4. Увалисто-холмистый рельеф верхней предгорной ступени Илейского Алатау.*

Резкое увеличение селевой активности следует ожидать и в горных районах Центральной Азии, несущих в настоящее время оледенение. Устойчивое развитие этого региона в 21 веке в значительной мере будет зависеть от того, насколько своевременно и адекватно будут проведены мероприятия по предотвращению селей или уменьшению ущерба, наносимого ими.

### **Сценарии вероятного изменения климата Казахстана**

При разработке сценариев вероятного изменения климата Казахстана были использованы результаты пяти сдвоенных моделей общей циркуляции атмосферы и океана (МОЦАО, бокс 1) и 4 сценария изменения концентрации парниковых газов в атмосфере, представленных в Специальном докладе по сценариям выбросов (СДСВ) Межправительственной группы экспертов (МГЭИК) и их медиана (бокс 2). С целью уменьшения неопределенности климатических сценариев было проведено осреднение выходных данных пяти МОЦАО. Расчеты выполнены с использованием версии 4.1 программного комплекса MAGICC/SCENGEN с учетом охлаждающего эффекта сульфатных аэрозолей для трех временных периодов: 2016...2045, 2036...2065, 2071...2100 годы, которые характеризуют возможное изменение климата Казахстана к 2030, 2050 и 2085 годам относительно базового периода 1961...1990 гг.

Бокс 1 Сдвоенные модели общей циркуляции атмосферы и океана, использованные для сценариев изменения климата Казахстана

- модель **CERF98** Европейского центра **CERFACS**;
- модель **CSI296** Австралийской научно-индустриальной Организации (**CSIRO**);
- модель **ECH498** института Макса Планка, Германия (**MPI**);
- модель **CSM\_98** Национального центра атмосферных исследований, США (**NCAR**);
- модель **HAD300** Центра Гадлея по исследованию и прогнозированию климата, Великобритания (**Hadley Center**).

Бокс 2 Сценарии эмиссии парниковых газов СДСВ, использованные при оценке вероятного изменения климата Казахстана

- **A1F1** – экстремально высокий сценарий эмиссии парниковых газов;
- **A2** – «средневысокий» сценарий эмиссии парниковых газов;
- **P50** – медиана сценариев СДСВ;
- **B2** – «средненизкий» сценарий эмиссии парниковых газов;
- **B1** – экстремально низкий сценарий эмиссии парниковых газов.

Сценарии СДСВ построены без учета дополнительных инициатив, связанных с изменением климата, и без указания степени вероятности наступления тех или иных событий.

Используя средний сценарий увеличения концентрации парниковых газов в атмосфере (P-50) и средние по 5-ти моделям изменения температуры воздуха и осадков (среднее по моделям), был получен усредненный сценарий изменения регионального климата относительно базового

периода 1961...1990 гг.. Согласно сценарию P-50 в среднем по территории Казахстана ожидаемое изменение среднегодовой температуры составит: +1,4 °С к 2030 г.; +2,7 °С к 2050 г.; и +4,6 °С к 2085 г (рис. 5).

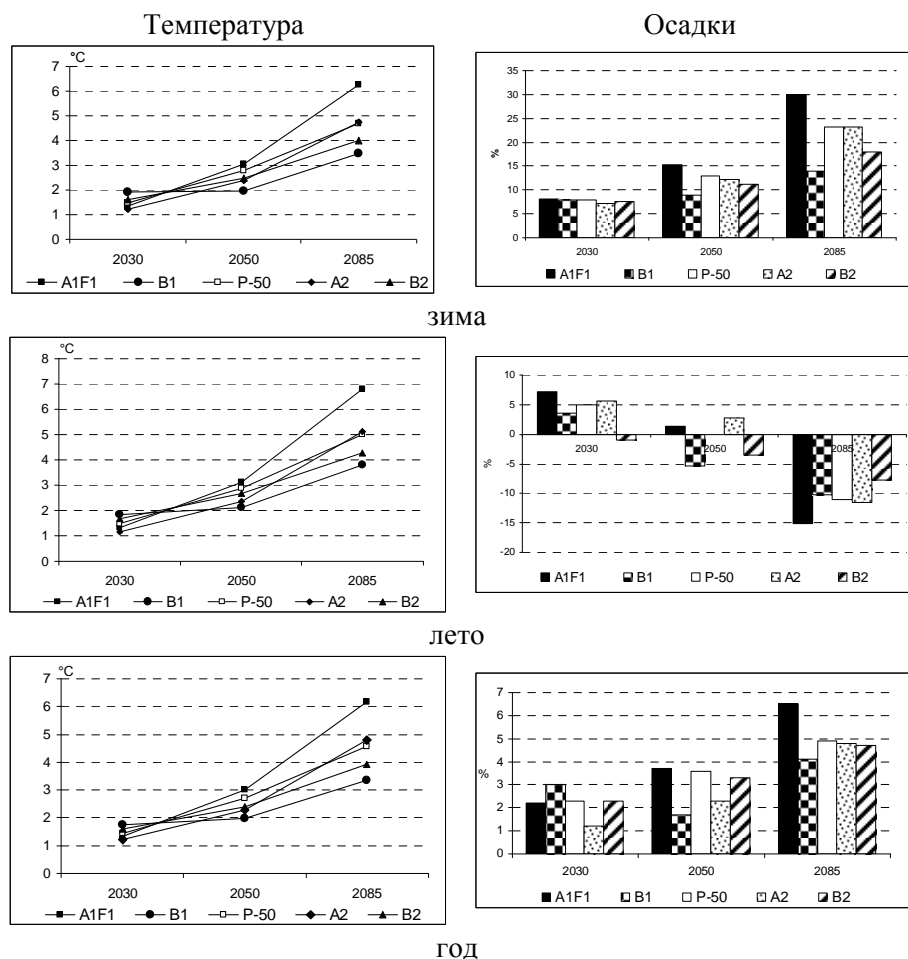


Рис. 5. Среднее по МОЦАО (Бокс 1) изменение температуры приземного воздуха (°С) и количества атмосферных осадков (%) в целом по Республике Казахстан при различных сценариях изменения концентрации парниковых газов (Бокс 2).

Годовое количество осадков будет незначительно увеличиваться: на 2 % к 2030 г., на 4 % к 2050 г. и на 5 % к 2085 г. Так как внутригодовое распределение осадков имеет большое практическое значение, были рассчитаны ожидаемые изменения сезонного количества осадков. Так, в зимний период, до конца текущего столетия по сценарию P-50 ожидается увеличение осадков по всем рассмотренным моделям: к 2030 г. в среднем по моделям на 8 %; к 2050 г. – на 13 %; к 2085 г. – на 24 %. Для летнего пе-



риода по сценарию R-50 к 2030 г. осадков будет больше на 5 %, но уже с середины текущего столетия только две модели предсказывают увеличение осадков, и в среднем по моделям к 2050 г. количество осадков может оказаться на уровне современного периода. К концу столетия в среднем по моделям можно ожидать уменьшения количества осадков на 11 %. Существующая неопределенность в сценариях изменения климата, вытекает из неопределенности сценариев изменения концентрации и несовершенства моделей. Наибольшая неопределенность касается осадков.

По сценарию A1F1, который является самым «жестким» из всех рассмотренных, к 2030 году изменение среднегодовой температуры приземного воздуха в Казахстане составит по разным моделям 1,2...1,9 °C (1,3 °C в среднем по моделям), к 2050 году – 2,5...4,0 °C (3,0 °C в среднем по моделям), а к 2085 году – 5,7 до 8,0 °C (6,2 °C в среднем по моделям). Изменение осадков для трех указанных периодов лежит в пределах от минус 2 до плюс 8 % (2,2 % в среднем по моделям), от минус 4 до плюс 15 % (3,7 % в среднем по моделям) и от 8 до 28 % (6,5 % в среднем по моделям), соответственно.

По сценарию B1, который является наиболее мягким сценарием, к 2030 году изменение среднегодовой температуры приземного воздуха в Казахстане составит по данным использованных моделей 1,5...2,2 °C (1,7 °C в среднем по моделям), к 2050 году – 1,6...2,6 °C (2,0 °C в среднем по моделям), к 2085 году – 3,1...3,4 °C (3,3 °C в среднем по моделям), что значительно ниже, чем с учетом сценария A1F1. Изменение осадков лежит в пределах 0...8 % (3,0 % в среднем по моделям), от минус 3 до плюс 9 % (1,7 % в среднем по моделям) и от минус 2 до плюс 13 % (4,1 % в среднем по моделям), соответственно к 2030, 2050 и к 2085 году.

Анализ чувствительности условий увлажнения территории Казахстана к различному изменению количества осадков при ожидаемом повышении температуры воздуха показал, что увеличение количества осадков даже на 20...25 % может не сыграть положительной роли для экосистем, сельского хозяйства и водных ресурсов. Комплексное воздействие ожидаемых изменений температуры приземного воздуха и количества осадков может привести к смещению границ зон увлажнения к северу. Условия увлажнения характеризовались коэффициентом увлажнения (бюджет 1), который показывает соотношение тепла и влаги, поступающей на данный участок суши.

Наихудшие условия увлажнения ожидаются по сценарию A1F1, в соответствии с которым к 2085 году зоны увлажнения могут сместиться к северу в среднем на 250...300 км. В этом случае все северные районы Казахстана ока-

жутся в полузасушливой зоне, а засушливая зона будет занимать более обширную территорию. По результатам моделирования с учетом остальных сценариев концентрации парниковых газов (бюкс 2) также будет происходить смещение зон увлажнения к северу, но менее значительное.

### ***Исследование изменения водных ресурсов***

Для исследования возможной уязвимости водных ресурсов Казахстана вследствие антропогенных изменений климата в качестве методической основы использована усовершенствованная концептуальная математическая модель формирования стока, разработанная в РГП «Казгидромет» [2-6, 10, 12, 13, 21, 22].

Основными входными данными для моделирования гидрографа стока являются суточные суммы осадков и средние суточные температуры воздуха на метеорологических станциях, расположенных в пределах бассейна или вблизи от него. В рамках данной работы проведена адаптация модели для оценки уязвимости водных ресурсов с использованием сценариев потенциального антропогенного изменения климата.

Антропогенные изменения климата были приняты по сценариям А2 и В2. Для построения, которых применялась версия 4.1 программного комплекса MAGICC/SCENGEN (Model of the Assessment of Greenhouse-gas Induced Climate Change / Scenario Generator), разработанного по заданию МГЭИК, в том числе и для проведения работ по оценке уязвимости.

Из 17 моделей комплекса для построения сценариев климата Казахстана было выбрано 5 моделей. Просчитано изменение приземной температуры воздуха и осадков к 2030 и 2050 году при двух сценариях изменения концентрации парниковых газов А2 и В2 в среднем по 5 моделям.

По мнению климатологов РГП «Казгидромет», для условий Казахстана в определенной мере следует ориентироваться на оба сценария изменения климата. Поэтому, вероятно, можно полагать, что под влиянием антропогенного изменения климата произойдет небольшое увеличение водных ресурсов горных районов и их уменьшение в равнинных районах Казахстана [11, 12]. В результате проведенных исследований получены следующие выводы:

1. Если антропогенные изменения климата вследствие выделения в земную атмосферу парниковых газов на перспективу 30 лет будут происходить в соответствии со сценарием А2, то водные ресурсы в горных бассейнах Казахстана увеличатся, в среднем от 0,8...4,5 % до 14,0...22,5 %. В равнинных же бассейнах рек они уменьшатся соответственно на 7,0...10,3 %.

2. Согласно сценарию В2 на перспективу до 30 лет увеличение стока в горных районах будет меньше и будет изменяться в пределах от 2,5 % до 9,3...12,3 %. В бассейне р. Арысь он также уменьшится, но на незначительную величину – 2,0 %. Сценарий В2 более «жесткий» для горных районов, а для равнинных бассейнов он более «мягкий», так в бассейнах равнинных рек уменьшение ресурсов будет составлять 6,0...6,8 %.
3. Если изменения климата на перспективу 50 лет будут происходить в соответствии со сценарием А2, то водные ресурсы в горных бассейнах Казахстана увеличатся, в среднем от 1,3 % до 12,7 %. В равнинных же бассейнах рек уменьшатся на 4,4...7,8 %.
4. На перспективу до 50 лет сценарий В2 более «жесткий». Согласно этому сценарию увеличения стока в горных районах не будет, он уменьшится в пределах от 7,2 % до 19,5 %, только в бассейнах рек Уба и Ульба сток незначительно увеличится на 3,2 %. Сценарий В2 более «жесткий» и для равнинных бассейнов, так в этих бассейнах уменьшение ресурсов будет изменяться от 8,0 % до 8,5 %.
5. В разные по водности годы результаты оценки уязвимости водных ресурсов показывают, что независимо от водности года изменение водных ресурсов имеет ту же тенденцию, что и в среднем за весь многолетний период.
6. Во всех вариантах и сценариях осадки и температура увеличиваются. В горных районах за счет увеличения зимних осадков (особенно в основных стокообразующих зонах бассейнов) увеличиваются значения снеготопливных запасов, что приводит в условиях повышения температуры воздуха к увеличению стока в весенний период. Увеличение температуры воздуха не так существенно, чтобы привести к значительному более раннему оттаиванию почвогрунтов и как следствие к увеличению потерь стока в период весеннего половодья. В равнинных бассейнах картина иная. Повышенные осадки меньше влияют на величину стока в силу больших его потерь на водосборе. В равнинных бассейнах более четко прослеживается зависимость от температуры воздуха. В условиях ее повышения наблюдается уменьшение глубины осеннего промерзания и как следствие этого увеличение потерь стока на инфильтрацию.

***Предложения по эффективному использованию водных ресурсов региона***

Исходя из оценки уязвимости водных ресурсов вследствие возможного антропогенного изменения климата, исключительно важным является вопрос адаптации к этим изменениям в новых условиях. В результате проведенных исследований получены следующие выводы:

1. Наиболее радикальными адаптационными мерами могут быть снижение эмиссии парниковых газов и переброска части стока в Республику Казахстан с территории Российской Федерации.
2. Приоритетными должны стать мероприятия, связанные с экономией воды и охраной окружающей среды.
3. Для детальной оценки и управления водными ресурсами необходимо создание имитационной системы.
4. Произведенные расчеты показали, что глобальное повышение температуры воздуха нашей планеты и продолжение деградации горного оледенения приведет к повышению напряженности при использовании стока. Для компенсации этой напряженности необходимо проектирование и строительство на горных реках водохранилищ, в основном сезонного регулирования, а также противопаводковых и селевых гидротехнических сооружений.

***Меры для поддержки развития секторов экономики, использующих водные ресурсы:***

- стратегическое развитие экономики с ориентацией на безводные и маловодные технологии;
- увеличение доли использования подземных вод;
- переброска части речного стока внутри регионов и из-за их пределов.

***Меры по ослаблению негативных последствий влияния уязвимости водных ресурсов на сектора экономики:***

- минимизация потерь воды путем реконструкции оросительных систем и систем водоснабжения;
- замена влаголюбивых сельскохозяйственных культур на орошаемых землях менее влаголюбивыми культурами;
- внедрение прогрессивных технологий в орошаемом земледелии;
- внедрение маловодных технологий и систем оборотного водопользования на существующих промышленных предприятиях и в коммунальном хозяйстве;
- использование сточных вод;
- пересмотр режимов работы гидроэлектростанций;
- использование атомной, солнечной и ветровой энергии;

- проведение дноуглубительных работ, реконструкция пристаней и причалов на судоходных реках;
- замена имеющихся типов судов речного транспорта и рыболовного флота на суда с меньшей осадкой.

***Меры по оптимизации состояния водных экосистем и охране окружающей среды:***

- создание благоприятного воднотеплового режима для обитания и воспроизводства рыб и других живых организмов, регулирование их численности;
- химическая и биологическая очистка сточных вод;
- осуществление дополнительных мелиоративных, агролесомелиоративных и агротехнических мероприятий для обеспечения экологической безопасности;
- создание санитарных защитных зон вблизи поверхностных водоисточников и в местах забора подземных вод;
- жесткое ограничение хозяйственной деятельности в наиболее маловодных районах и перенос ее на другие территории;
- обязательная экологическая экспертиза новых проектов использования водных ресурсов.

***Меры по сокращению социальных потерь:***

- выдача компенсаций населению при его переселении из районов опустынивания при уменьшении ресурсов поверхностных вод;
- выделение средств на развитие инфраструктуры в новых районах поселений;
- импорт недостающих продовольственных и промышленных товаров в связи с невыгодным их производством в условиях возможного уменьшения водных ресурсов.

***Меры по повышению оперативности принятия решений:***

- совершенствование законодательных актов и заключение межгосударственных соглашений по регулированию водохозяйственных отношений с учетом предстоящих изменений водных ресурсов;
- повышение заблаговременности и оправданности гидрологических прогнозов;
- разработка моделей и научно обоснованных рекомендаций, позволяющих правильно и быстро оценивать ситуации, возникающие при формировании и использовании водных ресурсов;

- подготовка необходимых служб к незамедлительному выполнению возможных решений;
- определение в изменившихся условиях ресурсов поверхностных вод и статистических характеристик речного стока для разработки Схем комплексного использования водных ресурсов и проектирования необходимых гидротехнических сооружений.

***Меры по уменьшению ущерба, наносимого селями:***

- в зависимости от важности объекта, расположенного в селеопасной зоне, решения по обеспечению безопасности могут носить как политический, так и экономический характер. Примером политического решения проблемы защиты от селей г. Алматы может быть его перенос на север вплоть до Капшагайского водохранилища;
- проведение превентивных, организационно-хозяйственных и защитных противоселевых мероприятий. К мерам превентивного характера относятся предупреждение зарождения и развития озер, прорыв которых может привести к формированию селей; опорожнение селеопасных озер на моренно-ледниковых комплексах; мелиорация стартовых зон селей дождевого генезиса; фитомелиорация в средне- и низкогорной зонах; террасирование склонов в низкогорной зоне; создание емкостей для задержания селей и паводков; активное воздействие на интенсивность, продолжительность и фазовый состав выпадающих осадков и т.д.;
- организационно-хозяйственные мероприятия: ограничение хозяйственной деятельности в селеопасных зонах; сохранение растительного покрова на водосборах; рекультивация ландшафтов; безопасное размещение объектов рекреационного назначения и организация оповещения о селевой опасности; пропаганда поведения населения в селеопасной зоне и т.д.;
- защитные мероприятия, прежде всего гидротехнические, обеспечивают сохранность объектов, которым угрожают сели, путем: задержания селей; пропуска селей через защищаемую территорию; отвода селей от защищаемых объектов и т.д.;
- к настоящему времени общепринятых методов борьбы с селевыми явлениями, прошедших проверку временем, не существует. Достоверно лишь то, что мероприятия превентивного характера не гарантируют полной защиты, в связи с чем, строительство селеуловителей (селехранилищ) в горных долинах остается необходимым элемен-

том обеспечения безопасности. Если уровень урбанизации конуса выноса невелик, а стоимость превентивных мероприятий значительно превышает стоимость защищаемых объектов и земель, изымаемых с целью обеспечения безопасности, целесообразен пропуск селей через защищаемую территорию или использование части конуса выноса для отложения селей в его пределах;

– для каждого селевого бассейна должна разрабатываться индивидуальная стратегия защиты.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баймолдаев Т., Виноходов В. Казселезащита – оперативные меры до и после стихии. – Алматы: Бастау, 2007. – 284 с.
2. Боровикова Л.Н., Денисов Ю.М. Модель поступления воды на поверхность горного бассейна и некоторые результаты ее проверки на бассейнах рек Западного Тянь-Шаня // Тр. САНИГМИ. – 1970. – Вып. 52 (67). – С. 3-20.
3. Важнов А.Н. Анализ и прогноз стока рек Кавказа. – М.: Гидрометеоиздат, 1966. – 274 с.
4. Виноградов Ю.Б. Вопросы гидрологии дождевых паводков на малых водосборах Средней Азии и Южного Казахстана. // Тр. КазНИГМИ. – 1967. – Вып. 28. – 262 с.
5. Голубцов В.В. О построении математической модели формирования стока в горном бассейне. // Тр. КазНИГМИ. – 1975. – Вып. 48. – С. 3-25.
6. Голубцов В.В., Ли В.И., Строева Т.П. Математическое моделирование процессов формирования стока горных рек в условиях ограниченной информации. / Труды V Всесоюзного гидрологического съезда. – 1989. – Т. 6. – С. 374-382.
7. Голубцов В.В., Ли В.И. Оценка влияния деградации горного оледенения на водные ресурсы бассейна озера Балхаш // VI Всероссийский гидрологический съезд, Тезисы докладов, Секция 3. Гидрометеоиздат, С-Петербург, 2004, с. 242-243.
8. Голубцов В.В. Изменение водных ресурсов и режима рек в результате деградации оледенения в их бассейнах. // Гидрометеорология и экология. – 2008. – №1. – С. 47 – 62.
9. Долгих С.А., Смирнова Е.Ю., Сабитаева А.У. К вопросу о построении сценариев изменения климата Казахстана // Гидрометеорология и экология. – 2006. – №1. – С. 7-20.

10. Комаров В.Д. Весенний сток равнинных рек Европейской части СССР, условия его формирования и методы прогноза. – Л.: Гидрометеиздат, 1969. – 295 с.
11. Ли В.И., Попова В.П. Оценка уязвимости водных ресурсов Казахстана при антропогенном изменении климата в первой половине 21 века. // Гидрометеорология и экология. – 2008. – №1. – С. 27-46.
12. Ли В.И., Попова В.П. Оценка влияния изменений климата на годовой сток основных рек Казахстана в 20 и начале 21 веков. // Гидрометеорология и экология. – 2008. – №1. – С. 63-75.
13. Попов Е.Г. Вопросы теории и практики прогнозов речного стока. – М.: Гидрометеиздат, 1963. – 395 с.
14. Степанов Б.С. Глобальное потепление и селевая активность / Сборник научных трудов Министерства охраны окружающей среды РК «Научно-прикладные исследования в области охраны окружающей среды». – Т. 1. – Алматы: ЦОЗиЭП, 2006. – С. 41–50.
15. Степанов Б.С., Степанова Т.С., Яфязова Р.К. Селевая опасность и устойчивое развитие горных и предгорных районов Прибалхашья / Международный экологический форум «Балхаш-2000» по проблемам устойчивого развития Или-Балхашского бассейна. – Алматы, 2000. – Вып. 1. – С. 447–450.
16. Степанов Б.С., Яфязова Р.К. Концепция защиты от селей г. Алматы в условиях изменяющегося климата // Гидрометеорология и экология. – 2006. – № 1. – С. 67–79.
17. Степанов Б.С., Яфязова Р.К. Климат и ландшафты центральной части северного склона Заилийского Алатау / Современные проблемы геоэкологии и созологии. – Алматы, 2001. – С. 138–142.
18. Степанов Б.С., Яфязова Р.К. О роли гляциальных селей в выносе наносов из верхнего яруса накопления северного склона Заилийского Алатау // Гидрометеорология и экология. – 2003. – № 4. – С. 81–87.
19. Яфязова Р.К. Природа селей Заилийского Алатау. Проблемы адаптации. – Алматы, 2007. – 158 с.
20. Jouzel, J., Lorius, C., Petit, J.R., Barkov, N.I. & Kotlyakov, V.M. 1994. Vostok isotopic temperature record. In T.A. Boden, D.P. Kaiser, R.J. Sepanski & F.W. Stoss (eds.), *Trends'93: A Compendium of Data on Global Change*: 590 – 602. ORNL/CDIAC-65. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, Tenn., USA.
21. Golubtsov V.V., Lee V.I., Skotselyas I.I. Anthropogenic Climate Change and Reduction of Water Resources; Adaptation Issues Related to the Economy in Ka-



- zakhstan. \ Adaptating to Climate Change. Assessments and Issues. An International Perspective Springer - Verlage, New York, 1996, P. 225-231.
22. Skotselyas I.I., Golubtsov V.V., Lee V.I. Possible changes of surface water resources of Kazakhstan in XXI century \ Water: a looming crisis? International Conference on World Water Resources at the beginning of the 21 st Century (UNESCO, Paris, 3-6 June 1998. IHP-V Technical Documents in Hydrology | No 18 UNESCO, Paris, 1998, p.315-320
  23. Yafyazova, R.K. 2003. Influence of climate change on mudflow activity on the northern slope of the Zailiysky Alatau Mountains, Kazakhstan. Proceedings of the Third International Conference on Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment, September 10–12, 2003, Davos, Switzerland, pp. 199–204.
  24. Yafyazova, R.K. 2005. Estimation of mudflow activity under the changing climate. Journal of Nepal Geological Society, Vol. 32, (Special Issue). Abstracts of the Fifth Asian Regional Conference on Engineering Geology for Major Infrastructure Development and Natural Hazards Mitigation, September 28–30, 2005, Kathmandu, Nepal, p. 78.

РГП «Казгидромет», г. Алматы

#### **БАЛҚАШ КӨЛІ МЕН АРАЛ ТЕҢІЗІ АЛАПТАРЫНЫҢ СУ РЕСУРСТАРЫНА КЛИМАТ ӨЗГЕРІСТЕРІНІҢ ӘСЕРІ**

Техн. ғылымд. канд.	С.П. Шиварёва
Геогр.ғылымд. канд.	С.А. Долгих
Геогр. ғылымд. докторы	Б.С. Степанов
Геогр. ғылымд. канд.	Р.К. Яфязова
Техн. ғылымд. канд.	В.И. Ли
Геогр.ғылымд. канд.	В.В. Голубцов
Геогр.ғылымд. канд.	В.П. Попова
	Б.О. Баймагамбетов
	Е.Е. Петрова

*Балқаш көлі мен Арал теңізі алаптарындағы гидрологиялық циклдің, жауын-шашын, ауа температурасы, мұздану және сел белсенділігінің өзгеруі қарастырылды. Климат пен су ағындысының аймаққа сәйкес келетін, заманауи үлгісіне талдау жасалды. Негізгі климат түзуші факторлар мен су ресурстарының өзгеру мүмкіндігі зерттеле келе, аймақтың су ресурстарын тиімді пайдалану жөнінде ұсыныстар келтірілді.*

УДК 551. 583.14

**КОЛЕБАНИЯ КЛИМАТА В ИЛЕ-БАЛХАШСКОМ БАССЕЙНЕ И ЕГО СВЯЗЬ С УРОВНЕМ ОЗЕРА**Доктор геогр. наук В.С. Чередниченко  
Э.П. Кожаметова

*Исследована связь между температурой воздуха в Иле-Балхашском бассейне в теплый период и уровнем оз. Балхаш. Обнаружены многолетние циклы в колебаниях температуры и годовых сумм осадков. Выполнен анализ связи между уровнем озера Балхаш и общей циркуляцией атмосферы. Показано, что уровень озера является интегральной характеристикой циркуляционных процессов в регионе и связанных с ними осадков в бассейне.*

Проанализировав большой материал по выявлению тенденций изменения климата в Иле-Балхашском бассейне (ИББ), мы не могли не рассмотреть вопрос о том, как влияют обнаруженные нами тенденции на водозапасы региона в первую очередь на уровень оз. Балхаш, который, как известно, испытывает такие колебания.

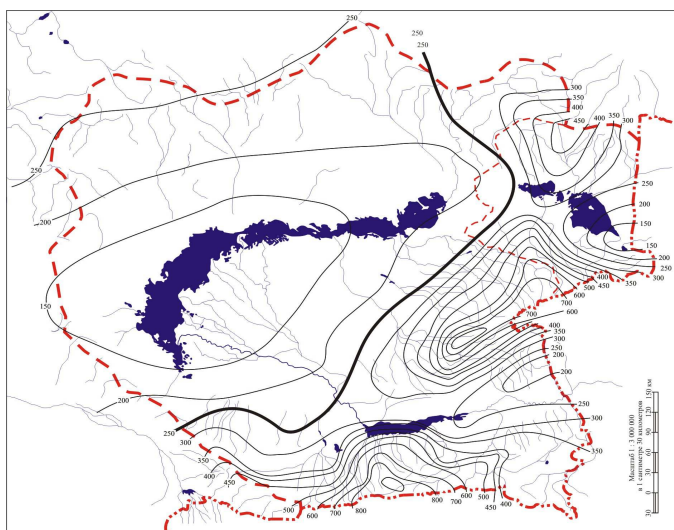
Известно, что изменение уровня внутренних водоемов является интегральной характеристикой колебания климата бассейна водосбора. Поэтому целесообразно рассмотреть найденные нами тенденции в изменении температуры и осадков в регионе [19] с колебаниями уровня о. Балхаш. При этом задача выработки каких-либо рекомендаций к решению имеющихся в регионе водохозяйственных проблем не ставилась. Было только намерение выявить имеющиеся физические закономерности и взаимосвязи между характеристиками климата и уровнем озера. Хотя, с другой стороны, понятно, что такие связи затем могут быть использованы при решении некоторых прикладных задач.

На уровень оз. Балхаш влияет очень много факторов: естественные – сток рек, температура воздуха, испарение, количество осадков и т.д. и антропогенные. В данной работе нами сделана попытка оценить влияние температуры воздуха и количества осадков на уровень озера. Для решения этой задачи мы сначала определили количество осадков, выпадающих на поверхность ИББ в пределах территории Казахстана. Площадь ИББ в пределах Республики Казахстан по разным источникам [15, 3] варьирует от

304 до 400 тыс. км<sup>2</sup>, тогда как по нашим расчетам она доходит до 440 тыс. км<sup>2</sup>. Были использованы данные о среднегодовом количестве осадков по 50 метеостанциям, расположенным на территории ИББ. Были также использованы и данные о температуре по этим же станциям. Для достижения цели на картах ИББ в пределах РК были проведены изогеты и определены площади между изогетами, а затем – количество осадков, выпадающих на площадь бассейна [13].

Как известно, Иле-Балхашскому бассейну присуще исключительное многообразие природных условий – от песчаных пустынь Прибалхашья до вечных снегов и ледников в горах. Рассматриваемая территория по гидрометеорологическим условиям разделяется на две области – горную, или зону формирования стока, и равнинную, или область потерь и рассеивания стока [15]. Эти области были разделены нами по изогете 250 мм (это 25 % от средней величины испаряемости для Балхаша [3, 4, 9, 15, 16,]), проходящей с горных районов Айтау (юго-восток ИББ), затем через Айдарлы, Коксу, Аркарлы до хр. Акшатау (северо-восток ИББ) (рис.1). Область формирования стока расположена с правой стороны от заданной линии (изогеты 250 мм), а бессточная область – с левой стороны. Такое деление бассейна позволило нам определиться с основными влияющими факторами. В бессточной области происходит основная потеря стока за счет испарения с поверхности озера и дельты р. Иле. Здесь основным метеорологическим фактором является температура воздуха в теплый период года, а в области формирования стока определяющими являются осадки. После этого были выполнены расчеты выпадающего количества осадков на каждую из областей. Результаты расчетов показали, что объем осадков, выпадающих на поверхность ИББ в пределах Казахстана, составляет 116 км<sup>3</sup>/год. Среднее количество осадков, поступающее на площадь формирования стока составляет 67 км<sup>3</sup>/год, а на бессточную область (область потерь и рассеивания стока) – 49 км<sup>3</sup>/год.

Согласно литературным источникам годовой приток в Балхаш составляет в среднем 14 км<sup>3</sup>, из них 80 % даёт р. Иле, 75 % стока которой формируется на территории Китая [15, 9, 16]. Можно видеть, что выпадающее количество осадков только на территории Казахстана в зоне формирования стока почти в 5 раз, а в зоне потери стока – в 3,5 раза превышает эту величину. Коэффициент поверхностного стока, следовательно, чрезвычайно мал для всего региона.



*Рис. 1. Распределение годовой суммы осадков в ИББ (мм) в пределах территории Казахстана.*

Далее была рассмотрена связь уровня оз. Балхаш с динамикой температуры воздуха в его бассейне и временным ходом годовых сумм осадков. Температура воздуха бралась за период май – сентябрь, потому, что именно в эти месяцы температура воздуха (и воды) самая высокая, поэтому происходит наиболее значимое испарение с поверхности озера. При этом сам вековой ход уровня озера объектом исследований не является. Мы использовали общепризнанные литературные данные о динамике уровня, его особенностях и циклах [9, 15, 16]. Учитывая, что уровень озера сглаживает в своем ходе короткопериодные колебания температуры воздуха, нами при расчетах были взяты скользящие средние (период осреднения 3 года) значения температуры воздуха за период с 1935 по 2003 гг. Такие же осреднения проведены по значениям количества осадков. Для зоны потери стока были использованы данные 5 метеорологических станций: Балхаш, Алгазы остров, Матай, Бектауата, Аул 4.

В результате проведенного анализа временного хода уровня оз. Балхаш и средних для зоны потери стока суммарных температур воздуха теплого периода, видно, что в целом росту уровня озера и достижению максимума с 1953 г. по 1970 г. соответствуют сравнительно низкие суммарные температуры воздуха. Понижение уровня озера после этого периода и низкое его стояние до 1998 г. происходит на фоне повышенных температур воздуха (рис. 2).

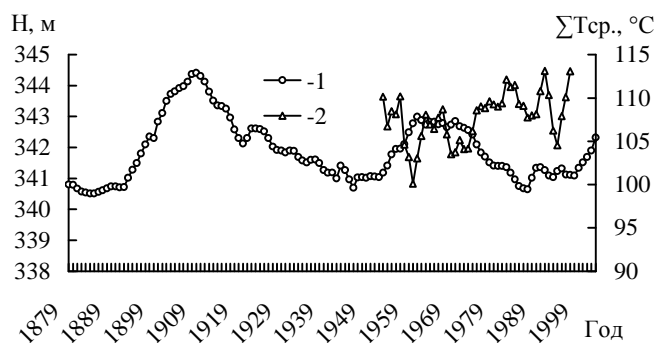


Рис. 2. Вековой ход уровня оз. Балхаш (1) и величины скользящих суммарных температур воздуха для теплого периода (2) для зоны потери стока.

Результаты расчетов показали, что связь между средними величинами суммарных температур воздуха теплого периода (май – октябрь) за скользящий 3-х летний период для зоны потери стока и уровнем оз. Балхаш высокая. Коэффициент корреляции ( $r$ ) этой связи составляет минус 0,66, а коэффициент детерминации ( $R^2$ ) равен 0,43 (рис. 3).

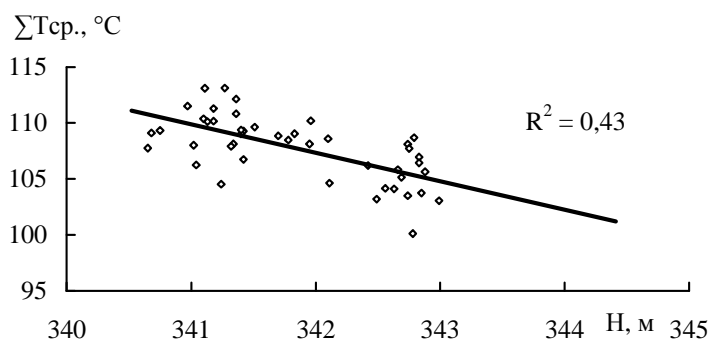


Рис. 3. Корреляционная связь между величинами суммарных температур теплого периода за скользящий 3-х летний период для зоны потери стока и уровнем оз. Балхаш.

В качестве примера для этой части бассейна взяты данные метеостанции Балхаш, которая имеет наиболее длинный ряд наблюдений (рис. 4). Как видно на рис. 4, между уровнем озера и температурой воздуха существует обратная связь, т.е. максимальному уровню озера соответствуют минимальные значения температуры воздуха и наоборот. Так, относительно низкому уровню оз. Балхаша в период с 1935 по 1953 год соответствуют относительно высокие суммарные температуры. Периоду подъема уровня, а затем высокому его стоянию с 1961 по 1975 г. соответствует период низких температур воздуха. Рост этих температур после 1975 г.

согласуется с понижением уровня озера и низким его стоянием в период до 1998 г. Отмечающийся в последние годы рост уровня озера происходит на фоне падения суммарных температур в эти годы.

Коэффициент корреляции между уровнем оз. Балхаш и суммарной среднемесячной температурой воздуха ( $\Sigma T_{cp}$ , °C) за скользящий 3-х летний период на станции Балхаш составляет минус 0,64, а коэффициент детерминации ( $R^2$ ) равен 0,42.

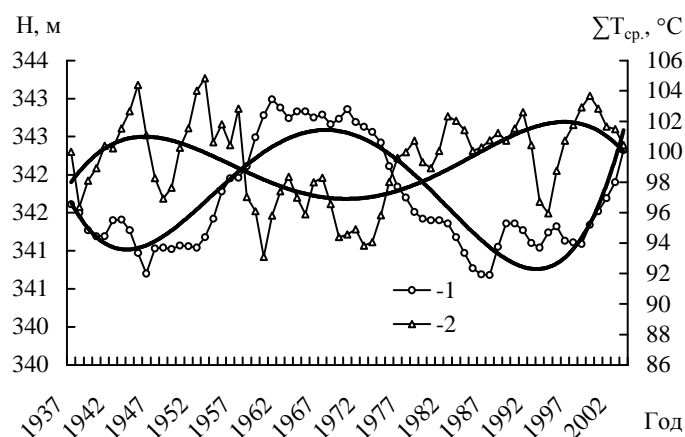
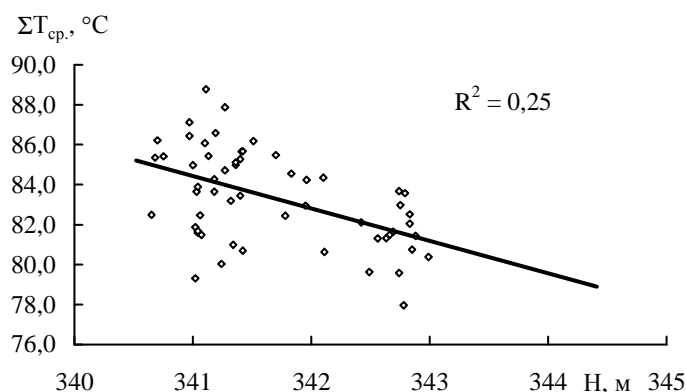


Рис. 4. Временной ход уровня оз. Балхаш (1) и суммарной среднемесячной температуры воздуха (2) и их линии тренда за май – сентябрь, период с 1937...2003 гг.

Наличие достаточно тесной обратной связи уровней воды с температурой воздуха (уровни растут с уменьшением интегральной суммы отклонений температуры воздуха) объясняется не только тем, что увеличение температуры воздуха, при прочих условиях, влечет за собой рост испарения с водного зеркала и снижение уровня, но и обратно пропорциональной взаимосвязью накопления интегральных сумм отклонений осадков и температуры [10].

Для оценки динамики суммарной температуры воздуха теплого периода и её связи с уровнем оз. Балхаш были использованы данные десяти метеостанций, расположенных в зоне формирования стока в пределах республики Казахстан. Периоду роста уровня озера с 1953 г. по 1963 г., а затем его относительно высокому стоянию до 1970 г. соответствует период понижения температуры воздуха. Начиная с 1971 г. по 1987 г. наблюдается падение уровня озера, а суммарная температура воздуха начинает повышаться.

Однако следует отметить, что теснота связи между уровнем озера и средней суммарной температурой воздуха теплого периода для этой зоны меньше ( $R^2 = 0,25$ ) по сравнению с величиной связи в зоне потери стока (рис. 5).



*Рис. 5. Корреляционная связь между величинами суммарных температур теплого периода за скользящий 3-х летний период для зоны формирования стока и уровнем оз. Балхаш.*

Из всех выбранных для анализа метеорологических станций в зоне формирования стока наиболее тесная связь между уровнем озера и суммарной среднемесячной температурой воздуха теплого периода наблюдается на М Мынжылки и М Кугалы ( $r = -0,53$ ,  $R^2 = 0,27$ ).

Для оценки связи уровня оз. Балхаш с количеством осадков были использованы данные метеорологических станций, расположенных в различных частях бассейна. При этом в зоне формирования стока нами выделены три основные области: Илейского Алатау (южная часть ИББ), Жетысуского Алатау (восточная часть ИББ), и хребта Тарбагатай (северо-восток ИББ). Для каждой из этих областей рассчитано среднее количество осадков по годам.

В южной части ИББ среднее количество осадков имеет значительную межгодовую изменчивость. В отличие от температуры воздуха, связь между уровнем озера и средним количеством осадков оказалась слабой ( $r = 0,09$ ,  $R^2 = 0,08$ ).

Положение уровня бессточных озер в любой год, помимо годового притока определяется увлажненностью бассейна и запасами воды предшествующих лет, т.е. является интегральным выражением гидрометеорологических условий нескольких лет [10]. Поэтому в ходе уровня озера наблюдается некоторое запаздывание относительно изменений термических условий. Срок запаздывания зависит от размеров водоема и его бассейна,

физико-географических условий, объема поступающего стока и ряда других факторов, составляя в среднем 6 лет [11].

В восточной части ИББ временной ход среднего количества осадков за год имеет смещение по фазе и обратную связь с уровнем оз. Балхаш. В период роста уровня озера с 1953 г. по 1961 г. имело место понижение среднего количества осадков. На фоне стояния относительно повышенного уровня озера с 1963 г. по 1971 г. наблюдался рост среднего количества осадков. Далее, количество осадков продолжает свой рост, а уровень озера с 1972 г. по 1987 г. начинает падать. Рост уровня озера с 1988 г. происходит на фоне повышения количества осадков.

Связь уровня оз. Балхаш со средним количеством осадков в восточной части ИББ слабая. Коэффициент корреляции ( $r$ ) равен 0,16, а коэффициент детерминации ( $R^2$ ) равен 0,03.

На северо-востоке ИББ ход среднего количества осадков за год повторяет ход уровня озера, но с некоторым смещением наступления максимума и минимума. Период наступления максимума и минимума количества осадков наступает раньше по сравнению с наступлением максимума уровня озера. Так, с 1937 г. по 1952 г. на фоне пониженного уровня озера наблюдается повышение количества осадков. В период роста уровня озера с 1953 г. и его высокому стоянию в 1961 г. соответствует максимум количества осадков. При относительно повышенном уровне озера наблюдается понижение количества осадков. Минимум количества осадков отмечается на фоне понижения уровня озера. Связь между ними слабая ( $r = 0,2$ ,  $R^2 = 0,04$ ). Необходимо отметить, что величина этой связи несколько лучше, чем в других регионах ИББ.

Р.И. Гальперин изучал многолетние колебания годового стока рек в различных частях Иле-Балхашского бассейна за период с 1930 по 1980 гг. [5]. Автор обнаружил значительное разнообразие этой характеристики для различных частей бассейна. Поэтому в дальнейших исследованиях он выделил три типа многолетнего хода водности рек: джунгарский, алматинский и смешанный [6].

В Джунгарском типе, пренебрегая второстепенными деталями, он выделил две фазы: маловодную с 1951 г. по 1957 г. и многоводную в последующий период. Алматинский тип, построенный как средний сток Большой и Малой Алматинок, противоположен джунгарскому. Смешанный тип, к которому согласно [5] относится большинство рек, содержит элементы и джунгарского, и алматинского типов. Интегральная кривая годового стока р. Иле, объединяющая сток большинства рек Иле-



Балхашского бассейна, не похожа ни на один из выделенных типов, хотя, по нашему мнению, она имеет ряд характерных моментов, соответствующих смешанному типу. Р.И. Гальперин замечает, что «физическая подоплека выделения указанных типов не прослеживается, но ... в их основе различные условия питания рек» [6]. Эти «различные условия» в виде колебания количества осадков по территории бассейна, обусловленные колебанием повторяемости типов синоптических процессов и усиленные орографией, нами рассмотрены и показаны в [19] и выше по тексту. Именно эти факторы объясняют слабую корреляцию временного хода осадков в различных частях бассейна как между собой [19], так и уровнем озера, а также стоком р. Иле.

Полученные результаты не представляются неожиданными. Еще Р.Д. Курдин отмечал, что корреляции между годовым количеством осадков в бассейне и уровнем озера не существует [9]. В то же время имеют место статистически значимые 5...6 летние циклы в колебаниях годовых сумм осадков и годового стока реки Иле. Он обнаружил также 10...12 и 17...22 летнюю, а также двухлетнюю цикличность. Последняя, по его мнению, осложняла выявление 5...6 летних циклов.

Мы повторили анализ на материалах наблюдений для ряда станций продленных до настоящего времени. Результаты приведены в табл.

Таблица

Многолетние циклы в колебаниях годовой температуры и годовых сумм осадков

Станция	Цикл							24	48
	2...3	5...6	7...8	10...12	14...17	17...22			
Температура									
Алматы	+	-	+	(+)	+	+	+	+	+
Баканас	+	-	+	-	+	+	+	+	+
Балхаш	+	-	+	-	+	-	+	+	+
Бахты	+	+	+		+		+	+	(+)
Мынжылки	+	(+)	+	(+)	-	+	+	+	(+)
Осадки									
Алматы	+	(+)	+	-	(+)	+	+	+	+
Баканас	-	+	+	(+)	-	+	+	+	+
Балхаш	+	-	+	-	(+)	+	+	+	(+)
Бахты	+	-	+	-	+	-	-	-	+
Мынжылки	+	(+)	+	+	(+)		+	+	+

*Примечание:* Знаком «+» отмечены циклы, которые выявлены, а знаком «-» те, которые не обнаружены. В скобках даны циклы с уровнем ниже достоверных.

Продолжительность циклов, приведенная в табл., подсчитывалась по минимумам. По максимумам она на 1...3 года короче, чем по минимумам. Амплитуда колебаний растёт с увеличением продолжительности ритма, т.е. самыми выразительными являются 17...22, 24 и 48-летние циклы, как в рядах температуры, так и в рядах осадков. Продолжительность этих циклов нами несколько усреднена. Так, к 48-летним отнесены циклы продолжительностью от 45 до 50 лет.

В табл. видно, что большинство циклов, которые отмечались в [8, 9, 20] имеют место и у нас, кроме 5...6-летнего. Этот цикл имеет место в наших рядах, но относительно редко, а достоверность его была низкой. В целом же на всех станциях региона имеют место одни и те же циклы, разница только в степени выраженности. Так, 2...3-летние циклы особенно хорошо выражены в Балхаше, в то время как в Баканасе они выделены не были. Общими для всех станций можно считать 2...3, 7...8, 24 и 48-летние циклы. Циклы продолжительностью 14...17 и 17...22 года имеют примерно одинаковую повторяемость, возможно, это один и тот же цикл, замаскированный циклом 2...3 года.

О.А. Дроздов и соавторы одним из первых изучал циклы в рядах температуры и осадков на территории СССР, в том числе над Казахстаном [8]. Примечательно, что 11-летние циклы, т.е. циклы равные солнечным циклам, были им обнаружены только для территории Дальнего Востока и отдельных небольших регионов. Ряды наблюдений станции Казалинск, одной из ближайших к Иле-Балхашскому бассейну, рассматриваемых Дроздовым в [8], тоже не содержали 11-летних циклов, как и в нашем случае.

Рассмотрим, как связаны длиннорядные (вековые) циклы с общей циркуляцией атмосферы и как изменялись циркуляционные условия в рассматриваемый период, для этого воспользуемся типизацией Вангенгейма, уточненной Гирсом [7]. В основном принято изучать повторяемость трёх форм циркуляции  $W$ ,  $E$ ,  $C$ , для этого строятся интегральные кривые годового хода числа дней с названными формами циркуляции. Далее во временном ходе кривых повторяемости выделяют периоды, в течение которых годовая повторяемость той или иной формы превышает норму, а других – ниже нормы. Такие периоды называют циркуляционными эпохами. Однако эти процессы не стационарные и в исследуемых рядах есть тренд. Интегральная кривая повторяемости любой формы рассматривается на фоне нормы. В [17, 18] показано, что нормы годовой повторяемости  $W$  и  $E$ , вычисленные за период 1900...1960 гг., и нормы за период

1900...1981 гг., отличаются на 12...13 случаев, а границы циркуляционных эпох смещаются при этом на 4...6 лет. В рядах годовой повторяемости  $W$  и  $C$  имеется значимый линейный тренд. Интегральные кривые аномалий, построенные для таких нестационарных процессов, будут иметь перелом в середине исследуемого интервала. В первом случае этот перелом приходится на 1926 г., а во втором – на 1936 г., что указывает на некоторую ненадежность выводов о реальной циркуляции. И тем не менее через формы  $W$ ,  $E$  и  $C$  удобнее всего изучать естественный климатообразующий фактор – циркуляцию атмосферы.

Ряды повторяемости форм циркуляции Вангенгейма-Гирса анализировались с использованием модели циклических компонент, где амплитуда, период и фаза оценивались методом наименьших квадратов [12]. Такую модель можно рассматривать как способ выделения сложного тренда, состоящую из линейного тренда и гармоник. Результаты этого анализа и моделирования мы использовали в приложении к нашему исследованию. На рис. 6 приведен временной ход повторяемости форм циркуляции  $C + M2$  и уровня оз. Балхаш полученный И.С. Кимом [12]. Временные ходы оказались в противофазе, т.е. максимальной повторяемости форм циркуляции  $C + M2$  соответствуют минимальные уровни озера.

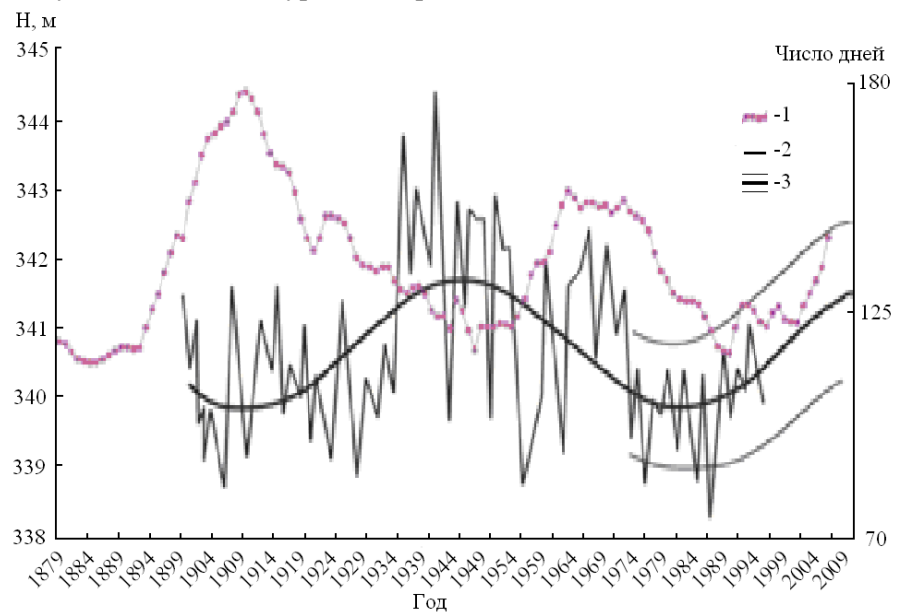


Рис. 6. Временной ход повторяемости форм циркуляции  $C + M2$  и уровня оз. Балхаш [12]. 1 – уровень озера; 2 – число дней с формами циркуляции  $C + M2$ ; 3 – выделенный тренд и возможные среднеквадратические отклонения

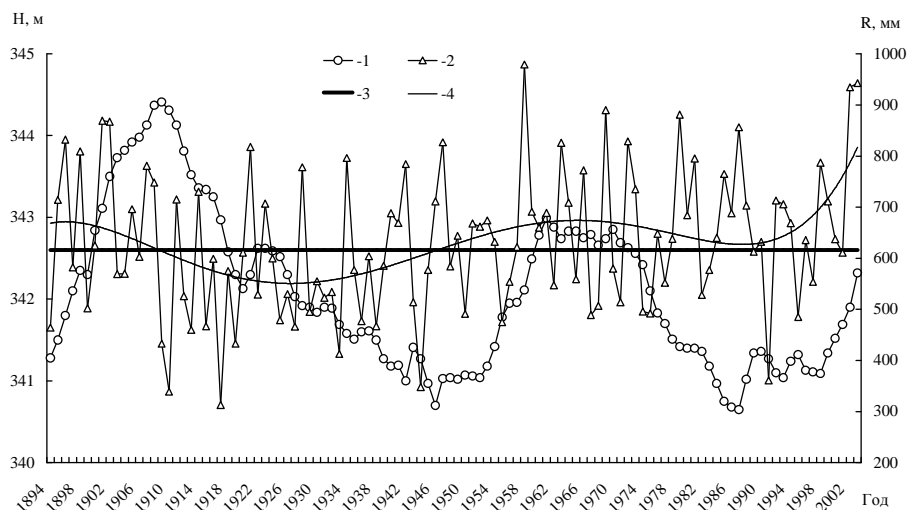
Повторяемость формы  $W$  в течение всего периода наблюдений уменьшалась, а формы  $E$  – увеличивалась. Никаких циклов на фоне этих трендов не обнаружено. Статистически значимый тренд, описываемый гармоникой 70 лет, обнаружен в ряде повторяемости форм  $C + M2$ . Здесь наблюдался рост до второй половины 30-х годов, а затем падение до середины шестидесятых годов. В настоящее время снова имеет место рост повторяемости этих форм. Другие вековые циклы присутствуют лишь частично из-за относительно короткого ряда наблюдений, и мы их не рассматривали.

Сопоставление изменений повторяемости форм циркуляции рассматриваемых рядов с изменениями температуры показывает, что ее рост на  $30^\circ$  и  $80^\circ$  широтах происходил и происходит синхронно с ростом повторяемости форм циркуляции  $C + M2$ . Таким образом, изменение среднегодовой приземной температуры происходит синхронно с ходом повторяемости форм циркуляции  $C + M2$  [12]. Рост температуры происходил с начала 20-го века, достиг максимума в 30-е годы, а затем снижался к минимуму в 50-е годы. И хотя осадки слабо коррелируют с температурой, на рис. 6 и 7 можно видеть, что примерно в это же время начался период, когда ход осадков в Алмате перешел через значение в сторону «ниже нормы», достиг минимума в конце двадцатых годов и снова подошел к норме в конце сороковых годов. Следовательно, временной ход осадков в регионе, как и температуры в общем, хорошо согласуется с временным ходом формы циркуляции  $C + M2$ .

Существуют ли обнаруженные нами в рядах температуры и осадков циклы также и в вековом ходе уровня озера? Внутривековые циклы уровня озера в общих чертах прослежены с начала 19 века, а более детально с конца 19 века. Продолжительность этих циклов от 42 до 65 лет, причем по максимуму они несколько короче. Амплитуда колебаний уровня озера в этих циклах составляла 2,4...4,2 м [9]. Что касается ритмов меньшей продолжительности, то чем они короче, тем труднее их выявить во временном ходе уровня Балхаша. Ряд авторов считает, что в уровне воды оз. Балхаш статистически значимая многолетняя (короткопериодная) цикличность отсутствует в связи с подавлением ее трендами, обусловленными фазами подъема и спада внутривековых циклов. В общем, связь между динамикой осадков в регионе и уровнем озера оставалась не ясной, хотя понятно, что других поступлений воды нет. В то же время многолетние циклы в ходе атмосферных осадков и температуры воздуха с одной стороны и вековым ходом стока р. Иле выделить можно [9, 20]. Это обусловле-

но тем, что уровень озера, как нами получено в [19], определяется суммой его годовых приращений за ряд предшествующих лет.

Для того чтобы конкретизировать искомую связь, был построен совмещенный по времени график хода годового количества осадков по данным М Алматы и хода уровня озера. Станция Алматы взята потому, что ряд исследователей указывают на достаточно показательный для бассейна ход температуры и осадков в Алмате. Это согласуется и с нашими выводами. К тому же выполнить анализ данных только одной станции проще, чем комплексный анализ. Кроме того, ряд наблюдений по М Алматы самый длинный в этом регионе.



*Рис. 7. Вековой ход уровня оз. Балхаш и годового количества осадков на М Алматы. 1 – уровень воды; 2 – годовое количество осадков; 3 – норма осадков; 4 – линия тренда.*

Временной ряд осадков по Алмате за более чем столетний период был аппроксимирован параболой. На рис. 7 в соответствии с [14] нанесена также «норма» количества осадков для Алматы. На рисунке легко обнаруживаются многолетние циклы не только в ходе уровня озера, но и в ходе осадков. Эти циклы смещены по отношению друг к другу на четверть полного периода, состоящего из одного подъема и одного опускания уровня. Соответственно, связь между многолетними колебаниями осадков и уровня озера на временном участке ненарушенного стока следующая:

- 1) в ходе осадков имеют место два полных длиннопериодных цикла: с 1907 г. по 1948 г. (период ниже нормы) и с 1948 г. по 1988 г. (период выше нормы);

- 2) экстремум в уровне озера наступает точно в момент перехода параболы, аппроксимирующей количество осадков, через норму.

При переходе от периода избытка осадков к норме и ниже нормы мы наблюдаем максимум уровня озера, а при переходе от периода недостатка осадков до нормы к норме – минимум уровня. Закономерность нарушается после 1970 г. в связи с наполнением Капчагайского водохранилища, максимум уровня должен был бы наблюдаться в 1986...1987 гг., а наблюдался до 1972 г.. Полученная нами зависимость в многолетнем ходе уровня озера и количества осадков подтверждает полученные ранее другими исследователями и процитированные нами выше частные выводы о том, что экстремумы в ходе уровня озера смещены относительно хода осадков [9].

Из совместного анализа сглаженного хода количества осадков и уровня озера также видно, что система, в которую входит и дельта р. Иле [1, 2, 21] уровень минерализации воды в озере чутко реагирует на изменение количества осадков. Так, уменьшение осадков в среднем на 50 мм ниже нормы в период с 1910 по 1946 год привело к снижению уровня озера на 3,7 м. Следовательно, все хозяйственные мероприятия в бассейне, связанные с потреблением воды, должны быть хорошо просчитанными.

В результате выполненного анализа получены следующие выводы:

1. Во временном ходе температуры и осадков обнаруживаются циклы (ритмы) примерно одинаковой продолжительности 2...3, 7...8, 14...17, 24 и 40...48 лет. Такие же циклы имеются в вековом ходе уровня озера.
2. Амплитуда колебаний температуры и осадков возрастает с увеличением продолжительности цикла. Наступление экстремумов температуры в разных частях бассейна происходит практически одновременно.
3. Наличие неплохой согласованности во временном ходе некоторых форм циркуляции и температуры, а также осадков в Иле-Балхашском бассейне указывает на естественную природу наблюдаемых колебаний (ритмов).
4. Корреляционные связи температуры воздуха и осадков с уровнем оз. Балхаш оказались слабыми, если период осреднения был менее трёх лет. При выборе периода осреднения в 3 года обратные связи между температурой воздуха и уровнем озера оказались значимыми. В зоне потери стока коэффициент корреляции равен минус 0,65, а в зоне формирования стока коэффициент корреляции между температурой воздуха и уровнем озера составляет минус 0,5.

5. Осадки в районе потери стока, мало влияют непосредственно на величину стока ввиду их малости. Это обусловлено тем, что временной ход осадков в этом равнинном районе определяется только временным ходом повторяемости определенных типов синоптических процессов и их интенсивностью и влагозапасами. Влияние орографии при этом отсутствует или минимальное.
6. Временной ход осадков в разных частях бассейна в зоне формирования стока, т.е. в основном в горных районах, плохо коррелирует между собой, поскольку временной ход типов синоптических процессов преломляется через орографию конкретного региона. Соответственно, время наступления экстремумов осадков в разных районах разное.
7. Временной ход осадков на М Алматы, аппроксимированный параболой, лучшим образом согласуется с длиннопериодными колебаниями уровня озера при ненарушенном стоке, а именно: подъем (опускание) уровня имеет место в течение всего времени, пока годовое количество осадков выше (ниже) нормы. Максимум (минимум) наблюдается в момент, когда парабола пересекает линию нормы от периода избытка (недостатка) осадков к недостатку (избытку) осадков. При нарушенном стоке после 1971 г. согласованность нарушена, однако, предположение о сохранении обнаруженной зависимости позволяет уточнить время наступления максимума уровня озера, если бы прежние условия сохранились.
8. Уменьшение количества осадков на 50 мм от нормы в течение 36 лет даёт снижение уровня озера на 3,7 м. Следовательно, зависимость уровня от колебания количества осадков очень высокая, что следует учитывать при хозяйственной деятельности.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абдрасилов С.А. Русловые процессы и формирование внутриконтинентальных дельт (на примере дельты реки Или). – Алматы, Издательство «Рауан», 1994. – 192 с.
2. Абдрасилов С.А., Сарсенбаев М.Х. О взаимовлиянии динамики развития дельты р. Или и колебаний уровня воды озера Балхаш // Гидрометеорология и экология. – 2003. – №2. – С. 74-79.
3. Балхаш: Научно-популярное издание. – Алматы: Издательство «Берел», 2001. – 320 с.

4. Голубцов В.В. Изменение водных ресурсов и режима рек в результате деградации горного оледенения в их бассейнах // Гидрометеорология и экология. – 2008. – №1. – С. 47-62
5. Гальперин Р.И. Некоторые данные о многолетних колебаниях гидрометеорологических показателей в бассейнах озер Балхаш – Алаколь / Вопросы орошаемых земель Казахстана. – Алматы: 1986. – С. 25-31.
6. Гальперин Р.И. Многолетние колебания годового стока рек в бассейне озера Балхаш / Географические проблемы Или-Балхашского бассейна. – Алматы: Издательство «Гылым», 1993. – С. 63-70.
7. Гирс А.А. Макроциркуляционный метод долгосрочных метеорологических прогнозов. – Л.: Гидрометеиздат, 1974. – 148 с.
8. Дроздов О.А., Григорьева А.С. Многолетние циклические колебания атмосферных осадков на территории СССР. – Л.: Гидрометеиздат, 1971. – 157 с.
9. Курдин Р.Д. Многолетние колебания водного баланса и уровня озера Балхаш и их изменения в период наполнения Капчагайского водохранилища // Труды ГГИ. – 1986. – Вып. 315. – С. 23-41.
10. Курдин Р.Д. О связях уровней озера Алаколь с гидрометеорологическими факторами и уровнями Балхаша / Сб. работ Алматинской ГМО. – 1969. – Вып. 4. – С. 5-16.
11. Клиге Р.К. Изменение водных ресурсов бессточных озер // Сб. «Формирование водных ресурсов». – М.: 1976. – С. 68-79.
12. Ким И.С. Короткопериодные колебания климата Средней Азии и методики прогнозирования // САНИГМИ / Под ред. Л.Н. Боровиковой – Ташкент: Главгидромет РУЗ, 1996. – 151 с.
13. Левицкий И.Ю., Евглевская Я.В. // Решение задач по географическим картам. М.: Просвещение, 1996. – 159 с.
14. Научно-прикладной справочник по климату СССР. Серия 3. Многолетние данные. Ч. 1-6. Вып. 18. Казахская ССР. Книга 2. – Л.: Гидрометеиздат, 1989. – 440 с.
15. Современное экологическое состояние бассейна озера Балхаш / Под ред. Т.К. Кудекова. – Алматы: Каганат, 2002. – 388 с.
16. Скоцеляс Н.Н. Уточнение водного баланса озера Балхаш и динамика его основных элементов. // Труды КазНИИ Госкомгидромета. – 1989. – Вып. 104. – С. 47-65.
17. Сидоренко Н.С., Свиренко П.И. К вопросу о многолетних колебаниях атмосферной циркуляции. // Метеорология и гидрология. – 1983. – №1. – С 20-25.





УДК 551.324.43

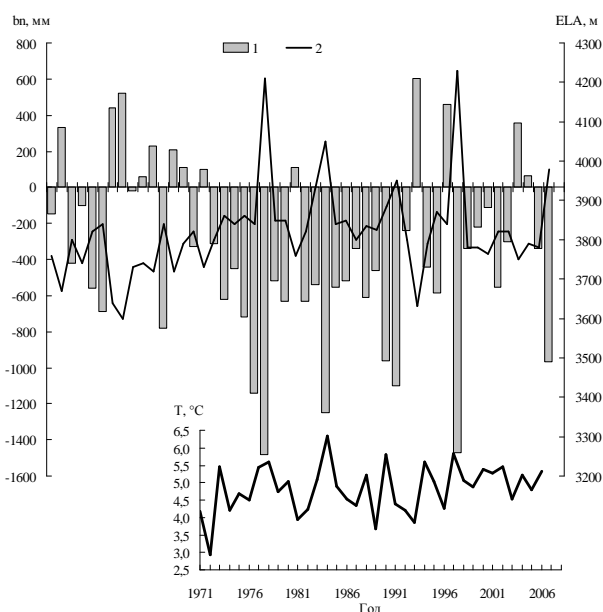
**КОЛЕБАНИЯ КЛИМАТА И БАЛАНС МАССЫ ЛЕДНИКА  
ТУЙЫКСУ (ИЛЕ АЛАТАУ)**Л.А. Ерисковская  
Канд. геогр. наук Н.В. Пиманкина

*Рассмотрены некоторые особенности многолетнего хода температуры воздуха и количества осадков, а также баланс массы ледника Туйыксу за 1956...2007 гг., и развитие природных процессов в высокогорье в последние годы.*

Ледник Туйыксу (ранее Туюксу) расположен в северном хребте Тянь-Шаня – Иле (ранее Заилийском) Алатау. Максимальная высота 4219 м (пик Погребецкого), средняя высота окружающих хребтов 4200 м. В настоящее время конец ледника лежит на высоте 3443 м, площадь в 2006 г. составляла 2,51 км<sup>2</sup>, длина 2,8 км, объем около 100 млн. м<sup>3</sup> [4]. Наблюдения аккумуляции и абляции проводятся с помощью 120 реек сотрудниками гляциологической станции Туйыксу-1 (Н = 3450 м н.у.м.), где выполняется комплекс метеорологических наблюдений. Осадки измеряют по сети обычных и 13 суммарных осадкомеров (ОСК), расположенных в высотном диапазоне 3200...3760 м [5].

Баланс массы ледника определяется прежде всего температурой воздуха и атмосферными осадками. Особенности формирования и динамика баланса массы ледника Туйыксу установлены в ходе многолетних исследований [1-4]. В рядах наблюдений на леднике выделены 2 периода, первый с 1956 по 1972 (продолжительность 17 лет) и второй с 1973 по 1990 (18 лет). Первый отличается повышенной аккумуляцией, низкими значениями абляции льда и суммарной абляцией с небольшим отрицательным балансом. Снеговая линия находилась в среднем на высоте 3750 м. Второй период характеризуется противоположными тенденциями в режиме ледника, что проявилось в высоком значении отрицательного годового баланса, резко повышенной суммарной абляцией, отступании снеговой линии до высоты 3870 м (на 120 м выше, чем в первом периоде). Сравнение средних многолетних величин составляющих баланса и самого баланса массы, а также некоторых климатических характеристик за периоды 1973...1990 и 1991...2007 гг. (17 лет наблюдений) позволяют сде-

лать вывод, что последний отрезок времени является относительно благоприятным для жизни ледника. В качестве критериев благоприятности можно считать среднюю годовую сумму осадков. Она несколько (на 2...3 %) превышает среднюю величину за 36 лет наблюдений, близка к средней величине сумм осадков за холодный период. Так же к благоприятным критериям можно отнести среднюю температуру июля, которая была на 2...3 % ниже нормы и толщину снежного покрова (по измерениям по рейке на площадке наблюдений) на 10...15 % больше нормы. На рис. 1 представлены изменения годового баланса массы ледника (bn) и высоты границы питания (ELA), увязанные с летней (июнь – август) температурой воздуха (Т °С). Высокая летняя температура и интенсивное таяние приводят в результате к резко отрицательным значениям годового баланса и повышению уровня снеговой линии.



*Рис. 1. Средний многолетний ход гляциологических параметров ледника Туйыксу и средняя температура воздуха (июнь – август) за 1971...2006 гг. 1 – годовое изменение массы ледника, 2 – высота границы питания.*

Ледник остается в стадии деградации, однако величины отрицательного летнего и годового баланса сократились, снеговая линия в среднем стала ниже, чем в предыдущем периоде, на 30 м. Изменения величин баланса массы происходят на фоне тенденции к повышению температуры воздуха, особенно в осенне-зимний период (табл. 1), однако средняя тем-

пература воздуха в июле – центральном месяце периода абляции – была ниже на 0,2 °С и интенсивность абляции, следовательно, была меньше.

Таблица 1  
Гляциоклиматические характеристики ледника Туйыксу

Характеристика	Период наблюдения	
	1973...1990 гг.	1991...2007 гг.
Зимний баланс, мм	580	556
Летний баланс, мм	– 1226	– 963
Годовой баланс, мм	– 646	– 409
Высота снеговой линии, м	3870	3840
Сумма осадков за год на Туйыксу-1, мм	960	1005
Сумма осадков за сентябрь – май, мм	565	570
Средняя температура воздуха за июнь – август, Т °С	4,9	5,0
Средняя температура воздуха в июле, Т °С	5,9	5,7
Средняя температура воздуха за октябрь – май, Т °С	– 8,1	– 7,6
Средняя толщина снега в мае, см	64	84

В рядах средней температуры воздуха холодного периода 7 лет подряд наблюдалась положительная аномалия – с 1996/97 до 2002/03 гг., при этом средняя температура воздуха на 0,1...1,1 °С превышала норму. Именно такие продолжительные аномалии должны учитываться при мониторинге высокогорной зоны, т.к. размер оледенения, глубина и степень промерзания, уровень приледниковых озер определяются во многом термическим режимом и увлажненностью бассейна предшествующих лет. Отметим, что размах колебаний средней температуры воздуха за холодный период достаточно велик и за период инструментальных наблюдений составляет по абсолютной величине 3 °С. Несмотря на увеличение температуры воздуха зимних месяцев, они остаются в отрицательном диапазоне.

Наибольшее таяние ледника происходит в июле, августе. Особенно интенсивное сокращение ледника наблюдалось в период 1973...1990 гг.. Тогда средняя многолетняя величина летнего баланса массы была превышена в течение 11 из 18 лет. За последний период времени на 1,6 °С сократилась амплитуда колебаний средней летней температуры воздуха. Размах колебаний зимних температур сократился на 0,1 °С. Климат высокогорья, судя по уменьшению величины индекса континентальности, рассчитанного по формуле В. Горчинского и учитывающего амплитуду колебаний температуры воздуха, становится менее континентальным [2].

Для рассматриваемого района характерны значительные территориально-временные различия в годовом и сезонном увлажнении. Суммы

осадков, выпавших за холодный период, могут отличаться более чем в два раза. Сумма осадков, выпавших за рассматриваемый период, превышала норму на 15...150 мм шесть лет подряд, с 1999...2000 по 2004...2005 гг.

Количество осадков за холодный период, измеренное на площадке станции, превышает количество осадков, измеренных суммарными осадкомерами, расположенными в разных высотных зонах, в среднем на 250 мм. Суммы осадков, измеренных в зимы 2003...2007 гг. в высотном диапазоне 3450...3760 м, колеблются в пределах 300...500 мм. Это почти в 2 раза меньше сумм, зафиксированных теми же ОСК в зимы 1982...1988 гг. Оценить, чем вызваны подобные расхождения – изменением методов и качества измерений или климатическими вариациями, в настоящее время не представляется возможным. Однако сокращение количества осадков, выпадавших в фирновой области, является одной из важных причин отступления ледника.

Снегопункты сети наблюдений над снежным покровом расположены в приледниковой зоне на слабонаклонной поверхности морены на высоте 3450 м, а на ледниковом языке – 3500 м н.у.м. Сравнение многолетних изменений величин снегозапасов на данных снегопунктах выявило важное для существования ледника обстоятельство. Начиная с 1970 г., в течение 13 лет подряд снегозапасы, измеренные на морене, были ниже средних многолетних величин (рассчитанных за период 1954...2003 гг.), на 7...65 %. На ледниковом языке за тот же период снегозапасы были ниже нормы на 7 – 69 % в течение 6 лет подряд, затем, с небольшими перерывами, еще 4 года подряд. Именно в этот промежуток времени – начало 1970-х и 1980-е годы – 7 лет подряд на метеостанциях всех высотных зон хребта аномалии средней годовой температуры воздуха были положительны. Такой аномальный характер хода температуры воздуха и снегонакопления не мог не сказаться на формировании баланса массы.

Начало аккумуляции на леднике за период 1956...1973 гг. наиболее часто приходилось на середину сентября. Рост высоты снежного покрова продолжается до конца мая – начала или середины июня в нижних частях ледника, и до середины июня – июля в верхних. Самое раннее начало абляции снега отмечалось 15 мая. Самый продолжительный период абляции снега равнялся 128 дням, льда – 82 дням. В последние годы даты начала абляции сместились на более ранние сроки – по крайней мере, на неделю. Начало аккумуляции сместилось на первые числа октября. Таким образом, продолжительность периода абляции снега и льда увеличилась. В отдельные годы максимальные снегозапасы наблюдаются в первой декаде мая (в 2008 г., например, пик аккумуляции отмечен 9 мая).

Достаточно благоприятными для накопления снега были зимы 1999\2000, 2001\2002, 2004\2005 гг., когда зимний баланс массы превышал 700 мм. Зимний баланс в среднем за последние 10 лет составил 635 мм при норме за 50 лет (1956...2007 гг.) 733 мм, т.е. стал меньше на 13 % (табл. 2). Годовой баланс за все эти годы был в основном отрицательным [4].

Таблица 2

Величины температуры, осадков и зимнего баланса массы ледника  
Туйыксу за 1998...2007 гг.

Год	Зимний баланс, мм	Средняя температура (IX...V), °С	Отклонение от нормы	Σ осадков (IX...V), мм	Отклонение от нормы
1998	620	-6,2	0,4	523,3	-34,5
1999	470	-5,7	1,1	513,5	-44,3
2000	780	-6,3	0,5	622,3	64,5
2001	643	-6,6	0,8	602,4	44,6
2002	740	-6,0	0,8	689,5	131,7
2003	556	-6,6	0,2	569,7	11,9
2004	580	-7,3	-0,5	676,6	118,8
2005	736	-6,5	0,3	706,6	148,8
2006	687	-6,1	0,7	562,9	5,1
2007	541	-5,2	1,6	628,1	70,3
Среднее	635	-6,3	0,6	609,5	51,7
Норма	740	-6,8		557,8	

*Примечание:* За норму температуры и осадков принимаются средние многолетние показатели за период 1972...2007 гг.

На формирование баланса массы ледника, в определенной мере, влияет продолжительность солнечного сияния. Так, в 2006 г. число часов солнечного сияния превысило норму на 30,7 ч (рис. 2). Годовой баланс массы был отрицательным и составил минус 969 мм (табл. 3), при этом средняя летняя температура воздуха превысила норму на 0,4 °С, а сумма осадков за июнь – август оказалась на 47 мм ниже нормы.

В настоящее время, по данным наблюдателей, интенсивное таяние ледника способствует увеличению площади приледникового озера «Молодежное». Отмечается появление выходов скал, которые раньше над поверхностью льда не появлялись. Происходит дальнейшее отступление фронта ледника. Сравнительно благоприятные климатические условия последних лет (относительно большое количество осадков, теплое лето, удлинение вегетационного периода) создали предпосылки для расселения на маломощных каменистых почвах елового стланика. Сотрудники стационара Туйыксу-1 отмечают появление ассоциаций еловых стлаников на

достаточно крутых склонах северных и северо-восточных экспозиций на высотах 3200...3300 м н.у.м. Возраст стлаников не определялся, но, по-видимому, составляет от нескольких лет до двух-трех десятков.

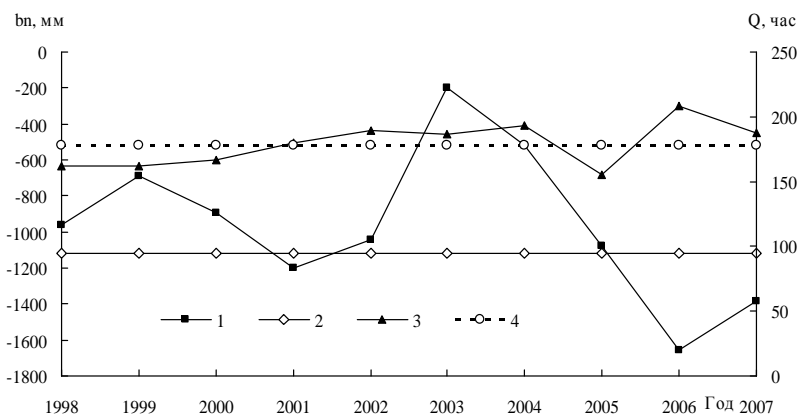


Рис. 2. Многолетний ход метеоэлементов за летний период (июнь – август). 1 – летний баланс массы ледника, мм; 2 – норма летнего баланса (1956...2007 гг.); 3 – средняя продолжительность солнечного сияния, ч; 4 – норма средней продолжительности солнечного сияния (1972...2007 гг.).

Таблица 3

Величины температуры, осадков и летнего баланса массы ледника Туйыксу за 1998...2007 гг.

Год	Летний баланс, мм	Средняя температура (VI – VIII), °C	Отклонение от нормы	Σ осадков (VI – VIII), мм	Отклонение от нормы
1998	-960	5,1	0,2	465,0	50,5
1999	-690	4,9	0,0	550,4	135,9
2000	-890	5,4	0,5	453,3	38,8
2001	-1198	5,3	0,4	290,5	-124,0
2002	-1040	5,5	0,6	291,1	-123,4
2003	-197	4,5	-0,4	638,6	224,1
2004	-518	5,2	0,3	291,7	-122,8
2005	-1075	4,8	-0,1	437,7	23,2
2006	-1656	5,3	0,4	367,7	-46,8
2007	-1386	5,8	0,9	445,6	31,1
Среднее	-961	5,2	0,3	423,2	8,7
Норма	-1118	4,9		414,5	

Примечание: За норму температуры и осадков принимаются средние многолетние показатели за период 1972...2007 гг.

Наблюдавшаяся в последние годы совокупность метеорологических элементов была более благоприятной для существований ледника, чем в

предыдущий период. Сохранение тенденции к уменьшению континентальности климата (чему способствуют особенности атмосферной циркуляции – увеличение числа западных вторжений, выходов южных циклонов [2]) может замедлить темпы деградации ледника.

Авторы выражают глубокую признательность сотрудникам гляциологической станции «Туйыксу-1» Института географии Республики Казахстан, выполняющим круглогодичные наблюдения на леднике.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вилесов Е.Н., Уваров В.Н. Эволюция современного оледенения Заилийского Алатау в XX веке. – Алматы: Казак Университеті, 2001. 252 с.
2. Ерисковская Л.А. Влияние климатических изменений на оледенение в высокогорной зоне Заилийского Алатау на примере ледника Туюксу. // Гидрометеорология и экология. – 2003. – №4. – С. 31-34.
3. Макаревич К.Г., Вилесов Е.Н., Головкова Р.Г., Денисова Т.Я., Шабанов П.Ф. Ледники Туюксу. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 170 с.
4. Макаревич К.Г., Касаткин Н.Е. Полувековые исследования баланса массы Центрального Туюксуйского ледника в Заилийском Алатау: Географические проблемы устойчивого развития: Теория и практика. Мат. межд. научно-практ. конф., посв. 70-летию института географии РК. – Алматы.: 2008. – С. 99-111.
5. Материалы наблюдений гляциологической станции «Туйыксу-1» за 1956...2007 гг. Фонды Института географии Республики Казахстан.

Институт географии, г. Алматы

#### **ТҰЙЫҚСУ МҰЗДЫҒЫНЫҢ (ІЛЕ АЛАТАУЫ) КЛИМАТЫ МЕН САЛМАҚ БАЛАНСЫНЫҢ АУЫТҚУЛАРЫ**

Л.А. Ерисковская  
Геогр. ғылымд. канд. Н.В. Пиманкина

*Тұйықсу мұздығындағы ауа температурасы мен жауын-шашынның көпжылдық өзгеруі, сонымен қатар мұздықтардың 1956...2007 жылдар аралығындағы салмақтық балансы және сонғы жылдарда биік таулы аймақтардағы табиғи процестердің даму ерекшелігі, қарастырылды.*



УДК 551. 515.6 (575.12)

### РЕЖИМ ГРОЗ В ИССЫК-КУЛЬСКОЙ КОТЛОВИНЕ

Ю.А. Подрезова

*Исследуется частота гроз, их длительность, число грозочасов и годовой ход гроз в Иссык-Кульской котловине от приозерной равнины до высокогорной зоны по многолетним данным (1960...1991 гг.) 12 метеостанций Кыргызгидромета.*

**Задачи исследований, исходный материал.** Иссык-Кульская котловина (рис. 1) является одним из наиболее грозоопасных районов Центральной Азии [1...4] и Кыргызстана. Целью настоящей работы явилось климато-статистическое исследование режима гроз по данным многолетних наблюдений 12 метеостанций (М) Кыргызгидромета (общий период – 31 год, 1960...1991 гг.), расположенных в диапазоне высот от 1645 м (приозерная равнина) до 2787 м – высокогорная зона (табл. 1). Как видно, приозерная равнина освещена 7 примерно равномерно расположенными по периметру озера станциями, северное горное обрамление характеризуется двумя, а южное – тремя станциями. За весь период наблюдений зарегистрировано 12740 гроз, по станциям оно колеблется от 426 до 2502, что говорит о надежности полученных статистических расчетов.



Рис. 1. Карта района Иссык-Кульской котловины с расположением метеостанций и границей Кыргызстана (черная жирная линия).

Исследовались следующие характеристики гроз: средняя годовая частота ( $x$ ), длительность отдельной грозы ( $t$ ), интегральное годовое число грозочасов ( $n$ ), а также годовой ход гроз, т.е. распределение их по месяцам

года. По каждой характеристике рассчитаны 4 основные статистики: средние многолетние значения (нормы) ( $\bar{x}$ ,  $\bar{t}$ ,  $\bar{n}$ ), коэффициенты вариации ( $C_v$ ), асимметрии ( $A_s$ ) и эксцесса ( $E_s$ ). В табл. 1 приведены полученные значения средних и коэффициентов вариации по всем станциям, композиционно сгруппированным в 5 территориальных зон: запад, север и юг приозерной равнины, её северное и южное горное обрамление, представленные соответственно южным склоном Кунгей Ала-Тоо и северным склоном Терской Ала-Тоо. Выделение в отдельную зону запада котловины объясняется особыми климато-орографическими условиями, когда проникновение в нее внешних воздушных масс сопровождается их орографическим опусканием после переваливания через широтную цепь высоких хребтов Киргизский – Кунгей Ала-Тоо на их стыке, удалением воздуха от состояния насыщения и ослаблением атмосферных фронтов. Этим обусловлены особые климатические условия западной зоны котловины, соответствующие климату сухих степей или даже пустынь [2]. Необходимость выделения остальных 4 зон достаточна очевидна. В результате, представилось возможным рассмотреть закономерности территориального распределения гроз как в области всего контура приозерной равнины, так и отдельно в её южном и северном горных обрамлениях, получающих за счет различий в экспозиции склонов существенно различный приход прямой солнечной радиации.

Таблица 1

Статистики распределений годовой частоты, длительности гроз и числа грозочасов ( $n$ ) по метеостанциям

Станция	z, км	Число гроз	Частота		Длительность		Грозочасы	
			$\bar{x}$	$C_v$	$\bar{t}$	$C_v$	$\bar{n}$	$C_v$
<b>1. Западная зона приозерной равнины</b>								
Рыбачье	1,66	2320	32,68	0,24	2,29	0,73	74,85	0,34
<b>2. Северная зона приозерной равнины</b>								
Чолпон-Ата	1,64	2502	48,71	0,19	1,66	0,87	80,70	0,45
Красный Октябрь	1,64	2259	69,16	0,21	1,05	1,32	72,87	0,42
Среднее			58,94	0,20	1,36	1,10	76,79	0,44
<b>3. Южная зона приозерной равнины</b>								
Пржевальск	1,72	1710	45,87	0,33	1,20	0,91	55,16	0,47
Покровка	1,74	1250	37,23	0,45	1,06	1,36	40,03	0,43
Тамга	1,69	506	41,29	0,24	0,68	0,99	28,11	0,31
Бокомбаевское	1,80	607	40,46	1,01	0,85	0,99	33,72	1,01
Среднее			41,21	0,51	0,95	1,06	39,26	0,56
<b>4. Северное горное обрамление (южные склоны Кунгей Ала-Тоо)</b>								
Сан-Таш, пер.	2,32	2501	51,72	0,43	1,67	1,25	86,25	0,58
Кырчин	2,60	575	43,36	0,32	1,20	0,79	52,25	0,34
Среднее			47,54	0,38	1,44	1,02	69,25	0,46

Станция	z, км	Число гроз	Частота		Длительность		Грозочасы	
			$\bar{x}$	$C_v$	$\bar{t}$	$C_v$	$\bar{n}$	$C_v$
<b>5. Южное горное обрамление (северные склоны Терской Ала-Тоо)</b>								
Теплоключенка	2,00	524	43,62	0,41	0,92	1,09	40,27	0,47
Бол. Кызыл Су	2,56	806	47,40	0,25	0,85	1,04	40,50	0,49
Чон-Ашу	2,79	426	23,19	0,43	0,90	0,79	20,30	0,57
Среднее			38,07	0,36	0,89	0,97	33,69	0,51
Общее среднее			43,72	0,38	1,19	1,01	52,08	0,49

*Примечание:* Период наблюдений на станциях был следующим: Тамга (1960...1987 гг.), Бокомбаевское (1973...1990 гг.), Сан-Таш (1962...1990 гг.), Кырчин (1980...1990 гг.), Теплоключенка (1975...1987 гг.), Большая Кызыл-Су (1970...1990 гг.), Чон-Ашу (1970...1990 гг.), на остальных 5 станциях (1960...1990 гг.).

**Частота гроз.** Частота или повторяемость гроз  $\bar{x}$  в году в целом по котловине составляет около 44 случаев (табл. 1), что говорит об интенсивной грозовой деятельности, заметно большей, чем в среднем по Ферганской впадине, где  $\bar{x} = 29,2$  [5]. В области приозерной равнины прослеживается достаточно четкая закономерность изменений  $\bar{x}$  по территории: в западной части на М Рыбачье  $\bar{x} = 33$ , к востоку увеличивается по северному побережью, где  $\bar{x} = 59$  (по данным двух станций), при этом в его крайней восточной части частота достигает максимального по котловине значения до  $\bar{x} = 69$  (Красный Октябрь). В южной части приозерной равнины  $\bar{x}$  максимально в Пржевальске (46 случаев) и несколько меньше в его остальной восточной и центральной частях, где по данным трех станций  $\bar{x} = 41,2$ .

Характерным для всей приозерной равнины является малая годовая изменчивость повторяемости гроз с коэффициентами вариации  $C_v = 0,19...0,45$  при среднем значении 0,34 (исключение Бокомбаевское, где  $C_v = 1,01$ ). Это говорит о стабильно высокой частоте гроз от года к году. Если оценить вероятное максимальное годовое число гроз по неравенству Чебышева [5, 6]

$$x_{\text{макс}} = \bar{x}(1 + k_p \cdot C_v), \quad (1)$$

где задаваемому коэффициенту  $k_p = 3, 4$  и  $5$  соответствуют обеспеченности  $p$ , равные соответственно 0,889; 0,937 и 0,960, то получим следующие значения  $x_{\text{макс}}$ . (подставив в (1) значения  $\bar{x}$  и  $C_v$  из табл. 1):

Зона равнины:	1 (запад)	2 (север)	3 (юг)
$p = 0,889$ ( $k_p = 3$ )	56	94	83
$p = 0,937$ ( $k_p = 4$ )	64	106	97
$p = 0,960$ ( $k_p = 5$ )	72	118	111

Как видно, максимальные оценки очень высоки, достигая в западной наименее грозовой зоне даже для  $p = 0,889$  значений около 56, в наиболее грозовой северной зоне – 94, и в южной – 83.

Коэффициенты асимметрии по всем станциям котловины положительны и колеблются в пределах 0,5...4,8, что говорит о правомочности сделанных оценок  $x_{\max}$ .

По данным двух станций южного склона Кунгей Ала-Тоо (северное горное обрамление), расположенного благоприятно для высокой энергетической освещенности склона прямой солнечной радиацией, частота гроз здесь высока –  $\bar{x} = 48$  при достаточно малой межгодовой вариации ( $C_v = 0,38$ ). Это дает максимальные оценки по (1) равные:  $x_{\max.} (p = 0,889) = 102$ ,  $x_{\max.} (p = 0,937) = 120$  и  $x_{\max.} (p = 0,960) = 128$ , т.е. они оказались значительно выше, чем в западной приозерной зоне (что объясняется там малым значением  $\bar{x}$  и  $C_v$ ), и даже несколько большими, чем в северной и восточной зонах.

Для северного склона Терской Ала-Тоо две станции дают высокую частоту гроз примерно аналогичную южному склону Кунгей Ала-Тоо (43,6 и 47,4). Однако самая высокогорная станция Чон-Ашу (2,787 км) снижает эту картину, имея  $\bar{x} = 23,2$ . В результате по трем станциям общее  $\bar{x}$  оказывается равным всего 38,1. Если Чон-Ашу исключить, то вплоть до 2,5 км оценки  $x_{\max.}$  по (1) окажутся равными:  $x_{\max.} (p = 0,889) = 91$ ,  $x_{\max.} (p = 0,937) = 106$  и  $x_{\max.} (p = 0,960) = 121$ , т.е. примерно такими же высокими, как и для южного склона Кунгей Ала-Тоо.

Для Ферганской котловины [5] была установлена слабая параболическая зависимость  $\bar{x}$  от высоты места ( $c r_2 = 0,37$ ), дающая максимум гроз в зоне подножья и нижней части склонов на  $z \approx 1,5$  км. В Иссык-Кульской котловине картина аналогична:  $r_2 = 0,42$ , а параболическая регрессия с максимумом на  $z = 2$  км (подножье склонов) имеет вид ( $z$ , км):

$$\bar{x} = -30,77 \cdot z^2 + 125,23 \cdot z - 78,45 \pm 10,1, \quad (2)$$

где последнее слагаемое есть стандартная ошибка регрессии.

Эту зависимость можно использовать для оценочных расчетов в диапазоне высот 1,6...3,0 км. На рис. 2 показано корреляционное поле точек ( $z$ ,  $\bar{x}$ ) с графиком (2), позволяющее наглядно судить о качестве этой зависимости. Статистически функция (2) значима на уровне доверительной вероятности  $p = 0,90$ , что надо учитывать на практике.

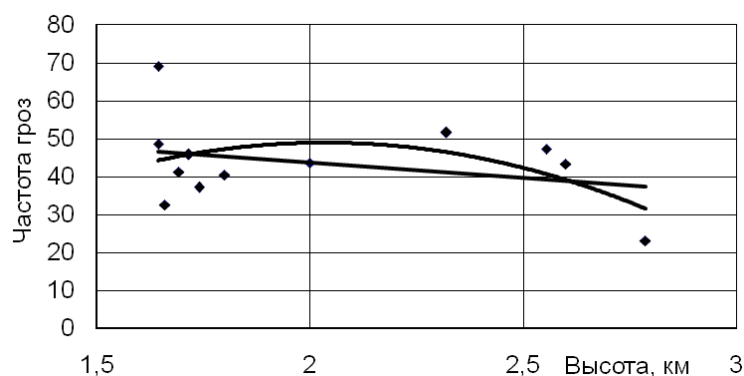


Рис. 2. Корреляционное поле точек ( $z, \bar{x}$ ) и график (2).

Если принять (2), то, как и для Ферганской котловины, к высоте 3 км наблюдается быстрое убывание  $\bar{x}$ . Так, для  $z$ , равных 2, 2,5 и 3 км, соответственно имеем – 49, 42 и 20 гроз. Физически это может найти объяснение в уменьшении нагрева подстилающей поверхности выше подножья и уменьшением влагосодержания воздуха. Обращаем еще раз внимание на то, что максимум высотных регрессий соответствует зонам подножий обеих котловин: в Иссык-Кульской – это высоты около 2 км, а в Ферганской – около 1,5 км.

Годовой ход гроз, осредненный по всем станциям, характеризуется следующим их распределением по месяцам в процентах:

Месяц:	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
%	0,02	0,93	6,60	22,80	30,00	21,00	13,60	4,30	0,72	0,05

Очень редкие грозы могут возникать уже в марте, отдельные грозы происходят в апреле (около 1 %), но активный грозовой сезон начинается только с мая (6,6 %). В июне повторяемость гроз резко возрастает, достигая 22,8 %, а затем ещё растет в июле, где имеет максимум (30 %). В августе повторяемость резко падает (21 %), такое падение продолжается в сентябре (13,6 %) и октябре (4,3 %), где и заканчивается активный грозовой сезон. В ноябре ещё возможны отдельные грозы, а в декабре грозы, как и в марте, отмечаются крайне редко. Характерно, что в январе-феврале гроз не зарегистрировано.

**Длительность гроз.** По данным всех 12 станций (табл. 1) средняя длительность грозы ( $\bar{t}$ ) в котловине составляет 1,19 ч, колеблясь по отдельным станциям в пределах 0,68...2,29 ч. Как видно (табл. 1), разброс средних по 5 зонам также относительно невелик: самое высокое  $\bar{t} = 2,29$  ч

соответствует западной части приозерной равнины, где число гроз наименьшее, а для остальных 4 зон разброс находится в пределах 0,89...1,44. Географически грозы более длительны в северной зоне приозерной равнины ( $\bar{t} = 1,36$  ч), чем в южной ( $\bar{t} = 0,95$  ч), и более длительны над южными склонами Кунгей Ала-Тоо (1,44 ч), чем над северными Терской Ала-Тоо (0,89 ч), где их длительность минимальна.

Однако коэффициенты межгодовой вариации длительностей велики:  $c(t) = 1,01$  для все котловины,  $c(t) = 0,73...1,10$  для групп станций по 5-ти зонам и  $c(t) = 0,73...1,36$  для отдельных станций. Это означает, что длительность отдельных гроз на станциях может значительно превышать их средние значения. Так, используя осредненные значения  $\bar{t}$  и  $c(t)$  по 5 зонам, получим для них по (1) следующие оценки вероятных максимальных длительностей гроз:

Зона котловины:	1	2	3	4	5
$t_{\max}$ ( $p = 0,889$ ), ч	7,3	5,9	4,0	5,9	3,5
$t_{\max}$ ( $p = 0,937$ ), ч	9,0	7,3	5,0	7,3	4,3
$t_{\max}$ ( $p = 0,960$ ), ч	10,7	8,8	6,0	8,8	5,2

Как видно, осредненная по зонам максимальная длительность отдельной грозы с обеспеченностью  $p = 0,89$  находится в пределах 3,5...7,3 ч, с обеспеченностью  $p = 0,94$  – в пределах 4,3...9 ч, а с обеспеченностью  $p = 0,96$  – в пределах 5,2...10,7 ч, т.е. грозы в экстремальных случаях могут длиться четверть суток и даже половину суток.

**Число грозочасов в году.** Среднее в году число грозочасов (гч) по всей котловине составляет около 52, колеблясь по отдельным станциям от 20,3 (Чон-Ашу) до 86,3 (Сан-Таш, пер.). В западной зоне приозерной равнины за счет самой большой в котловине длительности гроз интегральное число велико – 74,85 гч. Оно такое же или чуть больше (Чолпон-Ата – 80,7 гч) в её северной зоне, где  $\bar{n} = 76,8$  гч. В южной зоне равнины среднее число грозочасов почти в два раза меньше,  $\bar{n} = 39,3$  гч.

На южных склонах Кунгей Ала-Тоо, число грозочасов, как и в прилегающей равнине, остается высоким ( $\bar{n} = 69,3$ ), убывая с высотой места (Сан-Таш – 86,3 гч, Кырчин – 52,3 гч). Северные склоны Терской Ала-Тоо, как и прилегающая равнина, имеют самое малое число грозочасов,  $\bar{n} = 33,7$  гч. Здесь также выше 2,5 км намечается тенденция уменьшения грозочасов с высотой (Большая Кызыл-Су – 40,5, Чон-Ашу – 20,3).

Таким образом, в географическом распределении числа грозочасов имеет место примерно та же картина, что и в распределении частоты гроз. Исключением является западная зона прибрежной равнины, где число грозочасов такое же большое, как и во всей северной зоне, что, как уже отмечалось является следствием повышенной длительности гроз.

Коэффициенты вариации  $s(n)$ , характеризующие межгодовую изменчивость числа грозочасов относительно невелики. По всей территории  $\bar{s}(n) = 0,49$ , по зонам они находятся в пределах 0,34...0,56, а по всей совокупности станций в пределах 0,31...1,01, т.е. они несколько выше, чем для частоты гроз, но заметно ниже, чем для их длительности.

Если точно также оценить вероятное максимальное значение числа грозочасов по зонам, используя средние значения  $\bar{n}$  и  $s(n)$  табл. 1, то получим:

Зона по табл. 1:	1	2	3	4	5
$n_{\max}$ ( $p = 0,889$ ), гч	151	178	87	165	85
$n_{\max}$ ( $p = 0,937$ ), гч	176	212	105	197	102
$n_{\max}$ ( $p = 0,960$ ), гч	202	246	123	229	120

Как видно, с обеспеченностью 0,89 максимально возможное число грозочасов в году по всем зонам значительно выше их среднегодового числа и находится в пределах 85...178 гч, а с обеспеченностью 0,96 – в пределах 120...229. Географическое распределение максимальных оценок имеет тот же характер, что и распределение их средних оценок.

#### Корреляционная зависимость характеристик гроз от $z$ , $\varphi$ и $\lambda$

Этот вопрос уже был частично рассмотрен, когда проводился анализ высотной регрессии  $\bar{x}$  (рис. 2, формула (2)). В табл. 2 приведена сводка парных линейных  $r_1$  и параболических второго порядка  $r_2$  коэффициентов корреляции  $\bar{x}$ ,  $\bar{t}$ , и  $\bar{n}$  с высотой  $z$ , широтой  $\varphi$  и долготой  $\lambda$  для станций табл. 1.

Таблица 2

Сводка парных коэффициентов корреляции  $r_1$  и  $r_2$

Характеристика	С высотой $z$		С широтой $\varphi$		С долготой $\lambda$	
	$r_1$	$r_2$	$r_1$	$r_2$	$r_1$	$r_2$
Частота – $\bar{x}$	-0,31	0,42	0,43	0,53	0,14	0,44
Длительность – $\bar{t}$	-0,23	0,23	0,42	0,57	-0,47	0,79
Грозочасы – $\bar{n}$	-0,31	0,35	0,64	0,66	-0,22	0,36

Прежде всего, видно, знаки  $r_1$  подтверждают отмеченные тенденции возрастания ( $r_1 > 0$ ) или убывания ( $r_1 < 0$ ) характеристик  $\bar{x}$ ,  $\bar{t}$ , и  $\bar{n}$  в

зависимости от аргументов  $z$ ,  $\varphi$  и  $\lambda$ . Обращает на себя внимание достаточно высокие  $r_1$  и  $r_2$ , характеризующие связь  $\bar{x}$ ,  $\bar{t}$ , и  $\bar{n}$  с широтой  $\varphi$  и аналогично высокие  $r_2$  для их связи с долготой. При этом следует заметить, что парная линейная корреляция самих координат станций выглядит так:  $r_1(z, \varphi) = 0,14$  (связь отсутствует),  $r_1(z, \lambda) = 0,49$  (связь существенна) и  $r_1(\varphi, \lambda) = 0,16$  (связь отсутствует).

Поэтому для описания географического распределения  $\bar{x}$ ,  $\bar{t}$ , и  $\bar{n}$  в котловине лучше построить их множественные линейные регрессии. Наиболее адекватными исходным данным оказались следующие зависимости:

$$\bar{x} = -1160,0 - 13,818z + 21,280\varphi + 4,209\lambda \pm 10,0, \quad (3)$$

$$\bar{t} = -18,46 + 0,037z + 0,983\varphi + 0,283\lambda \pm 0,34, \quad (4)$$

$$\bar{n} = -2643,34 - 20,805z + 64,454\varphi \pm 15,78, \quad (5)$$

где последние слагаемые со знаком  $\pm$  есть стандартные ошибки регрессий.

Достоверность этих уравнений следующая: а) для (3) – коэффициент детерминации  $D = 0,41$  и коэффициент множественной корреляции  $R = 0,64$ ; б) для (4) –  $D = 0,46$  и  $R = 0,68$ ; в) для (5) –  $D = 0,60$  и  $R = 0,76$ . Видно, что коэффициенты множественной линейной корреляции сравнительно высоки,  $R = 0,64 \dots 0,76$ , и статистически значимы на уровне доверительной вероятности  $0,75 \dots 0,95$ , несмотря на относительно малое число станций. Для оценочных расчетов уравнения (3) – (5) можно использовать на практике в фактических границах переменных, для которых они получены:  $z = 1,6 \dots 3$ ;  $\varphi = 42,1^\circ \dots 42,9^\circ$ ;  $\lambda = 76^\circ \dots 79,2^\circ$ . Эти уравнения дают приближенное географическое распределение характеристик гроз в котловине.

Следовательно, результаты корреляционно-регрессионных расчетов оказались весьма полезными для научного анализа распределения характеристик гроз в котловине, повысив практическую надежность выводов. При практической оценке грозовой деятельности в котловине и её горном обрамлении следует, прежде всего, использовать сгруппированные по зонам данные табл. 1 с их анализом, приведенном в тексте, дополняя их при необходимости расчетами характеристик по уравнениям (2) – (5).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Апостолов Г.А. Грозовая деятельность на территории Киргизской ССР // Изд. АН Кирг. ССР. – 1960. – Т. 2. – Вып. 7. – С. 43-76.
2. Климат Киргизской ССР. – Фрунзе: Илим, 1965. – 292 с.



3. Научно-прикладной справочник по климату СССР. Серия 3. Многолетние данные. Части 1-6. Вып. 32. Киргизская ССР. – Л.: Гидрометеоздат, 1989. – 375 с.
4. Опасные гидрометеорологические явления в Средней Азии. – Л.: Гидрометеоздат, 1977. – 336 с.
5. Подrezова Ю.А. Повторяемость гроз в горном обрамлении Ферганской впадины // Вестник КРСУ. – 2009. – Том 9. – №1. – С. 138-143.
6. Смирнов Н. В., Дунин-Барковский И. В. Курс теории вероятностей и математической статистики для технических приложений. – М.: Наука, 1965. – 511 с.

Кыргызско-Российский Славянский университет, Кыргызстан, г. Бишкек

### **ЫСТЫҚКӨЛ ҚАЗАНШҰҢҚЫРЫНЫҢ НАЙЗАҒАЙ РЕЖІМІ**

Ю.А. Подrezова

*Ыстықкөл қазаншұңқырында көл маңы жазығынан биік таулы аумаққа дейінгі аралықты қамтитын, Қыргызгидрометтің 12 метеостансасының көпжылдық мәліметтері (1960...1991 жж.) бойынша найзағайдың жиілігі, ұзақтығы, саны мен жылдық барысы зерттелді.*

УДК 551.501: 629.195.1

**МЕТОДИКА РАСЧЕТА МАССОВЫХ КОЭФФИЦИЕНТОВ  
ПОГЛОЩЕНИЯ ТЕПЛОВОГО ИЗЛУЧЕНИЯ ПАРНИКОВЫМИ  
ГАЗАМИ В АТМОСФЕРЕ ПО ДАННЫМ  
СПУТНИКОВОГО ЗОНДИРОВАНИЯ**Доктор техн. наук А.Х. Ахмеджанов  
А.Н. Искаков

*Для выделенного прямоугольного участка территории Западно-Казахстанской области по данным сенсора Aqua/AIRS получены, за период времени 12.2007...06.2009, средне-сезонные профили температуры атмосферы. Вычислены вертикальные распределения массовых коэффициентов поглощения ИК-излучения парниковых газов  $H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $CH_4$ ,  $O_3$  и  $N_2O$  для двух профилей температуры летнего и зимнего сезонов. Установлено, что поглотительная способность  $CO_2$  в летнем сезоне больше, чем в зимнем, а для  $H_2O$ ,  $CH_4$ ,  $O_3$  и  $N_2O$  – наоборот – в летнем меньше, чем в зимнем сезоне.*

Использование спутниковой информации открыло принципиально новый этап глобальных мониторинговых наблюдений атмосферы Земли. Прием в режиме реального времени данных 36-канального спектрометра MODIS позволяет вести региональный мониторинг атмосферы на новом количественном уровне [2]. Базирующийся на спутнике Aqua гиперспектрометр AIRS обеспечивает измерения температуры атмосферы с погрешностью 1К в километровом слое даже при наличии значительной облачности [3].

В настоящее время актуальным является развитие методов восстановления ключевых параметров атмосферы. AIRS (инфракрасный зондировщик атмосферы) позволяет получать данные от 2378 спектральных каналов в условиях ночных съемок, по которым, в частности, восстанавливаются (<http://gdata1.sci.gsfc.nasa.gov>) температурные профили атмосферы. Алгоритм восстановления основан на использовании множества весовых функций, и при этом постулируется, что данная весовая функция, максимум которой приходится на определенную высоту, соответствует генерации ИК-излучения атмосферой на этой высоте [4].

К настоящему времени для территории Казахстана еще не проводились расчеты вертикального распределения массовых коэффициентов по-

глощения ИК-излучения парниковыми газами с использованием спутниковой информации. Данная работа призвана восполнить этот пробел.

Для прямоугольного участка Западно-Казахстанской области с координатами сторон  $W = 51,5753173^\circ$ ,  $N = 48,570498^\circ$ ,  $S = 47,1588134^\circ$ ,  $E = 52,6300048^\circ$ , использовались ежедневные данные температурных профилей атмосферы сенсора AIRS за период 12.2007...06.2009, приходящиеся на середины каждого месяца и усреднены по сезонам (рис. 1).

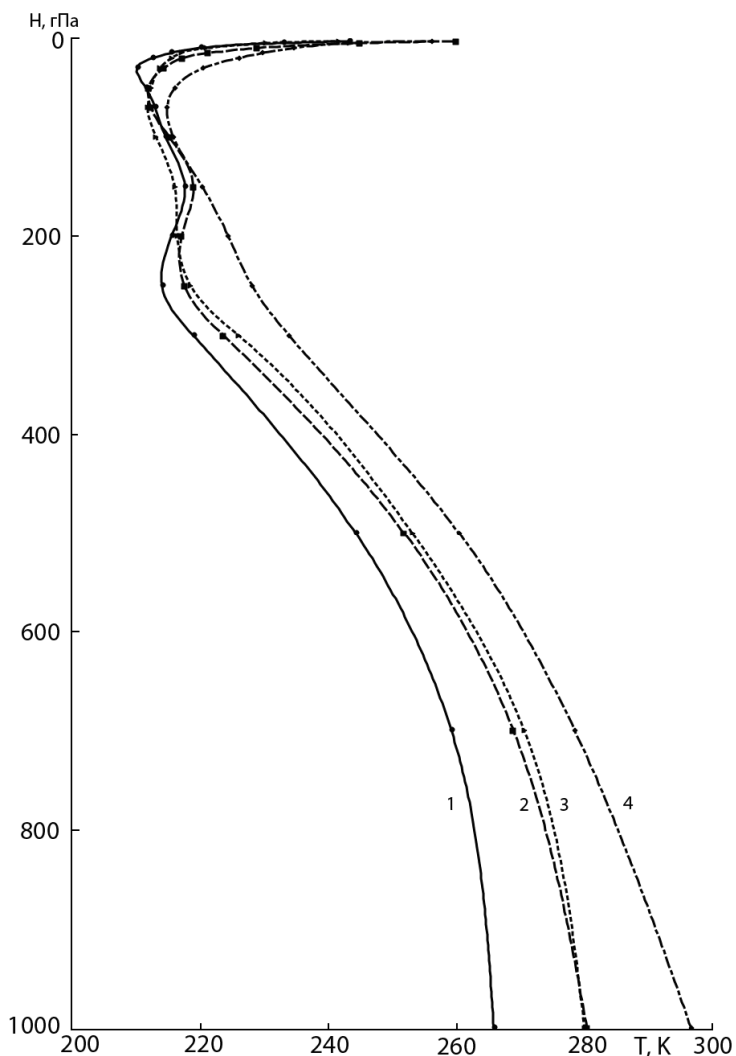


Рис. 1. Средние профили температуры атмосферы по сезонам за период 12.2007...06.2009 гг. (1 – зима, 2 – весна, 3 – осень, 4 – лето).

На рис. 1 видно, что осенний и весенний профили температуры лежат внутри середины области, ограниченной зимним и летним профи-

лями температуры. Для вычисления массового коэффициента поглощения ограничимся зимним и летним профилями температуры, а его значения для весенне-осеннего периода можно упрощенно вычислять как среднее между значениями для зимне-летнего периода.

По определению, объемный ( $k$  [ $\text{м}^{-1}$ ]) и массовый ( $\alpha$  [ $\text{м}^2 \cdot \text{кг}^{-1}$ ]) коэффициенты поглощения излучения  $i$ -м газом связаны между собой соотношением:

$$k = \alpha \cdot \rho_i = \alpha \cdot (\rho_i / \rho) \cdot \rho, \quad (1)$$

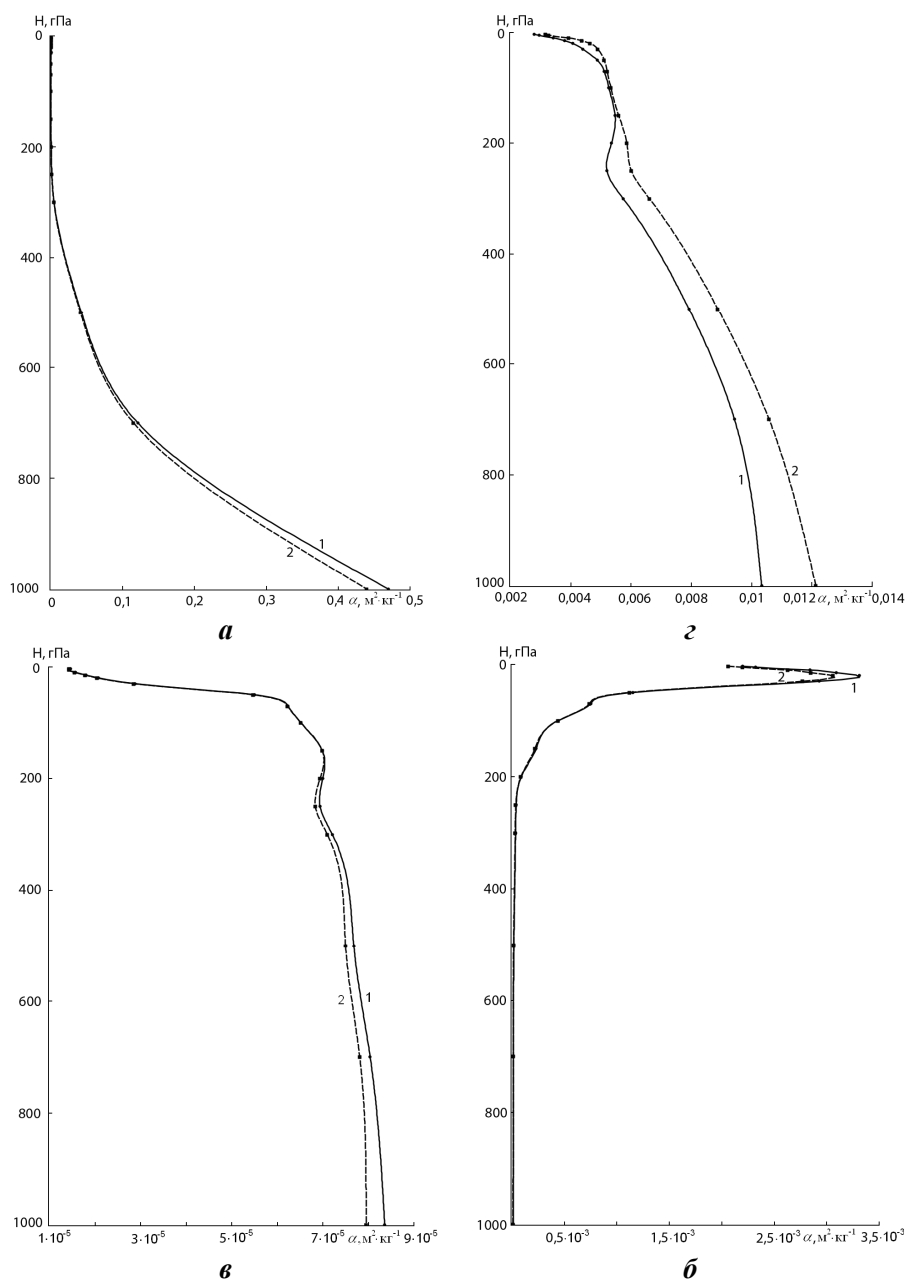
где  $\rho_i / \rho$  – относительная парциальная плотность  $i$ -го газа в смеси,  $\rho$  – плотность [ $\text{кг м}^{-3}$ ] воздуха для стандартной атмосферы [1].

$$k_{\omega}(p) = q_i(p) \sum_k R_{ik}(p) \sum_j S_{ikj}(T(p)) \cdot \Phi_{ikj}(\omega_{ikj} - \omega, T(p)), \quad (2)$$

где  $T(p)$  – температурный профиль;  $q_i(p)$  – профиль объемной концентрации  $i$ -го газа,  $R_{ik}(h) = a_{ik}(h) / a_{ik}^0$  – отношение данной распространенности на высоте  $h$  к естественной распространенности  $k$ -го изотопа  $i$ -го газа;  $S_{ikj}$  – интенсивность  $j$ -й спектральной линии [ $\text{см} \cdot \text{моль}^{-1}$ ],  $\Phi_{ikj}$  – форма спектральной линии;  $\omega$  – волновое число [5]. Длина волны излучения  $\lambda$  [мкм] связана с волновым числом  $\omega$  [ $\text{см}^{-1}$ ] соотношением:  $\lambda = 10^4 / \omega$ . Данные о распространенности  $k$ -го изотопа  $i$ -го газа, интенсивности и форме линий поглощения представлены в БД HITRAN (<http://www.hitran.com>). Давление изменяется в диапазоне 3...1000 гПа, что соответствует диапазону изменения высоты 40...0 км. Согласно [6] функция пропускания электромагнитного излучения в земной атмосфере зависит от длины волны излучения, обнаруживая при этом три характерные области: два окна «прозрачности» и одно окно полного поглощения ИК-излучения. Рабочий диапазон длин волн сенсора MODIS охватывает указанные три области, а 36 каналов, на которые разбит диапазон волн сенсора, в принципе позволяет дифференцировать вклад в поглощение ИК-излучения от основных парниковых газов.

Наиболее благоприятными каналами сенсора MODIS для проявления поглотительных свойств парниковых газов являются следующие: для  $\text{H}_2\text{O}$  – 27-й канал (1450,3...1530,2  $\text{см}^{-1}$ ), для  $\text{CO}_2$  – 36 канал (695,2...710  $\text{см}^{-1}$ ), для  $\text{CH}_4$  – 28 канал (1337,8...1393,7  $\text{см}^{-1}$ ), для  $\text{O}_3$  – канал 30 (1012,1...1043,8  $\text{см}^{-1}$ ) и для  $\text{N}_2\text{O}$  – 24 канал (2223,2...2255,8  $\text{см}^{-1}$ ). Для указанных каналов по формулам (2) и (1) вычислены, применительно к зимнему и летнему температурным про-

филям, вертикальные распределения средних в канале массовых коэффициентов поглощения парниковых газов (рис. 2).



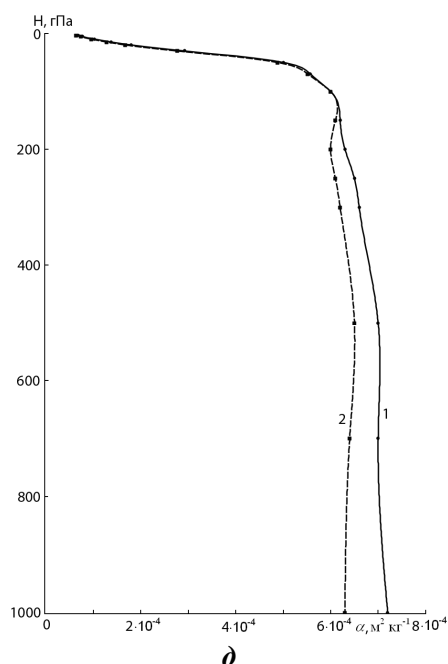


Рис. 2. Вертикальные распределения в канале средних массовых коэффициентов поглощения парниковых газов в зимнем (1) и летнем (2) сезонах для парниковых газов: а –  $H_2O$ , б –  $CO_2$ , в –  $CH_4$ , г –  $O_3$ , д –  $N_2O$ .

Моделирование поведения массового коэффициента поглощения в каналах сенсора MODIS для реальных профилей температуры над территорией Казахстана, выявило ряд интересных особенностей.

Монотонное уменьшение поглотительной способности наиболее четко проявляется для  $CO_2$  (рис. 2б), так как его объемная концентрация практически постоянна до высот 80...90 км. Аналогичное поведение поглотительной способности наблюдается и для  $CH_4$  (рис. 2в), для  $H_2O$  (рис. 2а) такое уменьшение поглотительной способности неочевидно, поскольку его объемная концентрация уменьшается до высоты 300...400 гПа на 3...4 порядка; оно может, в принципе, оставаться постоянным, как для  $N_2O$  (рис. 2д), у которого объемная концентрация практически постоянна до высоты 200 гПа. Для  $O_3$  (рис. 2г) «всплеск» поглотительной способности в диапазоне высот 20...70 гПа повторяет «всплеск» его объемной концентрации на этих высотах. Поглотительная способность рассмотренных газов, за исключением  $CO_2$ , в зимнем сезоне больше, чем в летнем.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атмосфера (справочник) / Под ред. Ю.С. Седунова. – Л.: Гидрометеоздат, 1991. – 510 с.



УДК 551.31

**ОЦЕНКА СОСТАВА ПЕСКОВ ПЕСЧАНЫХ МАССИВОВ  
АКТЮБИНСКОЙ ОБЛАСТИ**

Канд. физ.-мат. наук      Н.У. Бултеков  
   О.Е. Семенов  
   А.П. Шапов

*Рассмотрен дисперсный состав частиц песка в Актюбинской области. Подвижные и полужакрепленные пески встречаются здесь с двумя видами функций распределения по размерам – нормальной (Гауссовой) и логарифмически нормальной. Средний размер частиц песка с нормальной функцией распределения изменяется в интервале 175...290 мкм, средний геометрический размер песков с логарифмически нормальной функцией – от 156 до 317 мкм.*

Природа пустынных и полупустынных районов очень уязвима и быстро реагирует на вмешательство человека – чрезмерное использование под пастбища, вырубка древесных растений, неправильное хозяйственное освоение и степные пожары в сочетании с условиями дефицита осадков приводят к опустыниванию земель: почва, лишившись растительного покрова, подвергается интенсивной эрозии. Не только почвы пустынной зоны, но и вообще засушливые земли имеют неустойчивую экосистему, которая легко разрушается при чрезмерных выпасах скота, нерациональном использовании и в итоге теряют способность к восстановлению.

В Актюбинской области пески занимают около 4,5 % от всей территории. Пески распространены обособленными массивами, главным образом, в южной части пустынной территории области: Большие и Малые Барсуки, пески Кокжиде, Аккум и т.д. Пески разобщены между собой сложной системой плоских понижений с бурными супесчаными почвами, такырами, солонцами и солончаками. Рельеф песков грядово-бугристый, бугристый, реже барханный [5].

Растительность взаимосвязана с рельефом песков. Барханы обычно зарастают разнотравно-кустарниковой растительностью. Сглаженные бугры и грифы песков, находящиеся в стадии зарастания, покрыты терескеново-полынно-еркековой растительностью с эфедрой, луком. В понижениях между буграми растительность более густая, она состоит из пырея, мятликов, а иногда и туранги [5].



Природный песок – несвязанная смесь зёрен крупностью 0,05...5 мм, образовавшаяся в результате разрушения твердых горных пород. В зависимости от условий залегания, пески могут быть различного происхождения: эоловые, речные, морские и горные. Эоловые, речные и морские пески имеют округлую форму зёрен, горные пески содержат остроугольные зёрна.

Грунт является грубодисперсной системой. Основные его параметры – размеры слагающих частиц и характер их распределения по размерам. Для полидисперсных почвенных систем, т.е. таких, у которых частицы имеют различный размер, полную картину дисперсности (гранулометрического состава) можно охарактеризовать кривой распределения массы дисперсной твёрдой фазы по размерам частиц. Для грубодисперсных почвенных систем и песков для определения кривой распределения используется метод ситового анализа, в котором выделение фракций происходит между ситами с последовательно уменьшающимися размерами отверстий. Практически массу частиц определяют для конечных интервалов размеров. Поэтому вместо непрерывных кривых распределения  $F(x)$  получают гистограммы распределений или проводят построение интегральных (накопленных) кривых распределений [4, 8].

Изучение пыльных, песчаных и солевых бурь невозможно без углубленных знаний о закономерностях распределений частиц твёрдой фазы по размерам. Проведенные исследования песчаных массивов в районе Аральского моря и южном Прибалхашье показали, что в подавляющем числе случаев распределение частиц по размерам у подвижных и полужакрепленных песков хорошо аппроксимируется логарифмически нормальной функцией с плотностью

$$f(x) = \frac{0,43429}{\sigma_{\lg x} x \sqrt{2\pi}} \exp \left[ -\frac{(\lg x - \lg x_0)^2}{2\sigma_{\lg x}^2} \right], \quad (1)$$

где  $x$  – размер песчинок, мкм;  $x_0$  – средний геометрический размер песчинок, мкм;  $\sigma_{\lg x}$  – среднее квадратическое отклонение логарифмов размеров частиц (стандартное геометрическое отклонение). Это распределение полностью описывается двумя параметрами  $x_0$  и  $\sigma_{\lg x}$ , легко определяемыми по результатам ситового анализа размеров частиц [2, 3, 7, 8].

Средний геометрический размер частиц песка в пустынях Казахстана изменяется на большинстве массивов от 90 до 270 мкм, стандартное гео-

метрическое отклонение – от 0,1 до 0,3. Изредка встречаются пески очень крупного размера с  $x_0$ , достигающими 300 и более мкм, по-видимому, аллювиального происхождения. Следует отметить одну закономерность – у подвижных песков наблюдается увеличение среднего геометрического размера частиц  $x_0$  и уменьшение дисперсии распределения  $D = \sigma_{\lg x}^2$  по сравнению с закреплёнными и полужакреплёнными близлежащими песками за счет более интенсивного ветрового выноса мелких частиц.

Стандартное геометрическое отклонение  $\sigma_{\lg x}$  у подвижных песков укладывается обычно в интервале значений от 0,08 до 0,15; но у крупных песков ( $x_0 > 220$  мкм) оно может возрастать до 0,2. У закреплённых песков  $\sigma_{\lg x} > 0,15$  и может достигать 0,3...0,45. У них часто отмечается асимметрия логарифмически нормального распределения частиц по размерам за счет повышенного содержания крупных частиц.

У некоторых подвижных песков среднее квадратическое отклонение логарифмов размеров частиц составляет величины менее 0,1 и в этих случаях логарифмически нормальное распределение уже мало отличается от нормального. Наконец, сравнительно редко встречаются пески с повышенным содержанием кварца, что говорит об очень длительных в геологическом временном масштабе процессах их дефляции, распределение частиц по размерам, которых аппроксимируется нормальным (Гаусса) распределением с плотностью вероятности:

$$f(x) = \frac{1}{\sigma_x \sqrt{2\pi}} \exp\left[-\frac{(x - \bar{x})^2}{2\sigma_x^2}\right], \quad (2)$$

где  $\bar{x}$  – средний размер частиц (математическое ожидание), мкм;  $\sigma_x$  – среднее квадратическое отклонение размеров частиц песка (стандартное отклонение), мкм. Распределение этого типа полностью определяется значениями этих двух параметров:  $\bar{x}$  и  $\sigma_x$  [8].

По методу сит определяется масса частиц  $\Delta m_i$ , выделенных в каждом интервале размеров  $\Delta x_i$ . Вычисляется относительное содержание частиц данного размера в пробе –  $\Delta m_i / m_0 \cdot 100\%$ , где  $\Delta m_i$  – масса частиц в интервале размеров от  $x_i$  до  $x_i + \Delta x$ , а  $m_0$  – масса исследуемого образца. Затем

рассчитывается накопленная (интегральная) эмпирическая функция распределения частиц в пробе  $F(x)$  от наименьшего к наибольшему размеру.

Применимость логарифмически нормального распределения к эмпирической выборке просто и наглядно устанавливается на клетчатке вероятностей для кривых со значительной асимметрией, по осям координат которой отложены значения  $\lg x$  и  $\Phi^{-1}[F(x)]$  [1, 8].

Здесь  $F(x)$  – функция распределения выборки, а  $\Phi^{-1}$  – функция, обратная нормированной функции Лапласа нормального распределения. На клетчатке против каждого значения  $\Phi^{-1}[F(x)]$  наносятся соответствующие значения  $F(x)$ . Если на такой график нанести экспериментальные точки, взяв в качестве  $F(x)$  накопленную относительную долю частиц, размер которых меньше  $x$ , то в случае применимости логарифмически нормального закона все точки должны располагаться около прямой линии.

Величины  $x_0$  и  $\sigma_{\lg x}$  легко определяются графоаналитическим методом Алексеева [1, 8]. Для этого по сглаженному графику распределения находят значения  $x_{5\%}$ ,  $x_{50\%}$  и  $x_{95\%}$ , соответствующие накопленным долям частиц в пробе в 5 %, 50 % и 95 %. Величина  $x_0$  на графике равна ординате точки прямой, соответствующей 50 % уровню вероятности, т.е.  $x_{50\%}$  дает величину  $x_0$ . Среднее квадратическое отклонение распределения  $\sigma_{\lg x}$  вычисляется по формуле

$$\text{или } \sigma_{\lg x} = 0,304 \cdot \lg \frac{x_{95\%}}{x_{5\%}}, \quad (3)$$

$$\sigma_{\lg x} = 0,5 \cdot \lg \frac{x_{84\%}}{x_{16\%}}, \quad (4)$$

где  $x_{95\%}$ ,  $x_{84\%}$ ,  $x_{16\%}$  и  $x_{5\%}$  – размер частиц (мкм), накопленная доля которых в пробе равна 95 %, 84 %, 16 % и 5 %.

Формулу (4) целесообразно использовать лишь в тех случаях, когда не требуется большой степени соответствия эмпирической выборки с асимметрией логарифмически нормальному распределению в области крупных частиц. То есть в тех случаях, когда в концевой части распределения экспериментальные точки могут отклоняться от теоретической линии, но для практических целей это отклонение не будет слишком существенным и им можно пренебречь.

Нормальное распределение спрямляется на клетчатке вероятностей для кривых с умеренной асимметричностью. Она отличается от описанной выше клетчатки для логарифмически нормального распределения масштабом одной из осей координат, ось ординат берется не в логарифмическом масштабе, а равномерной [1, 8]. Величина  $x_{50\%}$  определяет в этом случае  $\bar{x}$ , а среднее квадратическое отклонение размеров частиц можно вычислить по формуле

$$\sigma_x = 0,304(x_{95\%} - x_{5\%}). \quad (5)$$

Наибольшее распространение в Казахстане имеют пустынные пески с  $x_0$  равным 110...130; 150...180 и 200...220 мкм и более [2, 3, 7, 8]. При описании размеров песков в статье не будет использован ГОСТ 25100 и классификации, используемые в других странах [6]. Если использовать этот ГОСТ или зарубежные классификации размеров частиц грунтов, то все пески пустынь Казахстана должны быть отнесены к мелким, тогда как взаимодействие с ветром у выделенных выше средних геометрических размеров песков значительно отличается. Поэтому для эоловых процессов удобнее разделять по следующей классификации.

Классификация размеров частиц песка для песчаных пустынь Казахстана по Семенову [6]:

$x_0$ , мкм	размер песка
< 110	очень мелкие
110...130	мелкие
150...180	средние
200...220	крупные
> 220	очень крупные

Для исследования размеров частиц песка пробы отбирались методом конверта из тщательно перемешанной массы поверхностного слоя толщиной 2...5 см, который после высушивания просеивался через набор сит с отверстиями 50, 73, 100, 140, 200, 250, 315, 400, 500, 720 мкм, 1 и 1,25 мм.

Ранее проводились исследования распределений частиц песка по размерам в различных регионах Казахстана [2, 3, 7, 8]. К сожалению, до настоящего времени, в Актюбинской области изучение дисперсности песчаных массивов не делалось. В этой статье этот пробел частично ликвидирован, и выполнено описание дисперсного состава песков в бассейнах рек Эмба, Темир и Сагыз.

Исследование частиц по размерам велось в песках Аккум, в песчаном массиве между поселками Булакшы и Ильинским – бассейн реки Те-

мир, в песках Кумжарган, Кокжиде, Акжарсай и в поселках Жаркамыс, Каражар – бассейн реки Эмба, по территории бассейна реки Сагыз – в песках Аккумсагыз, Баршакум, Аяккум. Отбор проб песка выполнялся с вершины бугров. Параметры распределения размеров частиц песка приведены в табл.

Таблица

Параметры распределения размеров частиц песка в Актюбинской области

Место отбора проб	Район	Координаты места отбора		Параметры распределения			
		долгота	широта	логарифмически нормального		нормального	
				$x_0$ , МКМ	$\sigma_{lgx}$	$\bar{x}$ , МКМ	$\sigma_x$ , МКМ
пески Аккум	Т	57°11,327'	48°53,080'			250	53
7 км на СВ от пос. Жаркамыс	Б	56°33,490'	47°59,26,2'	317	0,32		
восточная окраина пос. Жаркамыс	Б	56°29,244'	47°56,775'			193	62
пески Аккумсагыз	Б	55°47,340'	48°20,191'			228	56
пески Аяккум	Б	55°33,45,0'	48°04,404'	179	0,15		
пос. Каражар	Б	56°12,336'	47°51,270'			249	101
пески Баршакум пос. Ебейты	Б	55°13,330'	48°05,420'	213	0,20		
пески Акжарсай, запад пос. Кемерши	Б	56°42,288'	48°04,273'			236	97
пески Акжарсай, юго-восток пос. Кемерши	Б	56°47,149'	48°04,467'			175	50
пески Кумжарган	М	57°39,916'	48°34,061'	156	0,18		
пески Кокжиде, СЗ	М	57°13,855'	48°31,377'			290	91
пески Кокжиде, СВ	М	57°58,814'	48°07,050'			187	64
между пос. Булакшы и пос. Ильинским	М	58°24,287'	49°10,726'	194	0,12		

*Примечание:* Т – Темирский район, Б – Байганинский район, М – Мугалжарский район.

**Пески Аккум** расположены на левом берегу р. Темир в Темирском районе. Песчаный массив близко подходит к реке. Общая площадь песчано-

го массива составила 0,10 тыс. км<sup>2</sup>. Пески бугристые, полужакрепленные. Вершины бугров хорошо закреплены кустарниковой растительностью.

Пробы отобраны на северной окраине песчаного массива между закрепленными вершинами из язвы выдувания, высота бугра 0,90 м. Функция распределения песка – нормальная, средний арифметический размер частиц песка  $\bar{x}$  на вершине бугра составила 250 мкм,  $\sigma_x = 53$  мкм и коэффициент вариации  $C_v = 0,21$ . Песок очень крупный.

**Пески Кумжарган** расположены на правом берегу р. Эмба в Мугалжарском районе. Пески бугристые полужакрепленные, вершины бугров хорошо закреплены. Общая площадь песчаного массива составила 200 км<sup>2</sup>. Песок отобран рядом с населенным пунктом Берлик, высота бугра в точке отбора проб составила 0,35 м, функция распределения – логарифмически нормальная. Средний геометрический размер частиц песка  $x_0$  на вершине бугра – 156 мкм,  $\sigma_{lgx} = 0,18$  и  $C_v = 0,43$ . Песок по размеру относится к средним.

**Поселок Жаркамыс.** Песчаный массив расположен на правом берегу р. Эмба в Байганинском районе. Общая площадь песчаного массива составила 70 км<sup>2</sup>. Песок полужакрепленный, высота бугров местами достигает 2 м. Пески наступают на поселок Жаркамыс. Пробы отобраны в двух местах.

Первая проба взята в 7 км СВ поселка, высота в точке отбора проб – 0,45 м, функция распределения – логарифмически нормальная. Средний геометрический размер  $x_0$  частиц песка на вершине бугра – 317 мкм,  $\sigma_{lgx} = 0,32$  и  $C_v = 0,84$ . Песок очень крупный.

Вторая – на песчаном массиве, расположенном на правом берегу р. Сагыз в районе поселка Жаркамыс. Пески наступают на поселок. Проба взята в 1,5 км восточнее поселка, ближе к пойме реки. Песок полужакрепленный, высота бугра достигает 0,4 м. Высота в точке отбора – 0,20 м, функция распределения – нормальная. Средний арифметический размер  $\bar{x}$  частиц песка на вершине бугра – 193 мкм,  $\sigma_x = 62$  мкм и  $C_v = 0,32$ , песок средний.

**Пески Аккумсагыз** расположены на правом берегу р. Сагыз в Байганинском районе. Песок полужакрепленный, встречаются участки с подвижными песками. Общая площадь песчаного массива составила 140 км<sup>2</sup>. Высота бугров местами достигает 3 м, высота барханов 8 – 10 м. Высота бугра в месте отбора проб равнялась 0,15 м, функция распределения – нор-

мальная, средний арифметический размер  $\bar{x}$  частиц песка на вершине бугра – 228 мкм,  $\sigma_x = 56$  мкм и  $C_v = 0,28$ . Песок очень крупный.

**Пески Аяккум** расположены на правом берегу р. Сагыз в Байганинском районе, песок незакрепленный. Общая площадь песчаного массива составила 50 км<sup>2</sup>. Пески наступают на поселок. Проба отобрана возле аула Баршакум. На теле бугра отчетливо видна эоловая рябь. В точке отбора проб высота бугра составила 0,40 м. Функция распределения – логарифмически нормальная, средний геометрический размер  $x_0$  частиц песка на вершине бугра – 179 мкм,  $\sigma_{lgx} = 0,15$  и  $C_v = 0,35$ . Песок средний.

**Поселок Каражар** (Байганинский район). Песчаный массив расположен на правом берегу р. Сагыз, общая площадь которого составила 5,36 км<sup>2</sup>. Песок полужакрепленный. Высота бугров достигает 1 м. Проба отобрана возле поселка, высота бугра в точке отбора составила 0,3 м. Функция распределения – нормальная, средний арифметический размер  $\bar{x}$  частиц песка на вершине бугра – 249 мкм,  $\sigma_x = 101$  мкм и  $C_v = 0,41$ . Песок очень крупный.

**Пески Баршакум** расположены на правом берегу р. Сагыз в Байганинском районе, песок полужакрепленный. Площадь песчаного массива 5,36 км<sup>2</sup>. Высота бугров достигает 0,8 м, пески наступают на поселок Ебейты. Песок отобран в 900 м северо-западнее поселка. Функция распределения – логарифмически нормальная. Средний геометрический размер частиц песка  $x_0$  на вершине бугра – 213 мкм,  $\sigma_{lgx} = 0,20$  и  $C_v = 0,49$ . Песок крупный.

**Пески Акжарсай.** Песчаный массив расположен на правом берегу р. Эмба в Байганинском районе. Общая площадь песчаного массива 30 км<sup>2</sup>. Песок полужакрепленный. Пробы отобраны в двух местах.

1. Проба взята в 5 км западнее поселка Кемерши, вершины бугров хорошо закреплены, высота в точке отбора проб – 0,30 м. Функция распределения – нормальная. Средний арифметический размер  $\bar{x}$  частиц песка на вершине бугра – 236 мкм,  $\sigma_x = 97$  мкм и  $C_v = 0,41$ . Песок очень крупный.

2. Пески плохо закреплены, вся пойма реки покрыта песками. Пески наступают на поселок, по телу бугров отчетливо видна эоловая рябь. Проба отобрана юго-восточнее поселка Кемерши, на вершине бугра, высота которого равнялась 0,40 м, функция распределения – нормальная. Средний арифметический размер  $\bar{x}$  частиц песка на вершине бугра – 175 мкм,  $\sigma_x = 50$  мкм и  $C_v = 0,28$ . Песок средний.

**Пески Кокжиде** расположены на правом берегу р. Темир в Мугалжарском районе, полужакрепленные. Общая площадь песчаного массива составила 350 км<sup>2</sup>. Пески бугристые, встречаются участки с барханами. Песок отобран в двух точках.

1. Песок отобран на северо-западной окраине песчаного массива, на бугре. Вершина бугра составила 1,5 м, функция распределения – нормальная. Средний арифметический размер  $\bar{x}$  частиц песка на вершине бугра – 290 мкм,  $\sigma_x = 91$  мкм и  $C_v = 0,31$ . Песок очень крупный.

2. Песок отобран на левом берегу р. Темир на северо-восточной окраине песчаного массива, на бугре. Пески хорошо закреплены. Вершина бугра составила 0,4 м, функция распределения – нормальная. Средний арифметический размер  $\bar{x}$  частиц песка на вершине бугра – 187 мкм,  $\sigma_x = 64$  мкм и  $C_v = 0,34$ . Песок средний.

**Песчаный массив между поселками Булакшы (Родники) и Ильинской;** песок полужакрепленный. Площадь песчаного массива составила 0,35 км<sup>2</sup>. В пункте отбора проб высота бугра – 0,20 м. Функция распределения – логарифмически нормальная. Средний геометрический размер частиц песка  $x_0$  на вершине бугра – 194 мкм,  $\sigma_{lg x} = 0,12$  и  $C_v = 0,28$ . Песок средний.

Таким образом, изменение размеров частиц песка и их дисперсии в пространстве рассматриваемого региона имеет определенные закономерности. Подвижные и полужакрепленные пески здесь встречаются с двумя видами функций распределений – логарифмически нормальной и нормальной. Пески рассматриваемого бассейна отличаются значительной пространственной неоднородностью, как по размерам частиц, так и по виду функции распределения. Рельеф песков бугристый, встречаются участки с отдельными барханами, пески в основном закреплены растительностью. Высота эоловых форм рельефа изменяется от 0,15 до 10 м.

В табл. видно, что очень крупные размеры частиц характерны для песчаных массивов Аккум, Аккумсагыз, Акжарсай (запад поселка Кемерши), Кокжиде (северо-запад), северо-восточнее поселка Жаркамыс и песков в поселке Каражар. Крупные размеры – пески Баршакум (поселок Ебейты). Средние размеры – Аяккум, Кумжарган, восточная окраина поселка Жаркамыс, Акжарсай (юго-восток поселка Кемерши), между поселками Булакшы и Ильинским, Кокжиде (северо-восток).

Пески Аккум, Акжарсай (запад, юго-восток пос. Кемерши), Кокжиде, Аккумсагыз, восточной окраины поселка Жаркамыс и в поселке Каражар имеют нормальное распределение, а пески Кумжарган, Аяккум, Баршакум (пос. Ебейты), в пос. Жаркамыс и в песчаном массиве между поселками Булакшы и Ильинским – имеют логарифмически нормальное распределение.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ



1. Алексеев Г.А. Графоаналитические способы определения и приведения к длительному периоду наблюдений параметров кривых распределений // Тр. ГГИ. – 1960. – Вып.73. – С. 90-140.
2. Актуальные проблемы гидрометеорологии озера Балхаш и Прибалхашья / Под ред. И.И. Скоцеляса. – СПб.: Гидрометеоздат, 1995. – 254 с.
3. Гидрометеорологические проблемы Приаралья // Под ред. Г.Н. Чичасова. – Л.: Гидрометеоздат, 1990. – 277 с.
4. Коузов П.А. Основы анализа дисперсного состава промышленных пылей и измельченных материалов.– Л.: Химия, 1987.– 264 с.
5. Новикова А.Г. и др. Почвы Казахской ССР. Вып.11. Актюбинская область. – Алма-Ата: Издание АН КазССР, 1968. – 374 с.
6. Семенов О.Е. Об особенностях ветрового переноса песка при бурях // Гидрометеорология и экология. – 1993. – Вып. 3. – С. 23 – 44.
7. Семенов О.Е., Шапов А.П. Геоморфологические условия развития дефляционных процессов и дисперсный состав песков Восточного Приаралья // Гидрометеорология и экология. – 1995. – Вып. 4. – С. 76-98.
8. Семенов О.Е. О распределении почвенных частиц по размерам на юге Казахстана вследствие эоловых процессов // Тр. КазНИГМИ. – 1970. – Вып. 36. – С. 153-165.

КазНИИЭЖ, г. Алматы

#### **АҚТӨБЕ ОБЛЫСЫНЫҢ ҚҰМДЫ МАССИВТЕРІНДЕГІ ҚҰМДАРДЫҢ ҚҰРАМЫН БАҒАЛАУ**

Н.У. Бултеков

Физ.-мат. ғылымд. канд. О.Е. Семенов

А.П. Шапов

*Ақтөбе облысындағы құм бөліктерінің дисперсиялық құрамы қарастырылды. Мұнда көшпелі және жартылай ашық жерлердегі құмдар (өсімдік жамылғысы бар жерлердегі құмдар) көлемдері бойынша екі түрлі таралу функциясы түрінде кездеседі: дұрыс және логарифмдік дұрыс функциялар. Дұрыс таралатын орташа көлемді құм бөліктері территория бойынша 175...290 мкм интервал аралығында өзгереді. Ал орташа геометриялық көлемді, логарифмдік дұрыс таралатын құм бөліктері 156...317 мкм аралығында өзгереді.*

УДК 556.167.6.

**ОЦЕНКА ВЕРОЯТНОСТИ ПЕРЕСЫХАНИЯ МАЛЫХ  
НИЗКОГОРНЫХ РЕК**Доктор геогр. наук Г.Е. Глазырин  
Н.З. Сагдеев

*Главными источниками собственной воды в Узбекистане являются небольшие, низко расположенные реки, гидрологический режим которых плохо изучен. Летняя межень – критическая фаза гидрологического цикла малых рек, наступающая в период, когда потребность в воде для сельского хозяйства особенно велика. Тем более важными являются факт и период пересыхания рек. В работе рассмотрен этот вопрос на довольно обширных материалах многолетних гидрологических наблюдений на малых реках, несущих воду в р. Ахангаран (Западный Тянь-Шань). Предлагается простой метод определения вероятности пересыхания таких рек. Он может быть использован и в других районах, где имеется достаточно тесная зависимость модуля стока от высоты бассейна.*

Будучи в значительной степени аграрной страной, Узбекистан обладает незначительными собственными водными ресурсами. Они составляют лишь около 10 % от поступающих на территорию республики вод [7]. Остальные формируются в горах, расположенных на территории соседних государств – Киргизии, Таджикистана, Казахстана, Афганистана. Главными же источниками собственной воды являются небольшие, низко расположенные реки, гидрологический режим которых наименее изучен. Отсюда следует важность исследования особенностей режима таких рек. Это – многогранная проблема, и мы остановимся лишь на одной ее стороне – пересыхании рек (саев) во время межени.

Летняя межень – критическая фаза гидрологического цикла малых рек, наступающая в период, когда потребность воды для сельского хозяйства особенно велика. Тем более важными являются факт и период пересыхания рек. К сожалению, этому вопросу гидрологи Средней Азии уделяли явно недостаточно внимания. Мы попытались рассмотреть этот вопрос на довольно обширных материалах многолетних гидрологических наблюдений на малых реках, несущих воду в р. Ахангаран.

**Исходные данные.** Всего имеются данные по 38 гидрологическим постам в бассейне этой реки, действовавшим в разное время и в течение разных периодов [5]. Режим р. Ахангаран и ее составляющих весьма хорошо изучен. Для малых рек восстановлены ряды данных о стоке на ряде постов за достаточно длинный период, найдены зависимости модулей стока от высоты местности [5]. По разным причинам (очень короткие ряды, большие площади водосборов, интенсивный водозабор выше гидрометрических постов и др.) многие реки не были использованы для анализа. В частности, пришлось отбросить р. Бургалик, так как не удалось определить площадь ее водосбора и среднюю высоту последнего. Мы не включили в список реки Кутырбулак и Джиблан, потому что данные наблюдений на них выпадали из всех зависимостей, построенных нами. Очевидно, по той же причине эти данные не были использованы и в работе [5].

Список тех рек и постов на них, которые были включены в выборку (20 постов), приведен в табл. 1.

Таблица 1

Сведения о реках, материалы наблюдений на которых были использованы в работе.  $F$  – площадь водосбора,  $H_m$  – средняя высота водосбора,  $N$  – число лет наблюдений

Река	Пост	$F$ , км <sup>2</sup>	$H_m$ , км	Период наблюдений	$N$
Кызылча	Верховье	24,6	2,79	1966...1970	5
Кызылча	к. Иерташ	51,6	2,34	1951...2006	56
Головная	Устье	10,3	2,37	1959...1970	12
Давансай	Устье	10,6	2,93	1959...1970	12
Безымянная	Устье	3,3	2,41	1959...1970	12
Четыксай	Устье	8,7	1,88	1959...1969	11
Таганбашисай	5,8 км выше устья	16,8	2,31	1954...1959	5
Наугарзан	5 км выше устья	84,4	1,89	1961...1965	5
Наугарзан	с. Турк	92,8	1,85	1963...1970	8
Нишбаш	к. Нишбаш	141	2,05	1963...2007	45
Дукантсай	г. Янгибад	69,8	2,10	1967...1970	4
Дукантсай	п. Дукант	201	2,21	1971...2007	37
Карабау	с. Самарчук	166	2,03	1963...2007	45
Гушсай	к. Кочбулак	128	1,88	1979...1987	9
Абджазсай	к. Абджаз	70,5	1,59	1978...2007	30
Акча	к. Акча	125	1,56	1951...1982	32
Шаугаз	ур. Караташ	65,8	1,66	1951...2007	57
Шавазсай	к. Каракия	137	1,72	1950...1954	5
Шавазсай	к. Джувасхана	161	1,62	1954...1965	13
Алмалыксай	к. Карамазар	56,5	1,45	1951...1959	9

Как видим, мы взяли для анализа также реки с короткими рядами наблюдений. Это определило в какой-то мере и методику исследования.

На рис. 1 показана зависимость средних многолетних годовых модулей стока выбранных рек от средних высот их водосборов. Связь оказалась весьма тесной: коэффициент корреляции равен 0,93. Это в какой-то мере может свидетельствовать о том, что все выбранные реки принадлежат одному гидрологическому району, что, правда, несколько отличается от выводов, сделанных в работе [5]. Таким образом, мы считаем, что статистические зависимости можно искать для всей совокупности бассейнов, не разбивая ее по подрайонам.

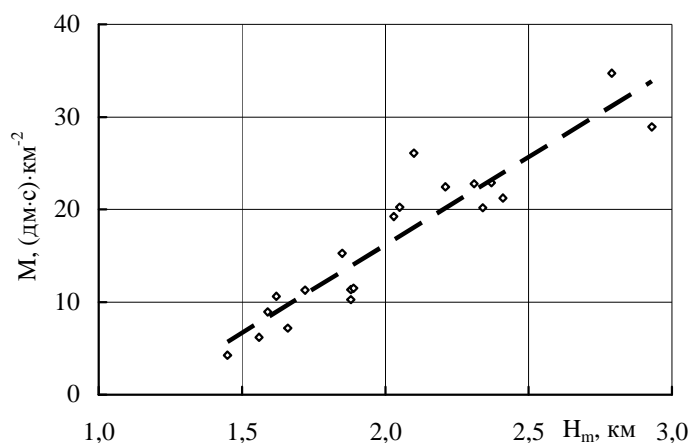


Рис. 1. Зависимость средних многолетних годовых модулей стока выбранных рек от средней высоты водосборных бассейнов.

Гидрологи давно установили, что при изучении минимальных или меженных расходов воды следует использовать осредненные данные – среднемесячные, в лучшем случае – среднедекадные расходы воды [2, 4, 8]. По этой причине мы работали только со среднемесячными величинами.

Время наступления минимальных месячных расходов на горных реках Средней Азии зависит от высоты, на которой расположены водосборы [6]: высоко в горах они приходятся на январь – февраль, а в предгорьях – на август – октябрь. Причина в том, что низко расположенные реки в осенне-зимнее время подпитываются осадками, которые здесь выпадают часто в жидком виде, в то время как в горах – в твердом и не поступают сразу в сток. А так как нас будет интересовать лишь пересыхание низкорослых рек, то мы ограничимся рассмотрением летне-осенних месяцев.

**Методика.** Эта методика проста: строились зависимости модулей стока бассейнов  $M$  от некоторых определяющих факторов. Экстраполяция

этих зависимостей на  $M = 0$ , если она возможна, дает то соотношение этих факторов, при котором возможно пересыхание. Поиск этих сочетаний и является целью работы.

Для каждой реки и рассматриваемых месяцев были рассчитаны модули стока с повторяемостью раз в два года ( $M_{0,5}$ ) и раз в 5 лет ( $M_{0,2}$ ). Мы взяли только эти значения обеспеченности, чтобы, во-первых, не выходить за пределы эмпирических распределений и не привлекать какие-либо теоретические распределения, а во-вторых, довольно короткие ряды на некоторых реках (табл. 1) не позволяли достаточно надежно рассчитать значения величин даже такой повторяемости. В первую очередь, это касается повторяемости  $M_{0,2}$ . В дальнейшем зависимости строились лишь для величин расходов указанных выше повторяемостей.

Какие факторы должны влиять на величину минимальных месячных расходов и, в частном случае, на пересыхание рек? В первую очередь, это должны быть высота бассейна, его площадь, геологическое строение [2, 4, 8]. Первый из этих показателей сказывается в горах всегда, так как поступление воды на водосборы сильно от него зависит. Об этом свидетельствует и рис. 1.

Целым рядом исследователей [1, 6, 9 и др.] обнаружено, что, как ни странно, площадь водосбора не очень сильно влияет на меженные расходы, а соответственно, и на пересыхание, так как они в существенной мере зависят от геологического строения водосборов, в свою очередь, влияющего на величину и скорость накопления подземных вод и их поступление в речную сеть.

Геологическое строение бассейнов обычно трудно охарактеризовать численно, приходится пользоваться некоторыми косвенными признаками, например, показателями зарегулированности стока: чем более зарегулирован сток, тем больше емкость пород бассейна. В качестве такового мы приняли отношение среднего квадратического отклонения месячных расходов воды ( $Q_i$ ) от среднегодовых ( $Q_{an}$ ) к площади водосбора ( $F$ ):

$$S = \frac{\sigma Q}{F},$$

$$\text{где } \sigma Q = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{12} (Q_i - Q_{an})^2}{12}}.$$

Расчет был сделан по средним многолетним среднемесячным расходам. Мы не включили в число переменных модули паводков, как это сделано в работе [8], так как зависимости и меженных и паводковых рас-

ходов от высоты местности очень тесные, а потому можно использовать лишь один из показателей. Кроме того, для расчетов вероятности пересыхания рек, на которых не было наблюдений, можно пользоваться лишь морфометрическими показателями.

Следующий шаг – построение линейных зависимостей месячных модулей стока указанных повторяемостей ( $M_{0,5}$  и  $M_{0,2}$ ) от названных факторов. Параметры этих зависимостей  $a_0$ ,  $a_1$  и  $a_2$  были найдены методом наименьших квадратов:

$$M = a_0 + a_1 \cdot H_m, \quad (1)$$

$$M = a_0 + a_1 \cdot H_m + a_2 \cdot F, \quad (2)$$

$$M = a_0 + a_1 \cdot H_m + a_2 \cdot S. \quad (3)$$

Мы считали, что основным определяющим фактором является высота водосбора, а параметры  $F$  и  $S$  могут лишь несколько уточнить зависимости.

**Результаты.** Прежде всего, нужно было оценить вклад дополнительных показателей  $F$  и  $S$  в приведенные выше уравнения. Их влияние можно проследить в табл. 2. Все коэффициенты корреляции связей очень высоки и меняются на первые единицы лишь во втором знаке. Это означает, что можно ограничиться только зависимостью модулей стока от высоты водосборов.

Таблица 2

Коэффициент корреляции истинных и рассчитанных значений модуля стока с помощью уравнений (1) – (3)

Месяц	$M_{0,5}$			$M_{0,2}$		
	уравнение			уравнение		
	(1)	(2)	(3)	(1)	(2)	(3)
Август	0,920	0,925	0,931	0,913	0,925	0,927
Сентябрь	0,933	0,933	0,933	0,934	0,949	0,951
Октябрь	0,924	0,929	0,925	0,926	0,943	0,941

Все шесть зависимостей вида (1) показаны на рис. 2.

Очевидно, что критические средние высоты бассейнов ( $H_{кр.}$ ), ниже которых модули стока заданной обеспеченности становятся равными нулю в соответствующие месяцы, то есть происходит пересыхание, легко вычислить из уравнений вида (1), приравняв:

$$H_{кр.} = -\frac{a_0}{a_1}.$$

В табл. 3 приведены значения этих коэффициентов и  $H_{кр.}$ .

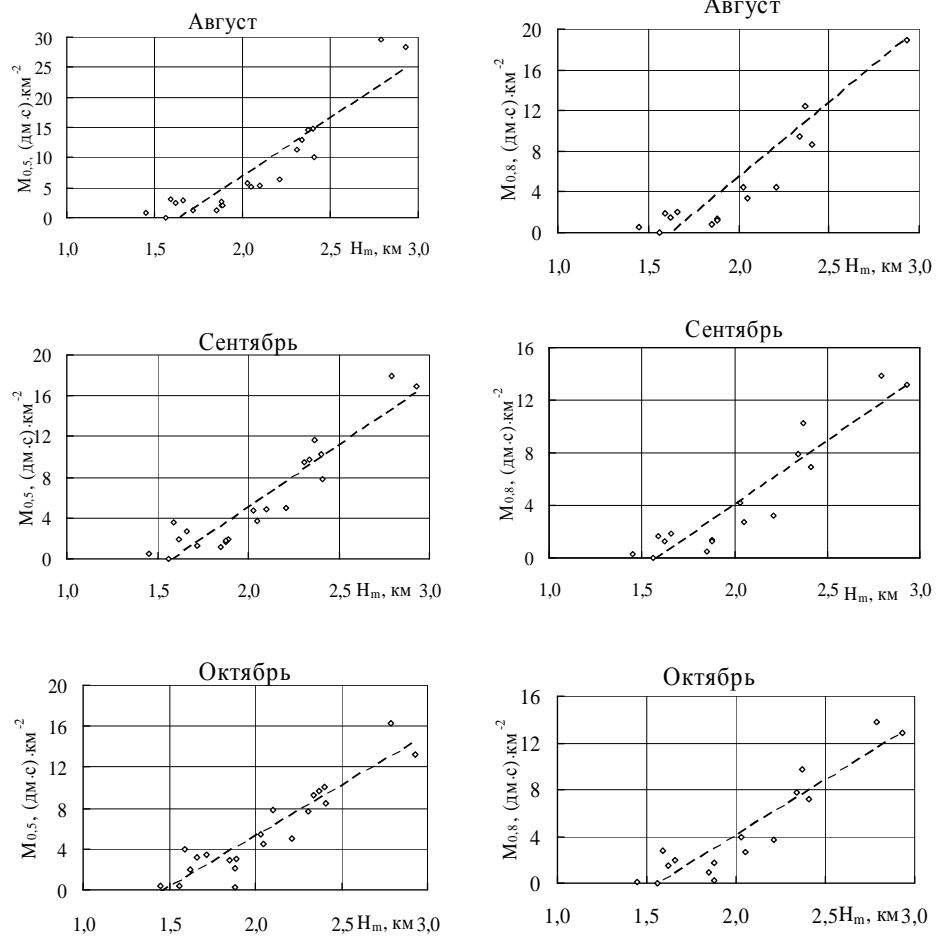


Рис. 2. Зависимости среднемесячных модулей стока от высоты местности. Левая колонка – модули 50 % обеспеченности, правая – 80 % обеспеченности.

Таблица 3  
 Параметры зависимостей (1) и значения критической средней высоты водосборов

Месяц	$M_{0,5}$			$M_{0,2}$		
	$a_0$	$a_1$	$H_{кр., км}$	$a_0$	$a_1$	$H_{кр., км}$
Август	-31,71	19,26	1,65	-24,02	14,68	1,64
Сентябрь	-19,21	12,13	1,58	-15,49	9,75	1,59
Октябрь	-14,75	9,97	1,48	-14,80	9,43	1,57

Итак, мы пришли к интересному результату: для любого небольшого водосбора в бассейне р. Ахангаран достаточно определить по карте его среднюю высоту. Если последняя окажется менее  $H_{кр.}$ , то возможно

пересыхание с указанной повторяемостью. Заметим, что в нашей выборке присутствуют реки с площадями водосборов даже менее 10 км<sup>2</sup>. Следовательно, такой расчет может быть сделан и для небольших ручьев. Следует, правда, обратить внимание на то, что значения  $M_{0,5}$  и  $M_{0,2}$  оказались близкими. Это несколько подозрительно, но может быть вызвано тем, что в нижней части наших зависимостей разброс точек вокруг кривых довольно велик. Очевидно, что значения  $H_{кр.}$  получены для частных бассейнов р. Ахангаран, и в других районах должны быть иными.

**Заключение.** Итак, предлагается исключительно простой метод определения возможности пересыхания небольших рек в заданном районе. Необходимо иметь в виду, что зависимости, показанные на рис. 1 и 2, отражают гидрометеорологическую ситуацию во время действия гидрометрических постов, то есть конца 20 – начала 21 веков. При изменении климатических условий, которые наблюдаются в этом регионе [3], вид зависимостей, а, следовательно, и значения  $H_{кр.}$  изменятся. При увеличении количества осадков должны уменьшиться, при уменьшении – увеличиться.

Этот простой метод может быть применен и для других низкогорных районов Средней Азии, в которых может быть получена тесная зависимость модулей стока от высоты.

Автор считает своим долгом поблагодарить проф. Г.Н. Трофимова за обсуждения и полезные советы.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Большаков М.Н. Водные ресурсы рек Советского Тянь-Шаня и методы их расчета. – Фрунзе: Илим, 1974. – 306 с.
2. Владимиров Л.А. Очерки горной гидрологии. – Тбилиси: Мицниереба, 1988. – 126 с.
3. Глазырин Г.Е., Группер С.Р., Глазырина М.Г. Изменение климата на разных высотах в Узбекистане. // Труды НИГМИ Узгидромета. – 2007. – Вып. 8(253). – С. 5-14.
4. Джорджио З.В. Межень на реках Средней Азии. // Труды ТГО. – 1954. – Вып. 10(11). – С. 112-130.
5. Иванов Ю.Н., Чулпанова И.А. Водные ресурсы бассейна р. Ахангаран. // Труды САНИГМИ. – 1999. – Вып. 153(234). – С. 57-88.
6. Ресурсы поверхностных вод СССР. Том 14. Средняя Азия. Вып. 1. Бассейн р. Сыр-Дарья / Под ред. И.А. Ильина. Л.: Гидрометеиздат, 1969. – 439 с.





УДК 556.16.048(476)

**ОЦЕНКА ИЗМЕНЕНИЙ ВНУТРИГОДОВОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ  
СТОКА РЕК БЕЛАРУСИИ ПО ДАННЫМ ГИДРОМЕТРИЧЕСКИХ  
НАБЛЮДЕНИЙ**Доктор геогр. наук А.А. Волчек  
О.Н. Натарева

*Внутригодовое распределение стока (ВРС) является важной гидрологической и водохозяйственной характеристикой рек. Оно используется при проектировании водохозяйственных объектов, управлении работы водохранилищ, разработке схем комплексного использования водных ресурсов и т. д.*

*Происходящие в последнее время колебания климата привели к изменению водных ресурсов и гидрологического режима рек. Кроме того, хозяйственная деятельность, осуществляемая как на водосборах, так и в руслах рек также ведет к изменениям количественных и качественных характеристик речного стока.*

*Изменения речного стока влияют не только на функционирование водохозяйственных систем, от которых зависит надежное водообеспечение населения, промышленности, гидроэнергетики, сельского и рыбного хозяйства, но и на экологическую ситуацию водосбора реки. Исходя из вышеизложенного, данная статья посвящается проблеме антропогенного изменения водных ресурсов и гидрологического режима рек Беларуси.*

В полной мере эти проблемы коснулись и рек Беларуси. По территории республики протекает 20,8 тыс. рек, общей протяженностью около 90,6 тыс. км, принадлежащих бассейнам Балтийского и Черного морей. Согласно [2], около 55 % годового стока приходится на реки бассейна Черного моря, а 45 % – Балтийского. Доля (в % от годового) весеннего стока составляет 38...51 %, летнего – 26 %, осеннего – более 14 %, зимнего 16...25 %.

К крупным рекам Беларуси относятся: Березина, Днепр, Западный Буг, Западная Двина, Неман, Припять, Сож. Средняя густота речной сети – 0,44 км/км<sup>2</sup>; наибольшая – в бассейне р. Неман (0,47 км/км<sup>2</sup>); наименьшая – в бассейне р. Западный Буг (0,38 км/км<sup>2</sup>) [3].

Одна из основных фундаментальных работ по анализу ВРС на территории республики, является монография «Ресурсы поверхностных вод СССР» [2], относится к 60-ым годам прошлого столетия, где детально проанализировано ВРС по территории. За последнее время учреждениями гидрометеорологических служб Беларуси накоплен большой фактический материал по речному стоку, что требует своевременного анализа, обобщения и рекомендации для практического использования полученных выводов. Ввиду этого, целью данной работы является оценка изменений ВРС воды рек в период с 1961 г. по 2005 г. в складывающихся современных природно-климатических условиях и под влиянием антропогенных воздействий.

#### ***Исходные данные и методика исследований***

В качестве исходных данных использовались ряды многолетних наблюдений за среднемесячными расходами воды, опубликованные Республиканским гидрометеорологическим центром Министерства природных ресурсов и охраны окружающей среды республики Беларусь по 40 гидрологическим створам (табл. 1), относящиеся к разным гидрологическим районам [2]:

***I – Западно-Двинский район.*** Площадь 54 000 км<sup>2</sup>. Расположен в северной части территории Республики Беларусь и охватывает бассейн Западной Двины. Изобилие озёр. Густота речной сети 0,47 км/км<sup>2</sup>. Реки района имеют, с одной стороны, некоторую естественную зарегулированность стока озёрами, а с другой – хорошую обеспеченность поверхностным питанием.

***II – Верхне-Днепровский район.*** Площадь 59 000 км<sup>2</sup>. Расположен в восточной части территории и охватывает бассейн Днепра до Могилёва и Сожа до устья р. Прони. Озёра преимущественно пойменные. Речная сеть развита хорошо. Густота речной сети 0,44 км/км<sup>2</sup>.

***III – Вилейский район.*** Площадь 27 000 км<sup>2</sup>. Расположен в северо-западной части территории и охватывает бассейн рек Вилии, Березины до Борисова, верховья рек Уллы и Западной Березины. Густота речной сети: 0,34 км/км<sup>2</sup>. Речная сеть южной части района: короткие, хорошо дренирующие водотоки.

***IV – Нёманский район.*** Площадь 29 000 км<sup>2</sup>. Расположен в западной части территории Беларуси и охватывает бассейн Нёмана от источника до границы с Литвой, озёрность незначительная. Крупных озёр в районе нет. Густота речной сети – 0,50 км/км<sup>2</sup>. Подземное питание рек происходит за счёт верхних обильных горизонтов грунтовых вод.

**V – Центрально-Березинский район.** Площадь 35 000 км<sup>2</sup>. Охватывает бассейн рек Днепра от Могилёва до Жлобина, Друти, Березины от Борисова до устья р. Руднянки, Птичи до устья р. Доколька, а также верховья рек Орессы, Случи, Морочи и Лани. Густота речной сети – 0,40 км/км<sup>2</sup>.

**VI – Припятский район.** Площадь 73 000 км<sup>2</sup>. Расположен на юге территории и охватывает бассейн Припяти без возвышенных его окраин (верховья рек Птичи, Случи и др.), нижнее течение Березины (ниже устья р. Руднянки), Сожа (ниже устья р. Прони), Днепра (ниже г. Жлобина) и Западного Буга в пределах Республики Беларусь. Южной его границей является граница Беларуси с Украиной. Густота речной сети 0,30 км/км<sup>2</sup>. Реки характеризуются крайне малыми падениями, широкими, плоскими, слабо выраженными долинами, низкими заболоченными берегами, извилистостью, разветвлённостью и неустойчивостью русел, медленным течением. Район характеризуется широко развитыми водоносными горизонтами, заключёнными в четвертичных и коренных отложениях.

В процессе анализа временные ряды разделены на два периода: I – с момента инструментальных наблюдений по 1960 г.; II – 1961...2005 гг. Результаты исследований в период с 1877 по 1960 гг. опубликованы в [2], поэтому в работе представлена оценка изменений речного стока на современном этапе.

Для построения гидрографов речного стока использован метод компоновки сезонов, основанный на равенстве обеспеченностей годового стока, стока лимитирующего периода и лимитирующего сезона [2]. В исследованиях использованы данные по 135 речным створам с периодом инструментальных наблюдений – с начала проведения исследований до 1960 г. В [2] отражена характеристика ВРС рек Беларуси по гидрологическим районам и показана степень влияния физико-географических факторов (площадь водосбора, озёрность, залесенность, заболоченность) на стоковый режим рек. Как итог, для этих рек – представлены районные схемы расчетного распределения стока по месяцам и сезонам.

В контексте решения задач приняты общие границы гидрологических сезонов: весна (март – май), лето-осень (июнь – ноябрь), зима (декабрь – февраль) [3]. Для территории Беларуси за лимитирующий период приняты оба маловодных сезона (лето-осень и зима), а за лимитирующий сезон – лето-осень или зима [1].

Таблица 1

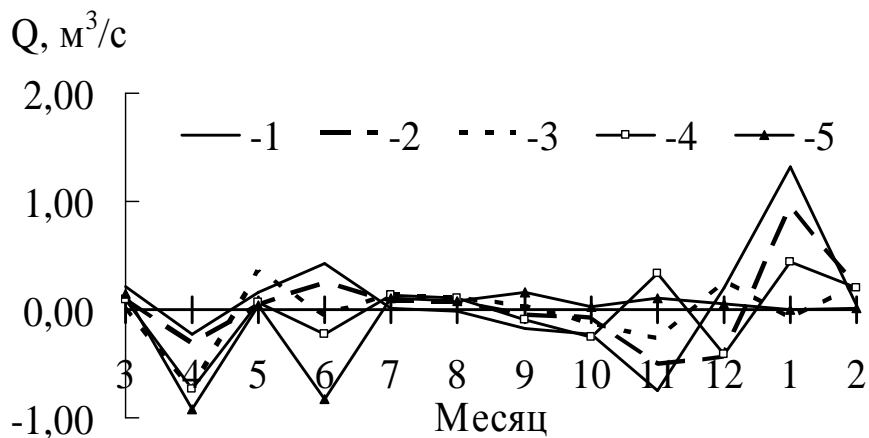
Список речных створов

Река-пост	Площадь водосбора (А), км <sup>2</sup>
<b>Западно-Двинский район</b>	
р. Полота – с. Янково 1-е	618
р. Дисна – пгт. Шарковщина	4540
р. Берёзовка – с. Саутки	554
<b>Верхне-Днепровский район</b>	
р. Остер – с. Ходунь	3250
р. Проня – с. Летяги (х. Яскарь)	4570
р. Беседь – с. Светиловичи	5010
р. Жадунька – г. Костюковичи	334
<b>Вилейский район</b>	
р. Улла – с. Промыслы	3330
р. Эсса – с. Гадивля	530
р. Вилия – с. Стешницы	1230
р. Вилия – г. Вилейка	4190
р. Вилия – с. Михалишки	10300
р. Нарочь – с. Нарочь	106
р. Березина – г. Борисов	5690
р. Исlochь – с. Боровиковщина	624
р. Гавья – с. Лубинята	920
р. Ошмянка – с. Великие Яцны	1480
р. Гайна – с. Гайна	15,7
<b>Неманский район</b>	
р. Нёман – г. Столбцы	3070
р. Нёман – с. Белица	16700
р. Нёман – пгт. Мосты	25600
р. Нёман – г. Гродно	33600
р. Дитва – с. Поречаны	810
р. Свисlochь – с. Сухая Долина	1720
<b>Центрально-Березинский район</b>	
р. Ухлясть – пос. Радьков	258
р. Свисlochь – с. Теребуты	4050
р. Грава – с. Аминовичи	39,3
р. Сушанка – с. Суша	153
р. Случь – с. Ленин	4620
р. Птичь – снт. Кринка	2010
р. Птичь – с. Лучицы	8770
р. Оресса – с. Андреевка	3580
<b>Припятский район</b>	
кан. Ивня-Бонда – с. Будки	299
р. Уза – с. Прибор	680
р. Ясельда – г. Берёза	916
р. Ясельда – с. Сенин	5110
р. Словечна – с. Кузьмичи	914
р. Копаювка – с. Черск	440
р. Рыта – с. Мал. Радваничи	1230
р. Лесная – с. Замосты	1840

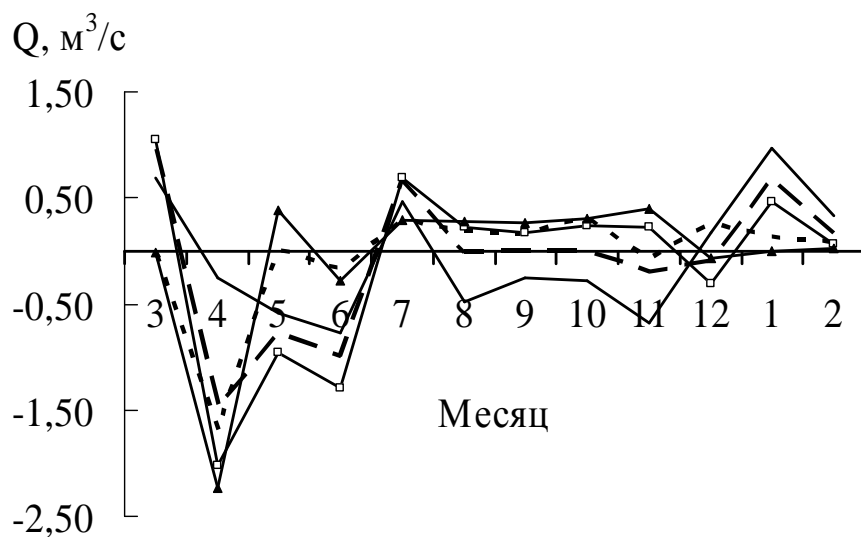
**Анализ полученных результатов.** Расчет ВРС выполнен для следующих градаций водности: очень многоводной (P = 5 %), многоводной (P = 25 %), средней (P = 50 %), маловодной (P = 75 %), очень маловодной

( $P = 95\%$ ). Для каждой из градаций методом компоновки сезонов построены гидрографы стока. Полученные гидрографы стока сравнили с гидрографами предшествующего периода. Результаты сравнения модельных рек гидрологических районов построены в относительных координатах  $\left(K_i = \frac{Q_i}{Q_{год}}\right)$  для более наглядного сопоставления и представлены на рис. 1.

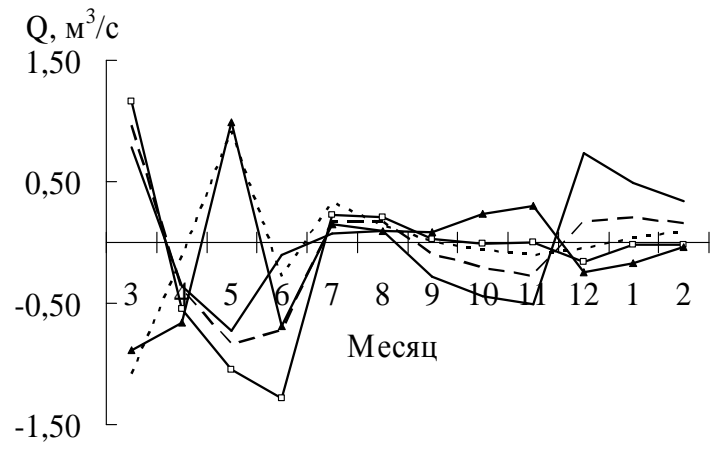
*a*



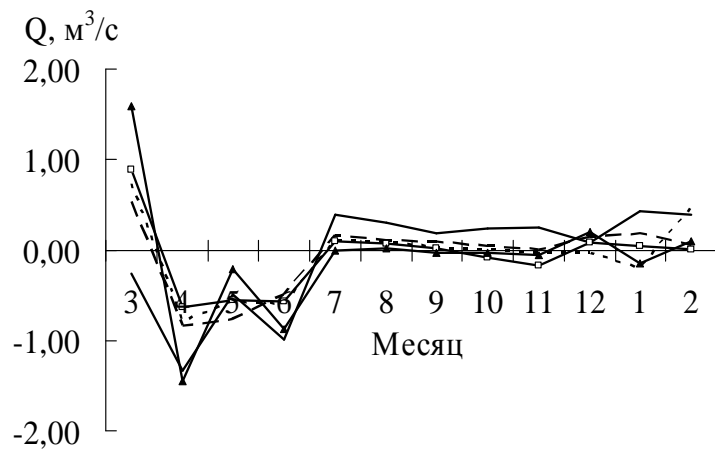
*б*



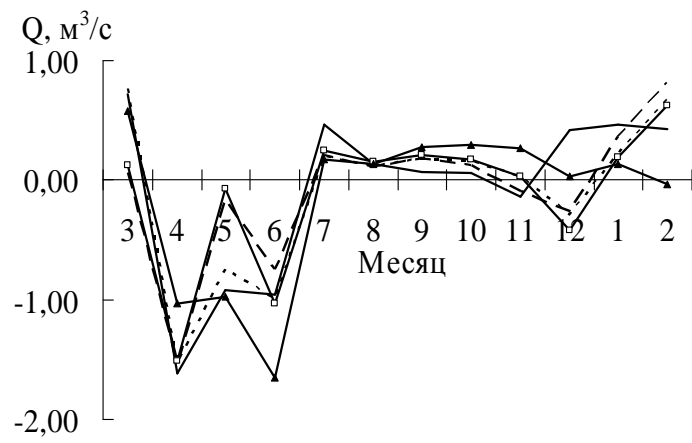
*в*



z



d



e

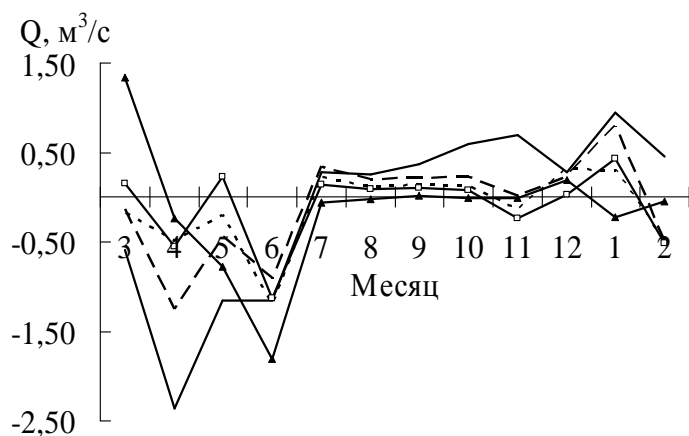


Рис. 1. Изменение внутригодового распределения стока рек в период с 1961...2005 гг. 1 – очень многоводный год, 2 – многоводный год, 3 – средний год, 4 – маловодный год, 5 – очень маловодный год. а – р. Дисна - пгт. Шарковщина, б – р. Беседь - с. Светиловичи, в – р. Улла - с. Промыслы, г – р. Нёман - пгт. Мосты, д – р. Птичь - с. Лучицы, е – р. Ясельда - с. Сенин.

Анализ полученных результатов выявил пространственную тенденцию уменьшения значений с запада территории на восток на реках Западно-Двинского района. В качестве модельной реки данного района выбрана р. Дисна – пгт. Шарковщина. Река берет начало из оз. Диснай (Литва), течет по территории Браславского, Поставского, Шарковщинского и Миорского районов. Долина трапецеидальная, ее ширина 400...600 м, местами до 1,5 км. Русло реки извилистое, на протяжении 7,7 км канализировано. Берега в верховьях низкие, частично заболоченные [4]. ВРС реки Дисна в период с 1961 по 2005 гг. характеризуется уменьшением значений стока в весенний и летне-осенний сезоны (приблизительно 11 %, 5 % соответственно), и увеличением стока в зимнее время года (около 7 %).

Модельная река Верхне-Днепровского района р. Беседь (с. Светиловичи) характеризуется наивысшим уровнем половодья в начале апреля, наибольшей высотой над меженным уровнем 3,5...5,5 м, средней 2,8 м. Замерзает в первой декаде декабря [4]. Форма гидрографов стока на современном этапе видоизменилась – в течение года прослеживается 4 паводковых периода (в предшествующем периоде – 3). Сток в весенний период уменьшился на 10 %, а в зимний период увеличился на 6 %.

В Вилейском районе для исследования взята р. Улла – с. Промыслы. Река характеризуется началом весеннего половодья с третьей декады марта до середины мая, средней продолжительностью 56 суток [4]. ВРС реки для пяти групп лет по водности различно: в средние и маловодные годы наблю-



дается увеличение значение стока до 20 м<sup>3</sup>/с в мае месяце, в остальные группы лет – уменьшение стока на ту же величину. Отметим увеличение стока в зимние месяцы.

На реке Неман весеннее половодье проходит несколькими волнами и продолжается 30...50 дней. Средняя высота над меженным уровнем – 2,5...4,0 м [4]. Сток в течение года уменьшился. Исключение составляет очень маловодная группа лет по водности. Форма гидрографов стока в современном периоде приобрела сглаженный вид и характеризуется наличием двух паводковых периодов во всех группах лет по водности.

В качестве модельной реки Центрально-Березинского района выбрана р. Птичь – с. Лучицы. Долина реки на всем протяжении преимущественно трапецидальная, в низовье невыразительная. Пойма двухсторонняя. Русло расчленено протоками, которые образуют острова. Половодье в конце марта, в верхнем течении около 40 суток, в нижнем – 84. Наивысший уровень половодья в начале апреля, средняя высота над меженным уровнем 1,4...3,2 м, наибольшая – 3,7 м. На реке построено Вовчитское водохранилище [4]. Стоковый режим реки характеризуется уменьшением расходов воды в апреле месяце (до 100 м<sup>3</sup>/с) и их увеличением в летнюю, осеннюю и зимнюю поры года. На построенном гидрографе стока реки для очень многоводных лет наблюдаются паводки в апреле, июле и декабре месяцах. Для исследований ВРС в Припятском районе в качестве модельной реки принята р. Ясельда – с. Сенин. Долина реки невыразительная, местами трапецидальная; ее ширина 2...4 км, наибольшая 6...8 км. Пойма двухсторонняя. Русло от истока на протяжении 37,1 км канализировано. На неканализованных участках русло сильноизвилистое. Весеннее половодье в конце марта, длится до первой половины мая. Замерзает река в начале декабря. На реке построено водохранилище Селец. Также р. Ясельда входит в водную систему, соединяющую бассейн Припяти и Немана Огинским каналом [4]. Анализ рис. 1 зафиксировал уменьшение значений стока в очень маловодные и маловодные годы в апреле месяце, в остальные годы – сток увеличился. Форма гидрографов не изменилась и характеризуется двумя паводковыми периодами в течение года. Заметим, что пик зимнего паводкового периода сместился с декабря на январь месяц. Проанализировав среднее многолетнее сезонное распределение стока внутри года по гидрологическим районам (рис. 2), получили следующие результаты:

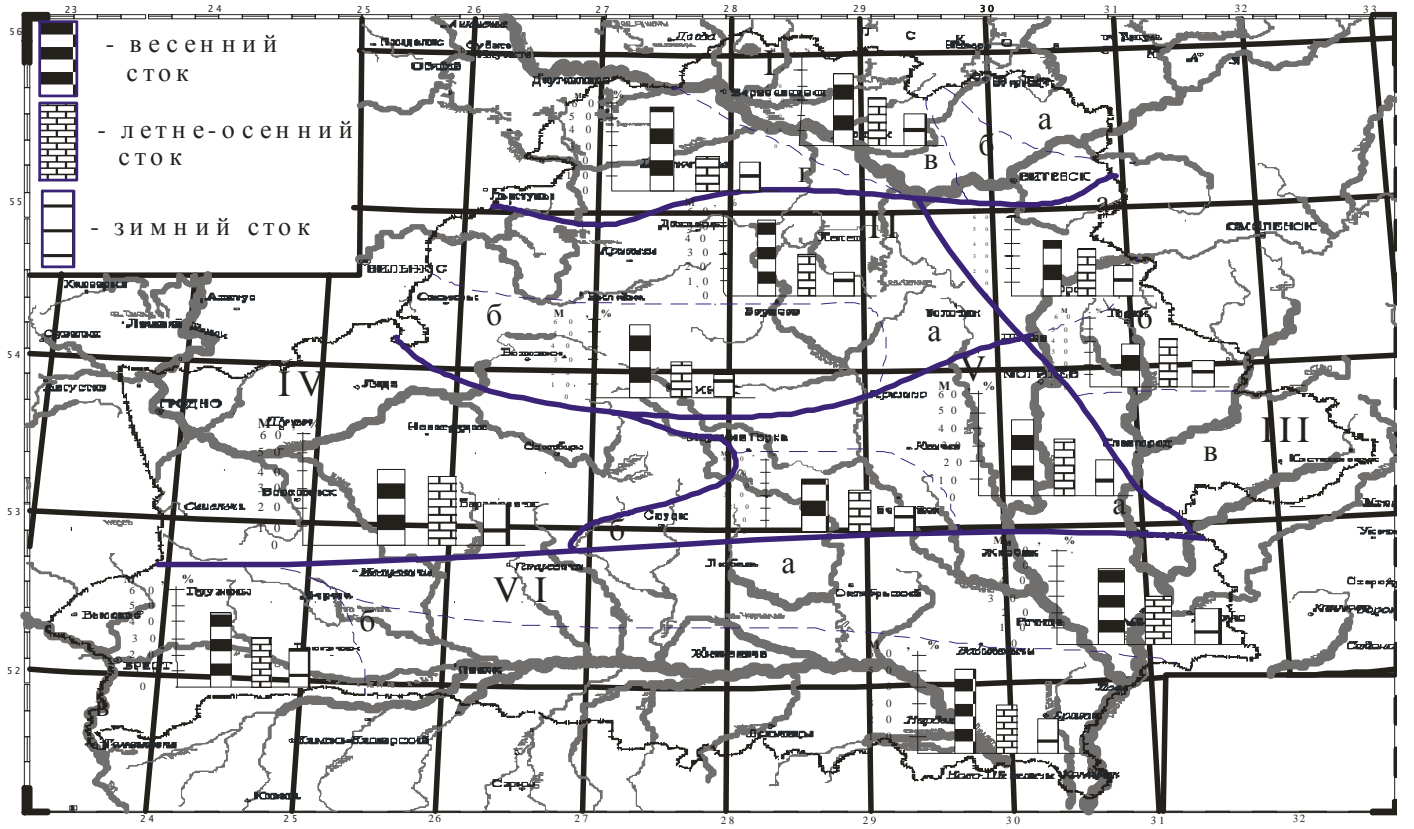


Рис. 2. Среднее многолетнее распределение сезонного стока по гидрологическим районам.

Доля стока лимитирующего периода Западно-Двинский района подрайона Ів составляет 52 % (31 % – летне-осеннего и 21 % – зимнего);

подрайона Iг – 43 % (23 %, 20 % соответственно). Таким образом, доля стока лимитирующего периода, по отношению к соответствующей доли предшествующего периода, подрайона Iв практически не изменилась, а подрайона Iг уменьшилась на 4 % (табл. 2).

Таблица 2

Изменения стока в период наблюдений с 1961 по 2005 гг.

Гидрологический район	Подрайон	Изменения стока, %		
		весна (март – май)	лето – осень (июнь – ноябрь)	зима (декабрь – февраль)
Западно-Двинский	Iв	-	- 3,60	+ 3,50
	Iг	+ 3,30	- <b>6,05</b>	+ 2,70
Верхне-Днепровский	IIб	- <b>12,95</b>	+ <b>5,00</b>	+ <b>7,95</b>
	IIв	- <b>10,90</b>	+ 4,55	+ <b>6,30</b>
Вилейский	III а	- 3,74	+ 1,81	+ <b>5,59</b>
	IIIб	- 3,77	+ 0,60	+ 3,15
Нёманский	-	- 1,74	+ 0,85	+ 1,97
Центрально-Березинский	Vа	- <b>7,40</b>	+ 1,23	+ <b>6,20</b>
	Vб	- <b>15,35</b>	+ <b>7,45</b>	+ <b>7,85</b>
Припятский	VIа	- <b>16,72</b>	+ <b>8,00</b>	+ <b>5,75</b>
	VIб	- 4,90	+ 1,20	+ 3,70
	VIв	- <b>8,10</b>	+ 0,40	+ 0,50

*Примечание:* цифры, выделенные жирным шрифтом, свидетельствуют о статистически значимых изменениях речного стока (более 5 %).

Реки Верхне-Днепровского района отличаются наименьшей зарегулированностью стока. Доля стока весеннего сезона, в среднем, составляет 55 % годового. Распределение весеннего, летне-осеннего, зимнего стока по подрайонам отражено в табл. 2.

По сравнению с реками Верхне-Днепровского района, реки Вилейского района отличаются естественной зарегулированностью стока. Доля весеннего стока подрайона IIIа составляет 42 %, подрайона IIIб – 37 %. Доля зимнего стока, в среднем, составляет 23 %. Отметим, что в подрайоне IIIб наибольшая доля стока приходится на летне-осенний сезон.

Реки Неманского района также характеризуются естественной зарегулированностью стока. Причиной этому послужило повышенное грунтовое питание рек. Доля стока лимитирующего периода составляет 59 %

(37 % – летне-осеннего и 22 % – зимнего), что на 3 % больше соответствующей доли в предшествующем периоде (табл. 2).

Центрально-Березинский район представлен двумя подрайонами, распределение стока внутри которых практически одинаково и, в среднем, составляет: весной – 45 %, летом и осенью – 33 %, зимой – 21 %. Сток лимитирующего периода данного гидрологического района в период инструментальных наблюдений с 1961 по 2005 гг. увеличился приблизительно на 8 %.

Реки Припятского района отличаются равномерным распределением стока внутри района. Весенний сток рек подрайона VIa уменьшился на 16,5 %, в то время как сток рек в летне-осенний и зимний сезоны увеличился на 7,5 %. Процент изменения стока на реках подрайона VIб не превышает 5 %. Заметные изменения весеннего стока зафиксированы на реках подрайона VIв.

Все изменения сезонного стока, произошедшие в период с 1961 по 2005 гг., по отношению к предыдущему периоду наблюдений, отражены в табл. 2. В среднем процент существенного отклонения составляет 7...10 %. Максимальный процент зафиксирован в Центрально-Березинском и Припятском районах (около 16...17 % – весенний сток). Изменения сезонного стока, не превышающих естественных колебаний, наблюдаются на реках Западно-Двинского (Iв), Вилейского (IIIб) районов.

Заключительным моментом в исследовании ВРС на современном этапе стало распределение стока по месяцам внутри сезонов. Поэтому в каждом сезоне выделены месяцы с наибольшим и наименьшим расходами воды. Исследование выполнено для указанных выше градаций лет по водности:

Очень многоводные годы: 1) весна: наибольшие расходы воды зафиксированы в апреле (в 85 % случаев), 15 % – в марте. Наименьшие расходы воды отмечены как в мае, так и в марте, 59 % и 41 % соответственно; 2) лето – осень: данный сезон характеризуется наибольшей долей стока в июне и ноябре, а меньшей – в августе и сентябре; 3) зима: наибольшая доля стока приходится примерно одинаково как на январь, так и на февраль.

Многоводные годы: 1) весна: на 40 речных створов наибольшие расходы воды зафиксированы в апреле и на 11 – в марте. Наименьшие расходы отмечены, в большинстве случаев, в мае; 2) лето – осень: сезон характеризуется увеличением стока в июне и ноябре и его уменьшением в августе и сентябре; 3) зимой наибольшая доля стока приходится на январь (февраль) примерно в равном процентном отношении.

Средние годы: 1) весна: наибольшая доля весеннего стока приходится на апрель (92 %), два других месяца складывают оставшиеся 8 %. Наименьшая доля стока в рассматриваемый сезон приходится на март и май, 45 % и 55 % соответственно; 2) лето – осень: характерно увеличение доли стока в июне и ноябре, а уменьшение – в августе и сентябре; 3) зима: распределение стока зимой следующее – увеличение, примерно в равных долях, в январе (феврале) и уменьшение – декабре.

Маловодные годы: 1) весна: увеличение стока в весенний период наблюдается в апреле (марте) – их процентное соотношение 78 % (22 %) соответственно. А наименьшие расходы воды установлены в мае; 2) в лето – осень: отмечено увеличение стока в июне и ноябре, а уменьшение в августе и сентябре; 3) зима: в маловодные годы наибольшая доля стока относится к январю, а наименьшая – к декабрю (февралю) – 50 % на 50 %.

Очень маловодные годы: 1) весна: распределение стока весеннего периода выглядит следующим образом: увеличение – в 55 % апрель и 45 % марте; 2) лето – осень: наибольшая доля стока летне-осеннего периода приходится на ноябрь (56 % случаев), наименьшая доля стока – на август (73 % случаев); 3) зима: наибольшие расходы воды в данный сезон зафиксированы, в большей степени, в декабре.

Исследования показали, что в период с 1961 по 2005 гг., произошла трансформация ВРС рек Беларуси. На реках пяти гидрологических районов зафиксировано уменьшение стока в весенний сезон, в среднем на 8 %. Наибольшее уменьшение весеннего стока наблюдается на реках Верхне-Днепровского, Центрально-Березинского и подрайонов VIa, VIb Припятского районов. Процент изменения речного стока, по отношению к предыдущему периоду, составляет 12 %. На реках Западно-Двинского района сток в весенний сезон либо не изменился (реки подрайона Ib), либо увеличился (реки подрайона Ig). Однако данные изменения не превышают естественных колебаний. Сток в летне-осенний и зимний сезоны увеличился, в среднем на 3 % и 5 % соответственно. Наибольшее увеличение стока в летне-осенний сезон отмечено на реках Верхне-Днепровского, подрайона Vб Центрально-Березинского и VIa Припятского районов; в зимний сезон – на реках Западно-Двинского, Верхне-Днепровского, подрайона IIIa Вилейского, Центрально-Березинского и VIa Припятского районов (около 7 %). Летне-осенний сток Западно-Двинского района уменьшился на 5 %.

Таким образом, колебание климатических составляющих оказало воздействие на стоковый режим рек Беларуси, особенно на на реки Верхне-



УДК 556.16.013

**РАСЧЕТ ЭМПИРИЧЕСКОЙ ОБЕСПЕЧЕННОСТИ  
МАКСИМАЛЬНЫХ РАСХОДОВ ПАВОДКОВ**

Доктор геогр. наук Г.Н. Трофимов

*Рассмотрена возможность расчета эмпирической обеспеченности максимальных в году расходов воды с учетом разности соседних членов ранжированного ряда. Показано, что при таком подходе оценка эмпирической обеспеченности является наименее смещенной по сравнению с оценками по формулам, традиционно используемым в гидрологии. Высказано мнение о необходимости включения в расчеты кривых обеспеченности максимумов селевого характера.*

Расчеты максимальных расходов являются одной из наиболее сложных гидрологических задач при проектировании и строительстве разного рода сооружений на реках. Занижение максимальных расходов приводит к разрушению сооружений, затоплению освоенных прибрежных территорий и, нередко, к человеческим жертвам. В свою очередь, завышение этих максимумов повышает стоимость сооружений и снижает их экономическую эффективность. Необходимо отметить, что проектировщиков интересуют максимумы редкой повторяемости (малой обеспеченности).

В гидрологии традиционно сложились три направления вычисления расчетных гидрологических характеристик:

- расчеты при наличии достаточно длительного ряда наблюдений;
- расчеты при недостаточности данных гидрометрических наблюдений и
- расчеты при отсутствии этих данных.

Не касаясь здесь двух последних направлений расчетов, остановимся на расчетах максимальных расходов воды малой обеспеченности для рек, имеющих достаточно длительные ряды наблюдений. В этом случае для расчетов максимумов заданной малой обеспеченности есть два пути: а) с помощью того или иного теоретического распределения и б) экстраполяцией эмпирической обеспеченности в область редкой повторяемости.

Как известно, статистические расчеты, в частности, расчеты случайной величины той или иной вероятности превышения, основаны, прежде всего, на требованиях не связности и однородности рядов наблюде-

ний. В случаях, если в этих рядах обнаруживаются аномальные (экстремальные) значения переменной, то они классифицируются как «выбросы», ряды рекомендуется «выравнивать», а экстремумы исключать из расчетов. Выявление «выбросов» производится на основании критических значений тех или иных критериев согласия.

Отметим предварительно, что проектировщиков в целях безопасности сооружений интересуют именно такие аномальные расходы воды и поэтому в гидрологических расчетах воспользоваться такими рекомендациями (исключение выбросов) не представляется возможным. Однако, остановимся на оценках однородности рядов наблюдений за максимальными расходами воды. Гидрологи, учитывая сказанное выше, рекомендуют проводить расчеты максимумов с учетом их генезиса (снегового или дождевого). Сразу отметим, что на горных реках, помимо упомянутых причин, максимумы могут формироваться при прорыве плотин высокогорных озер, при опорожнении временных водосборников в теле горных ледников и в ледниковых моренах, при разрушении завалов русел рек, образованных при сходе оползней, и т.п. Другими словами, генезис максимальных расходов воды на горных реках может быть самым разным и, что достаточно важно, не всегда можно с уверенностью установить причину их формирования.

Статистические критерии для оценки «выбросов» применяют, преследуя одну из следующих целей:

- выровнять ряды наблюдений перед анализом (отбрасывание выбросов);

- убедиться, что аномальные значения присутствуют, что указывает на необходимость пересмотра процедуры вычислений и получения новых статистических данных;

- выделить наблюдения, которые могут представлять особый интерес именно из-за их экстремальности.

Теория и практические методы отбрасывания выбросов разработаны слабо, что подтверждается следующим высказыванием Е. Гамбела [1]: «Отбрасывание аномальных значений на чисто статистической основе было и остается весьма опасной процедурой. Само их присутствие может являться доказательством того, что исследуемая совокупность в действительности отличается от предполагаемой».

Статистики экстремальных отклонений, содержат, как правило, разность между экстремальным и последующими значениями, или между экстремальным и выборочным средним значением, а также среднее квадратиче-



ское отклонение. К первым можно отнести критерий Ирвина [10], построенный на исследовании двух соседних членов ранжированного ряда  $x_m$  и  $x_{m+1}$

$$\lambda = \frac{x_m - x_{m+1}}{\sigma_x}, \quad (1)$$

здесь  $\sigma_x$  – среднеквадратическое отклонение.

Г.Ф. Лакин приводит критерий оценки сомнительных вариантов (потенциальных выбросов) для максимумов в виде [5]:

$$t = \frac{x_1 - x_2}{x_2 - x_{n-1}}, \quad (2)$$

где  $x_1$  – наибольшее значение варианты,  $x_2$  – следующее за ним значение в ранжированном ряде,  $x_{n-1}$  – второе значение переменной в возрастающем ряде,  $n$  – число членов ряда. Предположение, что  $x_1$  принадлежит данному ряду отбрасывается при  $t_0 > t_{\alpha}$ , где  $\alpha$  – выбранный уровень значимости.

А. Анскомб для аналогичной оценки аномальных значений предложил рассматривать разности  $Y_M = X_M - \bar{X}$ , где  $X_M$  – максимальное значение, а  $\bar{X}$  – среднее значение переменной. Исходная гипотеза отбрасывается, если по абсолютному значению  $|Y_M| > c \cdot \sigma_x$  [3]. В свою очередь,  $c$  рассчитывается по формуле:

$$\left[ \frac{n \cdot c^2 \cdot (v-1)}{v \cdot \left( v - \frac{n \cdot c^2}{v} \right)} \right]^{\frac{1}{2}} \approx t_{1-\frac{\alpha}{2}}^{v-1}, \quad (3)$$

где  $t$  – распределение Стьюдента,  $v$  – число степеней свободы.

В данной работе остановимся на расчете обеспеченности максимальных расходов дождевых паводков, формирующихся на малых низкорных реках Узбекистана. Этот выбор обусловлен, во-первых, однородностью генезиса паводков на этих реках и, во-вторых, многочисленностью таких водотоков. Так по данным [12] в Узбекистане насчитывается 17777 рек, причем основная их часть это малые реки длиной менее 10 км. Исследуя дождевые максимумы, мы использовали данные по 42 рекам, площадь водосбора которых не превышает 100 км<sup>2</sup>, а средняя высота бассейнов не более 2,0 км. Для всех этих рек нами проведены статистические расчеты, как их основных статистических характеристик максимумов, так и их эмпирических обеспеченностей. Для иллюстрации полученных результатов приведем данные по малой низкорной реке – Шаугазсай (левый приток р. Ахангаран). Площадь водосбора реки до гидропоста (урочище Караташ) – 65,8

км<sup>2</sup>, длина водотока от его истока до гидропоста 15 км, общая протяженность реки 22 км, средняя высота водосбора 1,66 км.

Нами для максимальных расходов воды р. Шаугазсай – пост Караташ проведена проверка принадлежности наибольшего за многолетие расхода воды всей совокупности наблюдений по трем перечисленным критериям (табл. 1). По этому посту имеется ряд наблюдений с 1951 по 2004 гг., т.е. длиной несколько более 50 лет. Максимальный, измеренный на посту, расход воды составил 172 м<sup>3</sup>/с (27 июля 1964 г.), наименьший годовой максимум – 0,55 м<sup>3</sup>/с, который наблюдался дважды в 1962 и 1977 гг. Средний из максимальных расходов – 7,46 м<sup>3</sup>/с, а второй член ряда в возрастающем порядке равен 0,57 м<sup>3</sup>/с (1986 г.). Коэффициент вариации этого ряда равен 3,20, а коэффициент асимметрии 6,61.

Как видно в табл. 1 все эмпирические значения критериев превосходят их теоретические значения при 5 % уровне значимости. Это говорит о том, что в расчетах и параметрах распределения и самой кривой обеспеченности использовать значение максимального расхода воды 1964 года нельзя и ряд наблюдений неоднороден.

Таблица 1  
Проверка принадлежности наибольшего расхода воды р. Шаугазсай общей совокупности с помощью критериев согласия

$Q_{max}$ м <sup>3</sup> /с	Год	Критерий принадлежности члена ряда совокупности					
		по Ирвину		по Лакину		по Анскомбу	
		$\lambda$	$\lambda_{0,95}$	t	$t_{0,95}$	$ Y_M $	$c \cdot \sigma_x$
172,00	1964	5,87	1,10	0,81	0,19	164,5	160,3
33,50	1969						
0,57	1986						
7,46	Среднее						

Таким образом, складывается противоречивая ситуация – на гидропосту зарегистрирован резко отличный от общей совокупности годовой максимум. Однако, каких-либо исключительных гидрометеорологических (да и других природных) событий в бассейне реки не происходило. Можно лишь предположить, что максимальный расход 27 июля 1964 года сформировался при выпадении довольно интенсивного дождя, хотя на посту Караташ, расположенному на высоте 1,1 км и на близлежащих постах на эту дату осадков не зафиксировано. Добавим, что в это время года снежный покров в бассейне уже стаял.

Как отмечено выше, для вычисления максимумов малой обеспеченности рекомендуется использовать то или иное теоретическое распределение. В гидрологии чаще всего используются распределения К. Пирсона,

С.Н. Крицкого и М.Ф. Менкеля, реже распределение – Е. Гамбела (двойной показательный закон, или закон первого типа) и еще реже распределение – Фишера-Типпета I типа (для максимумов) [4, 7-9]. Если учесть статистические характеристики ряда максимумов р. Шаугазсай, то в таблицах Крицкого-Менкеля при  $C_s/C_v = 2$  значения модульного коэффициента для  $C_v = 3,20$  нет, а распределение Пирсона ограничено величиной  $C_s = 6,4$ . Использование распределения Гамбела для максимумов по сути дела сводятся к спрямлению кривой вероятности не превышения и экстраполяции ее в область высоких значений. Как видно на рисунке, спрямления рядов максимальных расходов воды р. Шаугазсай по распределению Гамбела не произошло. Максимумы, рассчитанные по распределению Фишера-Типпета, в районе обеспеченностей выше 50 % получились отрицательными.

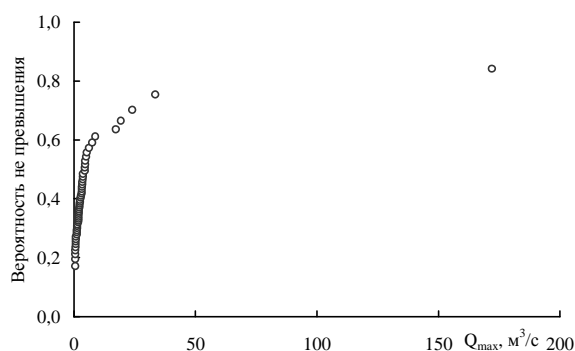


Рис. Расчет кривой обеспеченности максимальных расходов воды р. Шаугазсай (по Гамбелу).

В условиях, когда теоретические распределения к расчету обеспеченности максимальных расходов воды не применимы, для расчета переменных малой обеспеченности можно использовать их эмпирические значения.

Для описания эмпирической функции распределения и экстраполяции данных расчетов в область редкой повторяемости в гидрологии используется ряд формул. Чаще всего это формулы:

– А. Хазена 
$$p^* = \frac{m-0,5}{n}, \quad (4)$$

– Н.Н. Чегодаева 
$$p^* = \frac{m-0,3}{n+0,4}, \quad (5)$$

– С.Н. Крицкого-М.Ф. Менкеля 
$$p^* = \frac{m}{n+1}, \quad (6)$$

– Е.Г. Блохинова 
$$p^* = \frac{m-0,4}{n+0,2}, \quad (7)$$

– Д. Коудена

$$p^* = \frac{1}{\sqrt{n+1}} \left( \frac{m}{\sqrt{n}} + \frac{1}{2} \right), \quad (8)$$

и др. Здесь  $p^*$  – эмпирические вероятности превышения в долях единицы.

Отметим, что формула Крицкого-Менкеля полностью соответствует ранее предложенной формуле Е. Гамбела, а формулу Д. Коудена зачастую называют формулой «*min/max*». Все приведенные выше формулы не учитывают ни абсолютные изменения исходных переменных, ни их статистические характеристики. Основными аргументами в них являются – порядковый номер переменной  $m$  и общая длина ряда  $n$ . Детальный анализ таких формул проделан Ю.Б. Виноградовым [1] и М.А. Мамедовым [6]. Последний, отмечая, что допущение, принятое при выводе вышеприведенных формул о том, что вероятность случайной величины принимается независимой от значения самой случайной величины недопустимо в случаях, когда отклонения ее близки, или превышают саму измеряемую величину. Для таких рядов максимальных расходов он предложил формулу обеспеченности максимумов в виде:

$$p^* = \frac{m}{n+1+K_m^Z}, \quad (9)$$

где  $K_m$  – модульный коэффициент для  $m$ -го члена ранжированного ряда. Показатель степени  $Z$  рекомендован в зависимости от величины коэффициента вариации ряда в пределах от 2 до 5. Нужно отметить, что формула, предложенная Мамедовым, пожалуй, единственная на сегодняшний день, когда в ее структуру входят статистические характеристики конкретного ряда. Добавим, что, по его мнению, эта формула дает более стабильные величины обеспеченности при рядах разной продолжительности и, самое главное, «позволяет «отскакивающие» величины включить в общую статистическую совокупность, ... что делает экстраполяцию эмпирических кривых более надежной» [6].

К недостаткам формулы (9), видимо, нужно отнести то, что важнейший ее параметр  $Z$  задается одинаковым при широком изменении коэффициентов вариации рядов наблюдений, к примеру, при изменении  $C_v$  более чем в 2 раза (0,3...0,7)  $Z$  принимается равным 4.

Касаясь формул (4)...(8), нужно сказать, что все оценки вероятности превышения, вычисленные по ним, являются смещенными в сравнении с вероятностью, вычисляемой по формуле  $p^* = \frac{m}{n}$ . Второй, более существенный недостаток этих формул состоит в том, что для любого ре-

ального соотношения соседних членов ряда (в том числе крайних его членов) мы получаем вероятности превышения, обусловленные только номером переменной и общей длиной ряда.

Выше, в качестве критерия принадлежности экстремальных членов ряда общей совокупности, был приведен критерий Ирвина. Структура этого критерия, кроме его «прямого назначения», позволяет давать оценку «близости» соседних членов ряда. Это его свойство использовано нами при расчетах эмпирической обеспеченности максимальных расходов воды по формуле:

$$p^* = \frac{mn - \lambda^2}{n(n + \lambda^2)}. \quad (10)$$

Прежде чем перейти к анализу полученных оценок вероятности превышения максимумов  $p$ . Шаугазсай заметим, что оценка, вычисленная по (10) будет наименее смещенной по сравнению с оценками, полученными по формулам (4)...(9) и при  $Q_m - Q_{m+1} \rightarrow 0$  мы получаем практически несмещенную оценку вероятности превышения.

Результаты вычисления эмпирических обеспеченностей максимумов  $p$ . Шаугазсай по вышеприведенным формулам для верхней части кривой (первые 10 членов ранжированного ряда) приведены в табл. 2.

Как видим (табл. 2), формула (8) дает наиболее завышенные величины эмпирической обеспеченности по сравнению со всеми остальными. Наименьшее значение вероятности превышения для первого члена ряда дает формула М. Мамедова, почти в два раза большая оценка обеспеченности получена по формуле (10). Для второго и последующих членов ряда по формуле (10) получены, как и предполагалось, практически не смещенные оценки эмпирической вероятности превышения.

Как известно, помимо несмещенности эмпирических оценок статистических характеристик необходимо определить их эффективность. Эффективной является статистическая оценка, имеющая, при заданном объеме выборки, наименьшую дисперсию. Как показали расчеты, наименьшей дисперсией обладает оценка эмпирической обеспеченности, полученная по формуле М. Мамедова, но, как видно в табл. 2 эта оценка весьма существенно смещена относительно несмещенной оценки, вычисленной по формуле  $p^* = \frac{m}{n}$ . Несколько большая дисперсия оценок получена при расчете обеспеченности по формуле (10), однако увеличение дисперсии этой оценки не на столько существенно, чтобы предпочесть более смещенную оценку, полученную по формуле (9).

Таблица 2

Эмпирические обеспеченности максимальных расходов воды р. Шаугазсай

$Q_{max}$ м <sup>3</sup> /с	Эмпирические обеспеченности максимальных расходов воды							
	$\frac{m}{n}$	$\frac{m}{n+1}$	$\frac{m-0,3}{n+0,4}$	$\frac{m-0,5}{n}$	$\frac{m-0,4}{n+0,2}$	$\frac{1}{\sqrt{n}+1} \left( \frac{m}{\sqrt{n}} + 0,5 \right)$	$\frac{m}{n+1+K_m^Z}$	$\frac{mn-\lambda^2}{n(n+\lambda^2)}$
172	0,0189	0,0185	0,0131	0,0094	0,0113	0,0771	0,0017	0,0042
33,5	0,0377	0,0370	0,0318	0,0283	0,0301	0,0937	0,0270	0,0376
24,0	0,0566	0,0556	0,0506	0,0472	0,0489	0,1104	0,0466	0,0565
19,3	0,0755	0,0741	0,0693	0,0660	0,0677	0,1270	0,0659	0,0755
17,2	0,0943	0,0926	0,0880	0,0849	0,0865	0,1436	0,0893	0,0941
8,79	0,1132	0,1111	0,1067	0,1038	0,1053	0,1602	0,1083	0,1132
7,58	0,1321	0,1296	0,1255	0,1226	0,1241	0,1768	0,1272	0,1321
6,23	0,1509	0,1481	0,1442	0,1415	0,1429	0,1935	0,1463	0,1509
5,29	0,1698	0,1667	0,1629	0,1604	0,1617	0,2101	0,1651	0,1698
5,09	0,1887	0,1852	0,1816	0,1792	0,1805	0,2267	0,1836	0,1887

Выше было сказано, что с учетом основных статистических характеристик рядов наблюдений за максимумами использование теоретических распределений затруднительно, а порой и невозможно. Тем не менее, для сравнения 1 %-х максимумов мы использовали распределение Пирсона, экстраполируя значения нормированных отклонений от среднего до величины  $C_s = 6,6$ .

Также, учитывая тот факт, что при оценке эмпирических обеспеченностей по формулам (4)...(8) мы оперируем только числом членов ряда и порядковым номером переменной. Проведено «разреживание» рядов, путем исключения второго, третьего и т.д. членов ряда в его хронологической последовательности и проанализированы, дополнительно к исходному ряду, состоящему из 54 членов, три выборки, состоящие из 26, 18 и 10 членов ряда. Добавим, что при случайном исключении точек наибольший член ряда включался в каждую выборку (табл. 3). Операция разреживания рядов проведена с целью анализа «устойчивости» (или изменчивости) расчетных квантилей при изменении числа членов ряда  $n$ .

Экстраполяция эмпирической кривой обеспеченности в область ее малых значений производилась по экспоненте с использованием первых трех-четырех членов убывающего ряда по формуле

$$Q_p = \frac{\ln(a) - \ln(p^*)}{b}, \quad (11)$$

здесь  $p^*$  – эмпирическая обеспеченность,  $Q_p$  – расход воды заданной обеспеченности,  $a$  и  $b$  – параметры связи.

Таблица 3

Максимальные расходы воды 1 % обеспеченности, вычисленные по различным формулам

Число точек	Максимальный расход воды 1 % обеспеченности, м <sup>3</sup> /с								
	по Пирсону	$\frac{m}{n}$	$\frac{m}{n+1}$	$\frac{m-0,3}{n+0,4}$	$\frac{m-0,5}{n}$	$\frac{m-0,4}{n+0,2}$	$\frac{1}{\sqrt{n+1}} \left( \frac{m}{\sqrt{n}} + 0,5 \right)$	$\frac{m}{n+1+K_m^Z}$	$\frac{mn-\lambda^2}{n(n+\lambda^2)}$
53	120	222	220	180	152	166	740	91,2	120
26	161	310	306	251	212	232	764	121	138
18	187	355	348	287	244	266	765	142	143
10	240	430	418	348	297	323	770	174	120

При сопоставлении максимумов, рассчитанных по эмпирическим формулам, с их значением, полученным по распределению Пирсона видно, что величина расходов вычисленных по формуле «*min/max*» сильно завышена. Вполне понятно завышение максимумов, рассчитанных по формулам (4)...(9), т.к. с уменьшением числа членов ряда неизбежно возрастает обеспеченность в области ее малых значений. Иная картина изменения максимумов 1 % обеспеченности, вычисленных по формуле (10). Добавим, что в среднем наименьшее отклонение эмпирических максимумов от их значения по Пирсону получено по формуле (10) – 22,0 %, несколько большее отклонение (25,1 %) получено по формуле (9). Отметим также, что, по всем формулам, за исключением (10), прослеживается увеличение расчетных величин с уменьшением числа членов ряда.

Помимо максимумов, зарегистрированных на гидропостах, в гидрологических расчетах считается необходимым учитывать, так называемые «исторические максимумы» [2]. Очевидно, что включение этих максимумов в статистические ряды с точки зрения математической статистики неоправдано. Однако потребности практики и, в первую очередь, обеспечение безопасности объектов, находящихся в зоне возможного затопления паводковыми водами, определяют необходимость включения в расчеты именно этих «сверх максимальных» расходов воды. Для горных рек – это обычно селевые расходы.

При прохождении паводков селевого характера оценка их максимумов проводится, как правило, на тех участках реки, где имелись разрушения, причиненные потоком, либо происходила существенная деформация русла (изменение планового рисунка русла, обрушение берегов и т.п.). Другими словами, местоположение так называемых «селевых поперечников» часто не совпадает с расположением гидрологических постов. По этой причине для больших рек включение максимумов такого рода в об-

щую совокупность не всегда обосновано. Для малых рек, видимо, можно включать данные Каталога селей и других справочников по максимумам в общий ряд, так как в силу небольшой протяженности водотоков, изменение местоположения створа измерений этого максимума, существенного влияния на его размер не окажет.

На основании обследования следов катастрофического паводка, прошедшего 27 июля 1964 г. на р. Шаугазсай, максимальный расход был оценен в 274 м<sup>3</sup>/с для створа, расположенного несколько ниже гидропоста [11]. Замена максимума, измеренного на гидропосту, этой величиной, естественно, изменила статистические характеристики ряда – среднее значение расхода – 9,38 м<sup>3</sup>/с, коэффициенты вариации и асимметрии – 4,00 и 7,00 соответственно. Расчеты эмпирических обеспеченностей по всем формулам для нового ряда приведены в табл. 4.

Таблица 4

Эмпирические обеспеченности максимальных расходов воды  
р. Шаугазсай (с включением селевого максимума 1964 г.)

$Q_{max}$ , М <sup>3</sup> /с	Эмпирические обеспеченности максимальных расходов воды							
	$\frac{m}{n}$	$\frac{m}{n+1}$	$\frac{m-0,3}{n+0,4}$	$\frac{m-0,5}{n}$	$\frac{m-0,4}{n+0,2}$	$\frac{1}{\sqrt{n}+1} \left( \frac{m}{\sqrt{n}} + 0,5 \right)$	$\frac{m}{n+1+K_m^Z}$	$\frac{mn - \lambda^2}{n(n + \lambda^2)}$
274	0,0189	0,0185	0,0131	0,0094	0,0113	0,0771	0,0011	0,0024
33,5	0,0377	0,0370	0,0318	0,0283	0,0301	0,0937	0,0300	0,0377
24,0	0,0566	0,0556	0,0506	0,0472	0,0489	0,1104	0,0495	0,0566
19,3	0,0755	0,0741	0,0693	0,0660	0,0677	0,127	0,0687	0,0755
17,2	0,0943	0,0926	0,0880	0,0849	0,0865	0,1436	0,0872	0,0942
8,79	0,1132	0,1111	0,1067	0,1038	0,1053	0,1602	0,1093	0,1132
7,58	0,1321	0,1296	0,1255	0,1226	0,1241	0,1768	0,1281	0,1321
6,23	0,1509	0,1481	0,1442	0,1415	0,1429	0,1935	0,1469	0,1509
5,29	0,1698	0,1667	0,1629	0,1604	0,1617	0,2101	0,1657	0,1698
5,09	0,1887	0,1852	0,1816	0,1792	0,1805	0,2267	0,1842	0,1887

При анализе табл. 3, 4 обращает на себя внимание тот факт, что, для расхода 172 м<sup>3</sup>/с эмпирическая обеспеченность равна 0,0042, а обеспеченность расхода 274 м<sup>3</sup>/с должна быть существенно меньше и по формуле (10) она равна 0,0024, т.е. практически в 2 раза меньше. Очевидно, что формулы (4)...(8) такой корректировки в оценке эмпирической обеспеченности выполнить не могут.

Расчеты максимума 1 % обеспеченности р. Шаугазсай, с учетом селевого максимума 1964 г. показали, что наименьшее в среднем отклонение расходов 1 % обеспеченности по сравнению с кривой Пирсона получено по формуле (9) – 28,7 %. Однако, по формуле (10) аналогичное отклонение составляет 32,3 % (табл. 5).



Таблица 5

Максимальные расходы воды 1 % обеспеченности, вычисленные по различным формулам (с включением селевого максимума 1964 г.)

Число точек	Максимальный расход воды 1 % обеспеченности, м <sup>3</sup> /с								
	по Пирсону	$\frac{m}{n}$	$\frac{m}{n+1}$	$\frac{m-0,3}{n+0,4}$	$\frac{m-0,5}{n}$	$\frac{m-0,4}{n+0,2}$	$\frac{1}{\sqrt{n+1}} \left( \frac{m}{\sqrt{n}} + 0,5 \right)$	$\frac{m}{n+1+K_m^Z}$	$\frac{mn-\lambda^2}{n(n+\lambda^2)}$
53	186	354	351	351	238	261	938	127	159
26	255	496	488	399	337	369	1230	178	188
18	300	568	557	459	389	425	1230	212	199
10	381	687	668	556	475	516	1230	271	174

Кратко формулируем полученные выводы.

1. В случаях, когда нет возможности использовать то или иное теоретическое распределение, экстраполяцию кривых распределения в зону редкой повторяемости можно проводить по значениям эмпирической обеспеченности. Для этого достаточно использовать первые три-четыре члена убывающего ряда.

2. В соответствии с требованиями, предъявляемыми к статистическим оценкам рядов, оценка эмпирической вероятности, вычисляемая по формуле (10) имеет следующие преимущества:

- она является наименее смещенной по сравнению с остальными смещенными оценками;
- она обладает малой изменчивостью, что говорит об ее эффективности;
- эмпирическая обеспеченность, вычисленная по этой формуле, в наименьшей степени зависит от числа членов ряда.

3. В практических расчетах для малых рек целесообразно учитывать так называемые селевые максимумы, причем использование формулы (10) обеспечивает наименьшее увеличение расчетных величин (примерно в 1,3...1,4 раза), что, в какой-то степени, предотвращает не оправдываемое завышение максимумов и мало обоснованное удорожание проектируемых сооружений.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Виноградов Ю.Б. Математическое моделирование процессов формирования стока. – Л.: Гидрометеиздат, 1988. – 312 с.
2. Горошков И.Ф. Гидрологические расчеты. – Л.: Гидрометеиздат, 1979. – 430 с.
3. Длин А.М. Математическая статистика в технике. – М.: Наука, 1958. – 465 с.

4. Крицкий С.Н., Менкель М.Ф. Гидрологические основы управления речным стоком. – М.: Наука, 1981. – 255 с.
5. Лакин Г.Ф. Биометрия. – М.: Высшая школа, 1990. – 351с.
6. Мамедов М.А. Анализ условий формирования и методы расчета максимальных расходов горных рек (на примере рек Закавказья и Дагестана): Автореф. дис. ... докт. геогр. наук / Главный гидрологический институт.– Л., 1984. – 39 с.
7. Международное руководство по методам расчета основных гидрологических характеристик. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 247 с.
8. Пособие по определению расчетных гидрологических характеристик. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 447 с.
9. Смирнов Н.В., Дунин-Барковский И.В. Курс теории вероятностей и математической статистики (для технических приложений). – М.: Наука, 1965. – 510 с.
10. Хальд А. Математическая статистика с техническими приложениями. – М.: ИЛ, 1956. – 664 с.
11. Чуб В.Е. Изменение климата и его влияние на гидрометеорологические процессы, агроклиматические и водные ресурсы Республики Узбекистан. – Ташкент: Изд-во Узгидромета, 2007. – 132 с.
12. Чуб В.Е., Трофимов Г.Н., Меркушкин А.С. Селевые потоки Узбекистана. – Ташкент: Изд-во Узгидромета, 2007. – 109 с.

Национальный университет Узбекистана им. Мирзо Улугбека, г. Ташкент

### **ТАСҚЫНДАРДЫҢ ЕҢ ЖОҒАРҒЫ СУ ӨТІМІНІҢ ЭМПИРИКАЛЫҚ ҚАМТАМАСЫЗДЫҒЫН ЕСЕПТЕУ**

Геогр. ғылымд. докторы Г.Н. Трофимов

*Жыл ішінде ең жоғарғы су өтімінің эмпирикалық қамтамасыздығын барлық бақылау қатарындағы айырмашылықты ескере отырып, есептеу мүмкіндігі қарастырылды. Мұндай ыңғаймен эмпирикалық қамтамасыздықты бағалау гидрологияда дәстүрлі қолданылатын формулалармен есептегенге қарағанда, аз қозғалмалы келеді. Сонымен қатар қамтамасыздық қисығының есебіне су өтімінің селдік сипаттағы ең жоғарғы мәндерін енгізу қажеттілігі жайлы пікір айтылады.*

УДК 551.311. 21: 627.141.1

**ВОДОЛЕДЯНЫЕ СЕЛИ. К МЕХАНИЗМУ ФОРМИРОВАНИЯ  
ВОДОЛЕДЯНЫХ КОНСТРУКЦИЙ**

Доктор геогр. наук

Б.С. Степанов

Доктор техн. наук

Р.К. Яфязова

В.В. Жданов

*Дано описание образования водоледяных конструкций, разрушение которых может приводить к формированию катастрофических водоледяных селей. Показано, что механизм водоледяного селя принципиально отличается от механизма волн, образующихся при разрушении заторов и зажоров.*

Катастрофические селевые процессы характеризуются, как правило, лавинообразным нарастанием расхода и объема грязекаменных потоков. Их максимальные величины зависят от многих факторов, главными из которых являются наличие и состав рыхлообломочных пород, морфометрические характеристики пути их движения и др. Эти качества в полной мере присущи и ниже описанному водоледяному процессу, что позволяет отнести его к селевым явлениям.

Особенности процессов образования и трансформации характеристик водоледяных селей:

- практически вся масса водоледяного селя находится ниже (по течению реки) места его зарождения;
- расход, объем и скорость водоледяного селя по мере его удаления от места зарождения сначала лавинообразно увеличиваются, а затем, при выходе его на малые уклоны, широкую пойму или конус выноса, уменьшаются.

Принципиальным отличием явлений, вызываемых прорывом заторов и зажоров от водоледяных селей является то, что основная масса воды, льда и снега, образующая прорывную волну (в результате разрушения заторов и зажоров) накапливается в верхнем бьефе заторов и зажоров; высота прорывной волны и ее скорость уменьшаются по мере удаления волны от места, где образовался затор (зажор).

Лавинообразное увеличение расхода и объема потока, вне зависимости от его природы, имеет место при наличии положительной обратной связи, выражающейся в том, что прирост расхода находится в прямой зависимости от величины расхода. Так, при формировании грязекаменных

селей (в ходе эрозионно-сдвиговых селевых процессов) вовлечение в селевой процесс дополнительных порций рыхлообломочных пород может (в определенном диапазоне плотности селевой массы) приводить к увеличению энергии потока и возрастанию эродирующей способности селевой массы, благодаря чему приращение расхода на единицу длины пути движения селя будет увеличиваться. Подобным образом может быть объяснено лавинообразное увеличение расхода снежной лавины в ходе вовлечения снега ее нижней поверхностью. По аналогии с вышесказанным, можно ожидать рост характеристик одиночной волны в реке. Однако, как показывает практика, движение одиночных волн в реках не приводит к увеличению их характеристик. По мере движения, в результате распластывания, высота волны и скорость ее движения со временем уменьшаются.

Передняя часть поверхности водолеяного селя может быть названа его фронтом. Процесс вовлечения водолеяных конструкций и снега в тело селя происходит во фронтальной зоне селя. Механизм этого процесса до настоящего времени детально не изучен, однако, скорее всего, он не должен принципиально отличаться от такового текучих снежных лавин [1]. Ступенеобразная форма водолеяных образований на горных реках, текущих на значительных уклонах (2...5°), крайне благоприятна для упомянутых выше механизмов увеличения расходных характеристик водолеяных селей. Надвигаясь, под действием силы инерции, на практически горизонтальную поверхность очередной водолеяной ступени и взламывая ее, фронтальная часть потока увеличивает на какое-то время свою глубину практически на высоту водолеяной ступени, ее высота порой может достигать 3 м. Образующаяся при этом одиночная волна распространяется как вниз, так и вверх по течению реки. В результате такой «накачки» размеры тела селя увеличиваются. Подобным образом формируется волна грязекаменного селя в условиях ограниченных запасов в русле рыхлообломочных пород, принимающих участие в селеформировании. После прохождения водолеяного селя русло реки и (частично) пойма зачищаются ото льда и снега, послеселевой паводок практически отсутствует.

Возможен вариант, когда водолеяные конструкции вовлекаются в тело водолеяного селя его головной нижней частью. Эти механизмы могут действовать совместно или поочередно в зависимости от скорости движения селя и геометрии водолеяных конструкций, расход воды в реке после прохождения водолеяного селя близок к меженному.

Правдоподобным дополняющим механизмом лавинообразного увеличения характеристик водолеяных селей может быть и опережение в головной части верхними слоями потока нижних, обрушение их вниз, вызывающее разрушение расположенных ниже по течению водолеяных конструкций, которые, будучи разрушенными, включаются в движение как под действием селя, так и силы тяжести.

Нетрудно видеть, что вне зависимости от механизма вовлечения водолеяных масс в движение, важная роль в образовании водолеяных селей принадлежит водолеяным конструкциям, выполняющим функции аккумуляторов водолеяных масс, разрушение которых не требует больших энергетических затрат и позволяет эффективно трансформировать потенциальную энергию водолеяной масс в кинетическую энергию потока.

**Образование водолеяных конструкций.** Процесс замерзания горных рек характеризуется совокупностью ледяных образований: начиная от появления первичных кристаллов льда поверхностного и внутриводного происхождения, и кончая формированием ледяного покрова. Интенсивность ледообразования и его характер определяются условиями теплообмена воды с атмосферой и горными породами, вмещающими русло водотока, притоком тепла с грунтовыми водами, морфометрическими характеристиками русла и особенностями течения воды в различных точках сечения потока, физико-механическими характеристиками льда, формирующего водолеяное образование и т.д.

Известно, что в зависимости от интенсивности ледообразования ледяной покров на реках образуется в результате:

- роста и смыкания заберегов (первый тип);
- образования, движения и смерзания поверхностного льда (второй тип);
- образования, движения и смерзания шуги (третий тип).

Необходимым условием ледообразования является переохлаждение воды до температуры ниже  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ , как правило, на несколько сотых (десятых) долей градуса. Если температура воздуха отрицательная, но незначительно отличается от нуля, а скорость течения воды составляет первые доли метра в секунду, ледяной покров образуется большей частью в результате роста и смыкания заберегов и «венцов» (образующихся вокруг крупных валунов, выступающих над поверхностью воды). При скорости течения воды больше  $0,2\text{ м/с}$  и температуре воздуха ниже минус  $8...10\text{ }^{\circ}\text{C}$ , в результате интенсивных потерь тепла с открытой водной поверхности и перемешивания переохлажденной воды, распределение интенсивности

ледообразования по глубине потока приближается к равномерному. При этом происходит образование внутриводного льда. Промежуточные значения перемешивания характеризуются развитием процесса образования поверхностного льда и шуги [3].

Под шугой понимают рыхлые скопления льда, возникающие из всплывшего на поверхность внутриводного льда, снежуры, сала, мелкобитого льда и заберегов [4]. Для большинства горных рек, по мнению А.Н. Чиждова [5], характерно формирование шуги из кристаллов льда, образующихся непосредственно в потоке и на его поверхности, в меньшей мере – в результате всплытия донного льда. Окатанную форму шуга приобретает в процессе ее движения в потоке независимо от природы её образования.

Характерной особенностью ледового режима горных рек является образование заберегов. С установлением температуры воздуха ниже 0 °С, забереги быстро растут в ширину, особенно на участках с малыми скоростями течения воды. Увеличение размеров заберегов происходит за счет примерзания шуги и замерзания наплесков воды на вновь формирующихся фрагментах заберегов. Особенно быстро забереги увеличивают свои размеры в процессе обильных снегопадов. Попав на забереги вблизи кромки ледяного покрова, снег пропитывается водой заплесков и быстро замерзает. Всплывший внутриводный лед, снежура, забереги и т.д. заполняют часть живого сечения потока, вызывая стеснение потока и подъем его уровня. Вода, насыщенная шугой, разливается по поверхности заберегов, смачивает лежащий на их поверхности снег, что приводит к образованию характерного ледяного покрова с прослойками шуги, обладающего низкой теплопроводностью. Такой покров может в значительной мере уменьшить интенсивность образования шуги.

Ледовый режим рек характеризуется сменой ледовых явлений, в том числе формированием зажоров, заторов и зажорно-заторных явлений. Заторы, представляющие собой нагромождения льдин во время весеннего ледохода, – явление, практически не имеющее место на горных реках с расходами первые кубические метры в секунду и текущими на уклонах 1...2° и менее. Обусловлено это тем, что толщина ледяного покрова к наступлению весеннего потепления соизмерима или даже превышает глубину водных потоков, льдины представляют собой фрагменты заберегов, лежащих на припойменных участках.

Зажоры льда образуются в осенне-зимний период в ходе формирования ледяного покрова при интенсивном шугообразовании, когда количество и

плотность шуги достаточны для формирования зажорных скоплений. Зажорообразование начинается, когда в русле возникает препятствие, достаточное для подпора, который обеспечит остановку шуги.

Дальнейшее развитие зазора вверх по течению крупных рек протекает по следующему сценарию [6]. Шуговые скопления, упираясь в предшествовавшие шуговые массы, останавливаются, образуя сплошной шуговой ковер. При длине ковра 300...400 м сила влечения шуги потоком превышает сопротивление структуры шугового поля, в результате чего его нижняя часть подвергается интенсивной деформации. Следствием этого является увеличение толщины шуговых отложений от 0,5...0,7 до 1,2...1,5 м. Частота таких подвижек зависит от расхода шуги и планового очертания русла. Часть шуги проходит транзитом под зазором, несмерзшаяся часть шуговых отложений может частично размываться и уноситься за пределы зазора. В результате образования зазора уровень воды на протяжении зазора постепенно растет. В среднем течении р. Нарын (при ширине русла 30...50 м) толщина отложений шуги может достигать 5...8 м. Разрушение зазора происходит при уменьшении расхода поступающей сверху шуги, в результате чего размыв шуги начинает преобладать над отложением. Нижняя часть зазора уносится потоком, верхняя, после проседания, обрушается и также уносится рекой. На более мелких реках, при значительных похолоданиях, «в пределах долин с валунно-галечниковым дном поток при образовании шуги и донного льда разливается по пойме. Насыщенная шугой вода замерзает слоями, что приводит к образованию «наледно-зажорного» ледостава толщиной 1...2 м. Через некоторое время поток промывает себе русло в отложениях шуги подо льдом и дальнейшее ледообразование прекращается. Наледно-зажорный ледостав формируется на участках большой протяженности, не искажая существенно продольный профиль потока, и, по сути, может быть только условно отнесен к разряду зажорных явлений» [6]. При разрушении заторов и зажоров вниз по течению распространяется прямая положительная волна, взламывающая ледовый покров, перераспределяющая заторные скопления, при этом перемещаются огромные массы воды. Это приводит к резкому увеличению уровня воды и кратковременному затоплению поймы реки [2]. Однако высота волны, скорость ее продвижения во времени и пространстве уменьшаются.

Водолеяные конструкции, приводящие к формированию водолеяных селей на горных реках Илейского Алатау, возникают при среднесуточной температуре воздуха ниже минус 10 °С в ходе образования льда

как в поверхностном слое водного потока, так и по всей его глубине. Условия, благоприятствующие этим процессам, создаются при резком понижении температуры воздуха, когда ледяной покров на реках еще практически не начал формироваться: теплообмен воды с воздушными массами происходит на относительно больших площадях при малой глубине водного потока и интенсивном его перемешивании.

Особенности образования водолеяных конструкций на горных реках Казахстана обусловлены морфологией русел, их большими (2...5° и более) уклонами, относительно небольшими (доли, единицы кубометров в секунду) расходами воды в зимний период времени.

Отмостка русел горных рек образуется водными потоками, транспортирующими большое количество наносов в конечных фазах селевых процессов. Как правило, это грязекаменные сели большой плотности, с расходами многие десятки, сотни и тысячи кубометров в секунду, включающие в себя твердые частицы с поперечными размерами до 10 м и даже более. В конечной фазе селевых процессов, в результате уменьшения расхода селевых потоков, часть крупных камней и глыб задерживается в руслах, создавая условия для остановки относительно более мелких фракций наносоводных потоков. Это приводит к тому, что русло приобретает ступенеобразный характер. В осенний, а в некоторых случаях и летний периоды года, крупные фракции отмостки выступают над поверхностью водных потоков.

Особенности руслообразования горных рек описываемого региона приводят к тому, что глубина потока по всей его ширине может изменяться в больших пределах, становясь практически нулевой как у берегов, так и камней, выступающих из воды. Следствием этого является различный характер течения воды в потоке.

Переохлаждение воды приводит к образованию поверхностного льда на участках русла с малыми глубинами в виде заберегов и «венцов» вокруг камней, выступающих над поверхностью воды. Если теплообмен между водой и воздухом невелик, ледяной покров формируется в результате роста и смыкания заберегов и «венцов», перемещения и смерзания поверхностного льда и шуги. На образование льда затрачиваются значительные объемы воды, однако уровень воды в реке не претерпевает существенных изменений. Уменьшение расхода воды, вследствие ее затрат на образование ледяного покрова и русловое задержание, в определенной мере компенсируется увеличением гидравлического сопротивления, вызы-



ваемого ростом величины смоченного периметра (за счет образования ледяного покрова, касающегося водной поверхности, и приводящего к уменьшению скорости течения воды).

Экранирование потока ледяным покровом затрудняет теплообмен между водой и воздухом, тем самым, уменьшая возможность образования внутриводного льда и, как следствие, выход воды на поверхность ледовых образований. Уровень воды в реке при описанном сценарии образования ледяного покрова незначительно отличается от такового, существовавшего до образования ледяного покрова.

Если процесс образования ледяного покрова происходит в результате резкого перепада температур от положительных значений к отрицательным, ледообразование происходит во всей массе воды. На участках рек с небольшими скоростями течения процессы ледообразования и формирования ледяного покрова протекают в поверхностном слое воды. На участках активного перемешивания воды внутриводный лед образуется по всей глубине потока. Переохлаждение водных масс сопровождается образованием шуги, движением ее вниз по течению. Формирование ледяного покрова в местах малой ледопротускной способности происходит путем образования перемычек между заберегами и «венцами», образующимися вокруг камней, выступающих над поверхностью потока. В результате остановки, сплочения и замерзания шуги на участках с малой водопротускной способностью, последняя еще больше уменьшается. Это приводит к увеличению уровня воды с образованием заводей, на поверхности которых, из-за малых скоростей течения, образуется лед. В результате увеличения гидравлического сопротивления и глубины потока скорость течения уменьшается. Это приводит к дальнейшему увеличению уровня воды. Из-за увеличения глубины потока скорость течения и, как следствие, интенсивность перемешивания, уменьшаются. Тем самым, условия образования шуги ухудшаются. В большинстве ситуаций происходит выход воды на поверхность льда. Путь, проходимый водой по поверхности льда до замерзания ее фронтальной части, зависит от толщины слоя воды и ее температуры, а также теплообмена между водой, льдом и атмосферой. Движение упомянутого слоя воды сопровождается намерзанием льда на ледяной поверхности, по которой течет вода, а также образованием тонкого ледяного покрова на поверхностном слое воды.

Остановка движения слоя воды в результате замерзания его фронтальной зоны приводит к дальнейшему увеличению уровня воды в реке и

выходу ее на вновь образованный ледяной покров и т.д. При этом образуется «слоеный пирог», состоящий из тонких прослоев воды и льда.

На рис. 1 приведена фотография фрагмента одной из водоледных конструкций. В ходе образования водоледных конструкций формируются десятки прослоек, в совокупности составляющие ступени, высотой до 2,5...3 м в течение 3...4 суток (рис. 2). В результате русло и, в значительной мере, пойма реки заполняются водоледными образованиями, объем которых (на единицу длины русла), может более чем на порядок превышать объем воды в русле при прохождении выдающихся дождевых паводков в теплый период года.



*Рис. 1. Результат многослойного формирования фронтальной части водоледной конструкции.*



*Рис. 2. Образование водоледной ступени.*

Подпитка воды теплом грунта, вмещающего русло реки, а также экранирование прослоек воды от холодных воздушных масс вышераспо-

ложенными прослойками льда, приводит к тому, что «слоеный пирог» может сохраняться несколько суток. Это делает всю конструкцию крайне неустойчивой к воздействию внешних и внутренних сил.

Наличие воды в прослоях подтверждается ее истечением (в ходе локального разрушения водолеяных конструкций) с образованием «сталактитов» и «сталагмитов» при температуре воздуха минус 10...15 °С, исключающей возможность образования воды путем таяния льда или снега (рис. 3).



*Рис. 3. Образование «сталактитов» и «сталагмитов» в ходе постепенной отдачи воды из слоеной ледовой толщи.*

В ситуациях, когда интенсивность образования шуги велика, а относительно высокая скорость течения воды на поверхности заводит препятствует образованию льда на ее поверхности, водолеяные ступени образуются в основном в результате остановки, сплочения и замерзания шуги.

Формирование водолеяных конструкций приводит к существенному изменению водного режима реки. Как правило, водолеяные сели на северном склоне Илейского Алатау образуются в конце ноября – начале января, то есть в меженный период. Поскольку формирование водолеяных конструкций до состояния, при котором их разрушение может принимать катастрофический характер, занимает 4...7 дней, а атмосферный температурный фон исключает поступление талых вод в реки, можно считать, что питание рек происходит только за счет грунтовых вод, дебит которых в этот период практически не изменяется.

Следовательно, в ходе формирования водолеяных конструкций и вызванного им увеличения уровня воды в реке, сопровождающегося накоплением воды в верхнем бьефе этих конструкций, расход воды в реке будет уменьшаться по мере ее движения на более низкие высотные отметки. Уменьшение расхода воды приведет к тому, что формирование водолея-

ных конструкций будет происходить в условиях уменьшения пропускной способности каналов, образующихся в них, при одновременном сокращении теплообмена воды с холодными воздушными массами. Это может приводить к увеличению температуры воды и льда в теле водолеяных конструкций и, как следствие, ослаблению их прочности. Тем самым создаются предпосылки для разрушения водолеяных конструкций вследствие возрастания расхода воды, которая затрачивалась ранее на их интенсивный рост.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Божинский А.Н., Лосев К.С. Основы лавиноведения. – Л.: Гидрометеоиздат, 1987. – 280 с.
2. Болотников Г.И. Расчет параметров волны прорыва затора льда // Труды ГГИ. – 1986. – Вып. 323. – С. 28–30.
3. Донченко Р.В. Модель процесса замерзания рек // Труды ГГИ. – 1980. – Вып. 270. – С. 3–11.
4. Чеботарев А.И. Гидрологический словарь. – Л.: Гидрометеоиздат, 1970. – 308 с.
5. Чижов А.Н. К вопросу об исследовании шуговых явлений на горных реках // Труды ГГИ. – 1958. – Вып. 65. – С. 84–99.
6. Чижов А.Н. Особенности зажорообразования на горных реках // Труды ГГИ. – 1972. – Вып. 192. – С. 44–52.

РГП «Казгидромет», г. Алматы

#### **СУЛЫ МҰЗДЫҚТЫҚ СЕЛДЕР. СУЛЫ МҰЗДЫҚТЫҚ СЕЛДЕР ТҮЗІЛІСІНІҢ ҚАЛЫПТАСУ МЕХАНИЗМДЕРІНЕН.**

Геогр. ғылымд. докторы	Б.С. Степанов
Техн. ғылымд. докторы	Р.К. Яфязова
	В.В. Жданов

*Сулы мұздықтық түзілістің қалыптасуына сипаттама берілді, олардың бұзылуы апатты сулы мұздықтық селдердің қалыптасуына әкеліп соғуы мүмкін. Сулы мұздықтық селдердің механизмі сең буу мен анжыр кептемесінің бұзылуы барысында пайда болатын толқындардан өзгеше.*

УДК 504.4.062.2 (574)

**ІЛЕ ӨЗЕНІНІҢ ЛАСТАНУ ДЕҢГЕЙІ МЕН САПАСЫНА АҚАБА СУЛАРДЫҢ ӘСЕРІ**

Техн. ғылымд. докторы М.Ж. Бүрлібаев  
Ж.Қ. Турениязова

*Сорбұлақ жинақтауышындағы ақаба сулардың Іле өзеніне жіберілуі барысында судың ластану деңгейі күрт көтеріліп, сапалық жағдайы нашарлай түскен. Алайда өзеннің төменгі ағысына қарай судың өздігінен тазару қабілеті жоғары болғандықтан, ластаушы заттардың қатары елеулі дәрежеде қысқарған.*

Қазіргі таңда Алматы мегаполисінің үлкен қаржы орталығына айналуы, ірі өнеркәсіп орындарының оған серіктес қалаларда (Қаскелең, Талғар, Боралдай) шоғырлануы барысында халықтың саны да өсуде. Бұл өз кезегінде ауыз судың көп пайдалануына, қаладағы канализациялық ақаба суларының біртіндеп көбеюіне әкеліп соқты. Ақаба сулардың 55 % адамдардың пайдаланған суларының үлесіне, 33 % – коммуналды-тұрмыстық өндірістерге, 12 % – өнеркәсіптің үлесіне тиесілі. Өндірістік және тұрмыстық ақаба сулар коллекторда жинақтала отырып, қаладан 24 км қашықтықта орналасқан су тазалау қондырғысында механикалық және биологиялық өңдеуден өтеді. Тазаланған су ұзындығы 38 км болатын топырақ каналы арқылы Сорбұлақ жинақтауышына түседі, кейінгі жылдарда тоғандағы ақаба судың деңгейі біртіндеп көтеріле отырып, 1994 жылы ең жоғары көрсеткіші – 620,43 м жетті [1]. Сорбұлақ жинақтауышының ауданы 60 км<sup>2</sup>, сыйымдылығы – 1020 млн. м<sup>3</sup>, ал ең терең жері 31 м. Жинақтауыш көлдің апаттық деңгейін төмендету мақсатында ақаба судың бір бөлігі 1995...2006 жылдар аралығында оң жағалық Сорбұлақ каналы арқылы Іле өзеніне жіберіле бастады. Осы кезеңдегі Сорбұлақ жинақтауышынан жіберілген ақаба сулардың Іле өзенінің химиялық құрамына әсерін зерттеу - балық шаруашылығы маңызы бар өзен экожүйесі үшін көкейкесті мәселе болып табылады.

Соңғы 10 жыл ішіндегі Сорбұлақ өзенінің экологиялық жағдайын анықтау жөніндегі зерттеу нәтижелеріне сүйенсек, тоғандағы бірнеше тазаланудан өткен ақаба сулардың құрамында уытты заттардың жоғары мөлшері тіркелген. Мәселен, С.Д. Тюменевтің есебі бойынша 1998 жылға

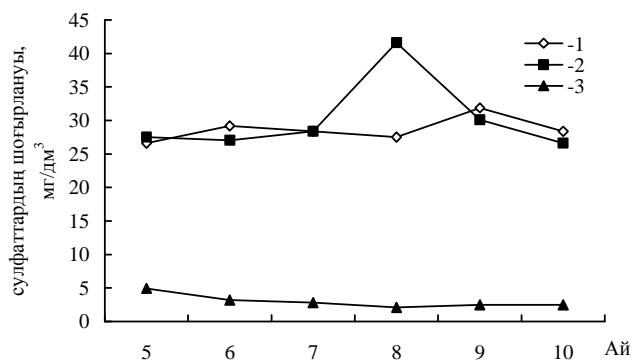
дейін Сорбұлақ жинақтаушына түскен зиянды заттардың мөлшері төмендегіше: жүзгінді заттар – 80 мың т, темір – 1,4 мың т, мыс – 45 т, хром – 29 т, қорғасын – 61,1 т, сонымен қатар мырыш, стронций және кадмийдің жеке үлесі 27 т [5]. Тоғанда ауыр металдардың көп жинақталуын Н.А. Амиргалиевтің зерттеу нәтижелері де анықтай түсті [1]. 2002 жылда судағы никелдің мөлшері шектеулі рауалы шоғырланудан 20 есе, мыс – 29 есе, кадмий – 18 есе, хром – 1300 есеге дейін артты. Сонымен қатар Казмехонобрдың жүргізген далалық және камералдық зерттеулері негізінде, Іле өзеніне жіберілетін ақаба судың құрамында жүзгінді заттардың, оттегіні биохимиялық тұтыну, азот нитриті, мыс, мырыш, темір, сынаптың көрсеткіштері нормативтік талапқа сәйкес келмейді. 1996...1998 жылдардағы Іле өзенінің химиялық құрамын зерттеу нәтижесінде Сорбұлақ жинақтаушының әсері ақаба сулардың төгіндісінен 500 м төменгі тұсында байқалғанымен, алайда Қапшағай шатқалына қарай судың химиялық құрамының өзгеруінде тек бөгеннің әсері ғана айқын байқалатыны анықталды [2]. Іле өзенінің химиялық құрамының өзгеруін толыққанды анықтау үшін зерттеу жұмыстарын соңғы жылдар қатарымен толықтыру қажет.

Іле өзенінің химиялық құрамына ақаба сулардың әсерін анықтау мақсатында Қазгидромет РМК-ның Қапшағай шақталы тұстамасындағы және Алматы облыстық қоршаған ортаны қорғау басқармасының ақаба сулар төгіндісінен 500 м жоғары және төмен тұстарындағы гидрохимиялық көрсеткіштеріне жүргізілген бақылау деректері пайдаланылды. Ескере кететін жайт, Сорбұлақ жинақтаушынан Іле өзеніне ақаба сулар 2004 жылда қыркүйек-қараша айларында, ал 2006 жылда маусым-қазан айларында жіберілген.

Іле өзенінің химиялық құрамына 2006 жылдың деректері бойынша талдау нәтижелері көрсеткендей, судың температурасы 14,3...25 °С аралығында ауытқиды, ең жоғарғы көрсеткіші (25 °С) тамыз айында тіркелген. Өзендегі температураның жыл ішінде өзгеру барысына ақаба сулардың әсері айтарлықтай байқалмайды. Судағы рН деңгейі 7,45...8,4 аралығында өзгереді, яғни өзеннің ағындысы әлсіз сілтілік топқа жатады.

Іле өзенінің жалпы минералдылығы төменгі ағысына қарай біртіндеп азаяды. Мәселен, ақаба сулардың төгіндісінен 500 м жоғары тұсында иондар жиынтығы 443 мг/дм<sup>3</sup> болса, бұл көрсеткіш Қапшағай шатқалына қарай 422...320 мг/дм<sup>3</sup> дейін төмендейді. Судың химиялық құрамы гидрокарбонаттық кальцийлі типке жатады, О.Алекиннің индексі бойынша  $S_{II}^{Ca}$ . Өзеннің ұзындығы

бойынша негізгі иондардың таралуында төменгі ағысына қарай біртіндеп азаю жағдайы қалыптасты. Әсіресе Қапшағай шатқалы тұстамасында негізгі иондардың барлық көрсеткіштері едәуір дәрежеде қысқара түскен. Ақаба сулардың әсері тек ғана хлорид иондарының таралуында тіркелген, анионның судағы мөлшері ақаба сулардың төгіндісінен 500 м төмен тұсында  $28,5...30,1 \text{ мг/дм}^3$  дейін көбейген (сурет 1). Дегенменде бұл көрсеткіш өзеннің төменгі ағысымен күрт төмендеп, Қапшағай шатқалы маңында небәрі  $3,35 \text{ мг/дм}^3$  мөлшерінде. Судың иондық құрамында гидрокарбонат аниондары (45 %) басым, өзен ағындысындағы оның мөлшері  $151...191 \text{ мг/дм}^3$ . Сульфаттар  $66,4...103,0 \text{ мг/дм}^3$  аралығында ауытқиды және негізгі иондардың 22 % құрайды.



Сур. 1. Іле өзеніндегі сульфат иондарының жыл ішінде өзгеруі. 1, 2 – Ақаба сулар төгіндісінен 500 м жоғары және төмен, 3 – Қапшағай шатқалы.

Кальцийдің судағы шоғырлануы  $39,1...48,0 \text{ мг/дм}^3$  (12 %). Натрий және калий катиондарының жиынтық үлесі 11 %, судағы мөлшері  $23,6...58,9 \text{ мг/дм}^3$  аралығында ауытқиды. Хлоридтер мен магнийдің көрсеткіштері салыстырмалы түрде аз, небәрі 5 %.

Судың кермектігі өзеннің ұзындығы бойынша  $3,28...3,74 \text{ мг-экв/дм}^3$  аралығында өзгереді, яғни су орташа кермекті топқа жатады.

Жүзгінді заттардың көрсеткіштері өзеннің ұзындығы бойынша жоғары және судың төменгі ағысына қарай біртіндеп көбеюі тіркелді. Өзеннің ақаба сулардың төгіндісінен 500 жоғары және төмен тұстарында жүзгінді заттардың шоғырлануы  $3,0...8,0 \text{ мг/дм}^3$ , яғни шектеулі рауалы шоғырланудан (ШРШ)  $4,0...4,8$  есе артық. Ал Қапшағай шатқалы маңында өзендегі еріген жүзгінді заттардың көрсеткіші  $64,6 \text{ мг/дм}^3$  (86,1 ШРШ) күрт көтерілген.

Іле өзенінің ластану деңгейі автордың ұсынған әдістемелік нұсқаулығы бойынша бағаланды [3]. Су сапасының негізгі критеріі ретінде гидрохимиялық көрсеткіштердің балық шаруашылығына арналған шектеулі рауалы шоғырлануы қолданылды. Төмендегі кестеде келтірілген

талдау нәтижелері көрсеткендей, 2006 жылда Іле өзеніндегі судың ластану деңгейі салыстырмалы түрде көтеріліп, өзеннің сапалық жағдайы нашарлай түскен. Сонымен қатар Сорбұлақ жинақтауышындағы ақаба сулардың әсері айқын байқалады. Мәселен, өзеннің ақаба сулардың әсерінен тыс жоғары тұсында су «орташа ластанған» дәрежеде болса, өзеннің ақаба сулардың төгіндісінен 500 м төмен тұсында судың кешенді ластану индексі (КСЛИ) 4,58 дейін күрт көтеріліп, «жоғары ластану» деңгейімен сипатталады. Өзеннің ластану деңгейі төменгі ағысына қарай біртіндеп 3,56 дейін азайғанымен, Қапшағай шатқалы тұсында судың сапасы ешбір өзгеріссіз, яғни «жоғары ластану» дәрежесінде қалды.

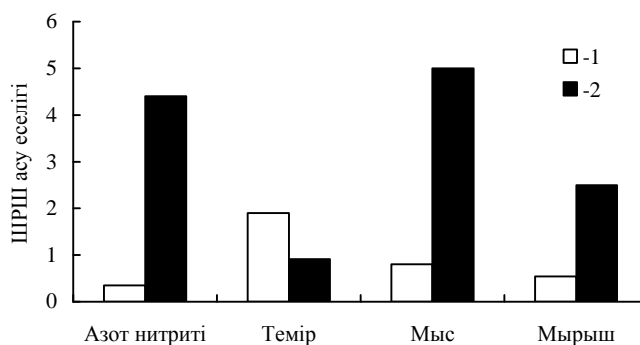
Кесте 1

Іле өзенінің ластану деңгейі мен гидрохимиялық көрсеткіштері бойынша сапасы

Өзеннің бақылау тұстамасы	КСЛИ		Су сапасының көрсеткіштері	Орташа шоғырлануы, мг/дм <sup>3</sup>	ШРШ асу еселігі	Су сапасының сипаттамасы
	2004 жыл	2006 жыл				
Ақаба сулардың төгіндісінен 500 м жоғары	2,01	2,22	Азот нитриті	0,04	2,0	Орташа ластанған
			Темір	0,12	1,2	
			Мыс	0,0037	3,7	
			Мырыш	0,032	3,2	
Ақаба сулардың төгіндісінен 500 м төмен	2,36	3,99	Азот нитриті	0,089	4,4	Жоғары ластану деңгейі
			Мыс	0,005	5,0	
			Мырыш	0,025	2,5	
Қапшағай шатқалы	1,57	3,56	Мыс	0,0036	3,6	Жоғары ластану деңгейі

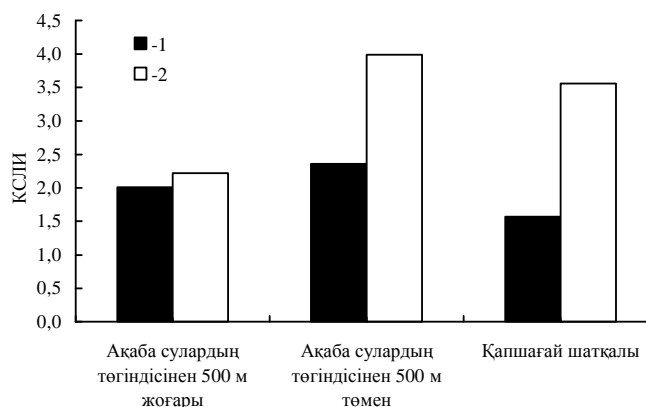
Іле өзенінің сапасына ақаба сулардың әсерінен тыс аумағында, яғни аялық тұстамасында судың азот нитритімен, темір, мыс, мырыш иондарымен ластануы тіркелген. Ал Сорбұлақ жинақтауышындағы ақаба сулардың төгіндісі Ілеге түскеннен кейін, 500 м қашықтықта судың ластану деңгейі 3,99 дейін көтерілген, яғни «жоғары ластану» дәрежесі тіркелді. Мұнда азот нитриті, мыс және мырыш иондарының 2,5...5,0 ШРШ дейін өсуі тән. 2004 жылмен салыстырмалы түрде қарастырғанда, бұл ластанушы заттардың мөлшері ластану деңгейімен қатар едәуір дәрежеде көтеріле түскен (сурет 2). Алайда аталған ластанушы заттардың қатары Қапшағай шатқалына дейін табиғи тазалану барысында қысқарып, суда тек ғана мыстың шоғырлануы 3,6 ШРШ дейін артқан. Сондықтанда өзеннің төменгі ағысында мыстың есебінен судың «жоғары ластану» деңгейі тіркеліп отыр.





Сур. 2. Іле өзенінің ақаба сулардың төгіндісінен 500 м төмен тұсындағы ластану көрсеткіштері: 1 – 2004 жыл, 2 – 2006 жыл.

Өзеннің ұзындығы бойынша ластану деңгейін 2004 жылмен салыстырмалы түрде қарастыру нәтижелері көрсеткендей, Сорбұлақ жинақтауышындағы ақаба сулардың әсер ету аймағында өзеннің сапалық жағдайы нашарлай түскен. Сонымен бірге судың ластану деңгейі де көтерілді. Ал өзендегі ақаба сулардың төгіндісінен 500 жоғары тұстамада судың ластану деңгейі (2,22) кішігірім көтерілгенімен, сапалық сипаты ешбір өзгеріске ұшырамайды (сурет 3).



Сур. 3. Іле өзенінің ұзындығы бойынша ластану деңгейінің өзгеруі: 1 – 2004 жыл, 2 – 2006 жыл.

Іле өзенінің ластану деңгейі және сапалық жағдайымен қатар өзеннің ұзындығы бойынша ластаушы заттардың массасын анықтап, оның салыстырмалы түрде өзгеруін қарастырудың маңызы зор. Жоғарыда қарастырылған тұстамалар аралығында өзенге құятын салалар болмағандықтан, ластаушы заттардың таралу балансын анықтауға мүмкіндік береді. Нәтижесінде өзеннің өздігінен тазару мүмкіндігін бағалауға болады.

Төмендегі кестеде келтірілген есептер негізінде, өзендегі ақаба сулардың әсерінен ластаушы көрсеткіштердің жылдың жылы мезгілінде жинақталуы мен өзгеруі жайында нақты мәлімет алуға мүмкіндік берілді. Өзеннің екі гидрохимиялық тұстамасы арасындағы ластаушы заттар массасының айырмашылығы оң көрсеткіште болса, онда өзен арнасына ақаба сулар төгіндісімен, не жер беті және жерасты суларымен бірге қосымша ластаушы заттардың түскенін көрсетеді. Ал теріс мәндегі көрсеткіштер, яғни ластаушы заттардың азаюын, яғни өзеннің өздігінен тазаруынан хабардар етеді.

Кесте 2

Іле өзенінің ағындысымен бірге 2006 жылда тасымалданған ластаушы заттардың массасы (т/жыл)

Ластаушы заттар	Ақаба сулардың төгіндісінен 500м жоғары	Заттар массасы-ның өсу (+) не кемуі (-)	Ақаба сулардың төгіндісінен 500 м төмен	Заттар массасын-ың өсу (+) не кемуі (-)	Қапшағай шатқалы
Жүзгінді заттар	54277,96	22898,51	77176,48	946038,47	1023214,95
Гидрокарбонаттар	3025317,86	-92395,89	2932921,97	-717627,29	2215294,68
Сульфаттар	1630888,25	-161462,54	1469425,71	-405313,82	1064111,89
Хлоридтер	451761,23	25473,63	477234,86	-429530,56	47704,30
Кальций	759603,62	-64043,88	695559,74	-98992,18	596567,56
Магний	258909,99	53825,64	312735,63	-58515,00	254220,63
Натрий + калий	933162,54	-259291,37	673871,17	-266748,77	407122,40
Азот аммонийі	4344,75	-481,97	3862,78	-1540,89	2321,89
Азот нитриті	634,68	774,28	1408,97	-1208,44	200,53
Азот нитраты	59150,64	9081,28	68231,92	-56305,85	11926,07
Темір	1899,73	-460,54	1439,19	11,99	1451,18
Фосфаттар	402,11	1343,63	1745,74	-1313,02	432,72
Фторидтер	5136,30	1424,80	6561,10	-1073,00	5488,10
Мұнай өнімдері	411,61	-23,03	388,58	286,88	675,46
Мыс	58,57	20,58	79,16	-22,17	56,99
Мырыш	500,26	-101,32	398,94	-375,19	23,75
Марганец	126,65	0,00	126,65	-85,49	41,16
<b>Жиынтық көрсеткіші</b>	<b>7186586,75</b>	<b>-463418,16</b>	<b>6723168,59</b>	<b>-1092314,33</b>	<b>5630854,26</b>

Зерттеу нәтижелері көрсеткендей, ластаушы заттар массасының көп бөлігі негізгі иондардың (гидрокарбонаттар, сульфаттар, хлоридтер, кальций, магний, натрий және калий), яғни судағы табиғи тұздардың үлесіне келеді. Іле өзеніндегі ластанған заттардың тасымалдану көлемі бойынша екінші орында жүзгінді заттар мен азот нитраты.

Өзен ағындысының Сорбұлақ ақаба суларының төгіндісінен 500 м төменгі тұсында гидрокарбонат, сульфат, натрий және калий, кальций иондарының елеулі дәрежеде (64044...92396 т) қысқаруы тіркелді. Сонымен қатар өзен суы ауыр металдардан, атап айтқанда темір және мырыш иондарынан 101...460 т дейін тазарды. Мұнай өнімдері болса өзеннің өздігінен тазаруы барысында 23 т азайған. Биогендік заттар тобынан азот аммонийінің 482 т қысқаруы айқын байқалады. Гидрокарбонат және сульфат аниондары кальций және натрий, калий аниондарымен қосыла отырып, әлсіз еритін тұздарды түзеді [4]. Бұл тұздар суда шөгіндіге түсіп, еріген күйдегі тұздар мөлшерінің азаюына әкеліп соғады. Ал ауыр металдар болса су ерітіндісіндегі табиғи тұздармен, соның ішінде гидрокарбонаттармен әсерлесу барысында ерімейтін тұздарға айналып, тұнбаға түседі. Аммоний тұздары мен мұнай өнімдері суда микроорганизмдер арқылы қарапайым құрамына дейін (азот, көмірқышқыл газы, су) ыдырап, ағындағы айналымнан шығады. Химиялық қосылыстардың деструкциясы су микрофлорасын байытуға мүмкіндік жасайды.

Сорбұлақ жинақтауышындағы ақаба сулардың төгіндісімен бірге Іле өзеніне түскен ластаушы заттардың қатары өте көп. Жылдың жылы кезеңіндегі суға түскен заттардың ең жоғары массалық көрсеткіші магний катионы (53825 т) мен хлорид (25474 т) анионың үлесіне тиесілі. Сонымен бірге жүзгінді заттардың да көрсеткіші жоғары, атап айтқанда, еріген күйде ақаба сулармен өзенге 22898 т түскен. Ақаба сулармен өзенге көбірек түскен ластаушы заттардың қатарында фторидтер де (1425 т) бар. Биогендік заттар тобынан азот нитриті – 774 т, азот нитраты – 9081 т, фосфаттар – 1344 т көлемінде өзенге қосымша түскен. Ауыр металдардың ішінде мыс ионының 21 т күрт көтерілуі анықталып отыр.

Іле өзенінің ассимиляциялық қабілеті Қапшағай шатқалы тұстамасында жоғары. Қапшағай бөгенінен жіберілген ағындыда жасанды аэрация белсенді болғандықтан, судың өздігінен тазару қабілеті күшейе түседі. Бұған дәлел ретінде, су ағынымен тасымалданған ластаушы заттардың жиынтық массасынан 1092314 т көлеміндегі зиянды заттардың қысқаруын келтіруге болады. Өзеннің өздігінен тазаруы нәтижесінде негізгі иондардың барлығы, азотты қосылыстар, фосфаттар, ауыр металдар, фторидтер елеулі дәрежеде азайды.

Қапшағай бөгенінің әсерінен судың өздігімен тазару мүмкіндігінің жақсаруымен қатар, өзеннің төменгі ағысында түптік эрозия күшейе түседі. Эрозиялық процестің қарқындауы нәтижесінде жүзбе

тасындылардың Қапшағай шатқалына қарай 946038 т өсуі туындап отыр. Ал Қапшағай қаласындағы шаруашылық нысандардан түскен ақаба сулардың есебінен Іле өзені 287 т мұнай өнімдері және 12 т көлеміндегі темір ионындарымен ластанған.

Іле өзенінің ластану деңгейі мен сапасына Сорбулақтың ақаба сулар төгіндісінің әсері 500 м қашықтықта айқын байқалғанымен, өзеннің төменгі ағысына қарай суың өздігінен тазару мүмкіншілігі жоғары. Сондықтанда су ағындысындағы ластаушы заттар қатары өзеннің Қапшағай шатқалы тұстамасына қарай біртіндеп азая түседі. Өзен ағынымен бірге тасымалданушы еріген заттардың жиынтық массасы төменгі бөлігіне қарай біртіндеп 463418...1092314 т дейін қысқарды.

#### ПАЙДАЛАНҒАН ӘДЕБИЕТТЕР

1. Амиргалиев Н.А. Оценка качества водной среды накопителя Сорбулак // Гидрометеорология и экология. – 2005. – №3. – С. 146-155.
2. Бурлибаев М.Ж., Турениязова Ж.К. О некоторых результатах изменения гидрологического и гидрохимического режимов реки Или // Экологические проблемы водных ресурсов и орошаемых земель Казахстана: Сб. статей / Под ред. Р.Х. Дюсеновой. – Алматы: Казак университеті, 2000. – 111 с.
3. ПР РК 52.5.06 – 03 Методические рекомендации по проведению комплексных обследований и оценке загрязнения природной среды в районах подверженных интенсивному антропогенному воздействию.– Астана.: Каганат. – 2003. – 80 с.
4. Никаноров А.М. Гидрохимия. – Л: Гидрометеиздат, 1989. – 351 с.
5. Тюменев С.Д. Геоэкологическое состояние накопителя Сорбулак // Гидрометеорология и экология. – 2004. – №2. – С. 78-83.

Казахстанское агентство прикладной экологии, г. Алматы

РГП «Казгидромет» МООС РК, г. Алматы

#### **ВЛИЯНИЕ СТОЧНЫХ ВОД НА УРОВЕНЬ ЗАГРЯЗНЕННОСТИ И КАЧЕСТВА ВОДЫ РЕКИ ИЛЕ**

Доктор техн. наук

М.Ж. Бурлибаев  
Ж.К. Турениязова

*Приведен анализ уровня загрязненности воды р. Иле ниже сброса сточных вод ПСК Сорбулак, отмечено ухудшение качества воды. Ниже по течению отмечается значительное сокращение массы загрязняющих веществ за счет высокой ассимилирующей способности реки.*

УДК 551.510.42

**СОСТОЯНИЕ ВОДНЫХ ОБЪЕКТОВ ПО  
ГИДРОХИМИЧЕСКИМ ПОКАЗАТЕЛЯМ ОСНОВНЫХ ВОДНО-  
БОЛОТНЫХ УГОДИЙ КАЗАХСТАНА**

Канд. геол.-мин.наук    Е.Ж. Муртазин  
   Д. Макашева  
   Г. Ахмеджанов  
   О. Кошкина  
   Н. Селянинова

*Оценено состояние водных объектов трех территорий основных водно-болотных угодий Казахстана (Тенгиз-Коргалжынской и Алаколь-Сасыккольской систем озер, дельты реки Урал с прилегающим побережьем Каспийского моря) по данным систематического гидрохимического мониторинга 2007...2008 гг.*

*При оценке качества водных объектов приведены показатели загрязненности по отдельным группам элементов: главные ионы, биогенные элементы, тяжелые металлы, органические и ядовитые вещества.*

В рамках проекта ПРООН «Комплексное сохранение приоритетных глобально значимых водно-болотных угодий как мест обитания мигрирующих птиц: демонстрация на трех территориях» было разработано и утверждено методическое руководство по программе системного мониторинга за средой обитания (мониторинг водных объектов) для трех проектных территорий (Тенгиз-Коргалжынской, Алаколь-Сасыккольской систем озер и дельты реки Урал с прилегающим побережьем Каспийского моря) [3-5].

Тенгиз-Коргалжынская система озер площадью 2600 км<sup>2</sup> на территории Центрального Казахстана образует водно-болотные угодья, лежащие на основных миграционных путях водоплавающих птиц. В 1968 г. был создан Коргалжынский государственный заповедник. В 1974 г. Тенгиз-Коргалжынские водно-болотные угодья были включены в Рамсарский список. В 2008 г. территория Коргалжынского государственного заповедника внесена в список природного наследия ЮНЕСКО, как угодья, имеющие особое значение для сохранения водно-болотных птиц.

Алаколь-Сасыккольская система озер является крупнейшим в Казахстане резерватом гнездящихся водно-болотных птиц, местом их массовой линьки и важнейшим местом миграционных остановок, через которое еже-

годно мигрируют сотни тысяч водоплавающих и околоводных птиц. Бассейн озерной группы Алакольской впадины занимает обширную территорию общей площадью 68 700 км<sup>2</sup>, большая часть которой (70 %) располагается в юго-восточной части Казахстана, остальная – на сопредельной части Китая.

Дельта р. Урал, площадь которой составляет около 600 км<sup>2</sup>, образует множество ответвлений, которые, в свою очередь, заполняют сотни мелководных водоемов. Территория является важнейшим участком естественного воспроизводства уникальных биологических ресурсов Каспийского моря.

С 2007 года начато внедрение программы системного мониторинга в рамках трехстороннего Соглашения о сотрудничестве между ПРООН, МОСР РК и МСХ РК. Исполнителями работ определены региональные подразделения РГП «Казгидромет», Алакольский и Коргалжынский заповедник.

По территории Тенгиз-Коргалжынской системы озер проанализированы данные гидрохимического мониторинга за 2008 год. Пробы отобраны в апреле, июле и октябре на 7 водных объектах проектной территории – 12 станций отбора. Всего отобрано 28 проб воды, которые проанализированы на содержание 40 показателей.

Программа гидрохимического мониторинга на территории Алаколь-Сасыккольской системы озер включала отбор проб воды на пяти гидрохимических станциях. Отобрано 10 проб в 2007 (октябрь) и 2008 (июнь и октябрь) годах, по которым проведено 40 определений.

На территории дельты реки Урал с прилегающим побережьем Каспийского моря мониторинговые исследования включали 5 станций, отбор проб на которых проведен в 2007 (июнь, август, сентябрь, октябрь и ноябрь) и 2008 (февраль – октябрь) годах. Всего отобрана 51 проба воды, по которым проанализированы 32 показателя.

Основными критериями качества вод по гидрохимическим показателям являются значения предельно допустимых концентраций (ПДК) загрязняющих веществ для водоемов рыбохозяйственного значения [4].

При оценке качества водных объектов учтены показатели загрязненности по отдельным группам элементов, объединенных по генетическому происхождению, по химическому строению, токсичности и др. [5]. Для анализа выделены следующие группы показателей:

- главные ионы (катионы кальция, магния, натрия и калия, анионы (сульфаты и хлориды));
- биогенные элементы (азот аммонийный, нитритный и нитратный, фосфаты и общий фосфор, кремний и железо);

- тяжелые металлы (медь, цинк, хром и прочие);
- ядовитые вещества (фториды, сероводород, мышьяк);
- органические вещества (нефтепродукты, фенолы, СПАВ и др.).

Для оценки и сравнения уровня загрязнения водных объектов используется методика определения комплексного индекса загрязненности вод (КИЗВ) – табл. 1 [6, 7].

Таблица 1  
Классификация водных объектов по степени загрязнения по величине КИЗВ

№	Степень загрязненности	Оценочные показатели загрязнения водных объектов		
		по КИЗВ	по раствор. кислороду, мг/дм <sup>3</sup>	по БПК <sub>5</sub> , мг/дм <sup>3</sup>
1	Нормативно-чистая	До 1,0	4,0	3,0
2	Умеренный уровень загрязнения	1,0...3,0	3,0	6,0
3	Высокий уровень загрязнения	3,0...10,0	2,0	8,0
4	Чрезвычайно высокий уровень загрязнения	>10,0	1,0	> 8,0

### Тенгиз-Коргалжынская система озер

Река Нура. Состояние реки в пределах проектной территории оценено по 5 анализам проб воды, отобранных в апреле, июле и октябре 2008 г. по 3 гидрохимическим станциям (Табл. 2).

По группе главных ионов значение средневзвешенного комплексного индекса загрязненности воды (КИЗВги) составляет 0,91...1,93 – повышение значений прослеживается в осенний период. Величину ПДК превышают хлориды (до 1,3 ПДК), сульфаты (2,2...4,4 ПДК), магний (до 1,6 ПДК) и натрий+калий (до 2,1 ПДК).

Величина средневзвешенного комплексного индекса загрязненности воды по группе биогенных элементов (КИЗВбэ) составляет 0,49...1,82 – повышенные значения характерны для весеннего и летнего периода. Содержание аммонийного азота, нитритов и нитратов, кремния не превышают ПДК. Отмечается превышение ПДК по общему железу (2,2...7,2 ПДК) и общему фосфору (до 1,1...3,0 ПДК).

Концентрации фторидов составляют до 1,4 ПДК при значениях средневзвешенного комплексного индекса загрязненности воды по группе ядовитых веществ (КИЗВяв) 0,97...1,36.

Содержание СПАВ/АПАВ и нефтепродуктов не превышают ПДК при значениях средневзвешенного комплексного индекса загрязненности воды по группе органических веществ (КИЗВов) 0,35...0,50.

Состояние качества воды р. Нуры, озер Тенгиз и Асаубалык по гидрохимическим показателям, 2008 г.

Время отбора пробы	Показатель, мг/дм <sup>3</sup>		КИЗВ <sub>ги</sub>	КИЗВ <sub>бэ</sub>	КИЗВ <sub>яв</sub>	КИЗВ <sub>ов</sub>	КИЗВ <sub>тм</sub>	КИЗВ	Степень загрязнения воды
	кислород растворенный	БПК <sub>5</sub>							
р. Нура, пос. Коргалжын, автодорожный мост при въезде									
апрель	14,4	3,52	0,91	1,14	0,97	0,36	0,68	0,81	Нормативно чистая
июль	7,32	2,15	1,37	1,82	1,36	0,40	0,48	1,09	Умеренно загрязнённая
октябрь	8,37	4,23	1,93	0,78	1,17	0,50	0,64	1,01	Умеренно загрязнённая
р. Нура, с. Оразак									
октябрь	7	2,42	1,67	0,55	0,97	0,35	0,80	0,87	Нормативно чистая
р. Нура, гидроузел Сабынды									
октябрь	7,5	2,58	1,74	0,65	1,12	0,45	0,74	0,94	Нормативно чистая
о. Тенгиз, Малый мост (Хутор)									
апрель	13,3	3,29	0,95	0,74	1,08	0,41	0,62	0,76	Нормативно чистая
июль	8,2	2,95	1,47	0,79	1,35	0,50	0,46	0,91	Нормативно чистая
о. Малый Тенгиз, напротив кордона Разведка									
апрель	11,1	0,44	1,83	0,20	0,40	0,37	0,42	0,64	Нормативно чистая
июль	3,5	4,1	182,51	0,17	8,61	2,60	1,02	38,98	Чрезвычайно высокий уровень загрязнения
октябрь	3,2	4,28	243,46	5,88	10,29	0,50	0,88	52,20	Чрезвычайно высокий уровень загрязнения
о. Асаубалык, северный берег, место впадения р. Нуры									
июль	5,57	3,95	13,38	1,11	3,44	1,05	0,86	3,97	Высокий уровень загрязнения
октябрь	4,11	6,15	20,07	2,05	3,23	0,45	0,88	5,34	Высокий уровень загрязнения



По группе тяжелых металлов выше ПДК концентрации меди (2...3 ПДК), трехвалентный хром не обнаружен, а цинк, ртуть и шестивалентный хром ниже ПДК. Значение средневзвешенного комплексного индекса загрязненности воды по группе тяжелых металлов (КИЗВ<sub>тм</sub>) варьирует в пределах 0,48...0,8.

Величина общего средневзвешенного комплексного индекса загрязненности воды реки Нуры (КИЗВ) составила 0,81...1,09, что при концентрациях растворенного кислорода (7...14,4 мг/дм<sup>3</sup>) и БПК<sub>5</sub> (2,15...4,8 мг/дм<sup>3</sup>) по степени загрязненности соответствует нормативно-чистому и умеренному уровню загрязнения.

*Озерная система Коргалжын.* Состояние озер Исей, Султанкельды и Кокай Коргалжынской системы по гидрохимическим показателям оценено по 16 анализам проб воды, отобраным на 6-ти гидрохимических станциях (по две на каждом водном объекте) в апреле, июле и октябре 2008 г. (табл. 3).

По группе главных ионов значение КИЗВ для отдельных водных объектов составляет:

- озеро Исей – 3,8...14,41 – повышение значений прослеживается в летне-осенний период. Величину ПДК превышают содержание хлоридов (3...12,4 ПДК), сульфатов (8,1...27,9 ПДК), магния (3,3...14 ПДК) и натрия+калия (4,3...17 ПДК).
- озеро Султанкельды – 0,3...3,6 – повышение значений прослеживается в летне-осенний период. Величину ПДК в летних и осенних пробах превышают содержание хлоридов (1,4...2,5 ПДК), сульфатов (4,1...8 ПДК), магния (1,7...3 ПДК) и натрия+калия (1,9...4 ПДК).
- озеро Кокай – 0,18...4,1 – повышение значений прослеживается в летне-осенний период. Превышение ПДК наблюдается по хлоридам (до 2,9 ПДК), сульфатам (до 9,1 ПДК), магнию (до 3,3 ПДК) и натрию+калию (до 4,1 ПДК).

Величина КИЗВ<sub>бэ</sub> составляет 0,18...1,1. Содержание аммонийного азота, нитритов и нитратов, кремния не превышают ПДК. Отмечается превышение ПДК по общему железу (до 4,7 ПДК) и общему фосфору (до 3,1 ПДК).

Концентрации фторидов составляют до 4 ПДК при значениях КИЗВ<sub>яв</sub> 0,28...3,97.

Содержание нефтепродуктов не превышают ПДК, а СПАВ/АПАВ в одном случае (оз. Исей – июль) достигает до 1,5 ПДК. Значения КИЗВ<sub>ов</sub> составляют 0,3...0,95.

Состояние качества воды по гидрохимическим показателям озер Коргалжинской системы, 2008 г.

Время отбора пробы	Показатель, мг/дм <sup>3</sup>		КИЗВ <sub>ги</sub>	КИЗВ <sub>бэ</sub>	КИЗВ <sub>яв</sub>	КИЗВ <sub>ов</sub>	КИЗВ <sub>тм</sub>	КИЗВ	Степень загрязнения воды
	кислород растворенный	БПК <sub>5</sub>							
о. Исей, Кордон Камышзавод									
апрель	10,2	3,5	3,80	0,49	1,61	0,53	0,62	1,41	Умеренно загрязнённая
июль	7,16	3,01	8,30	1,13	2,79	0,95	0,46	2,73	Умеренно загрязнённая
октябрь	6,11	3,77	14,41	0,96	3,92	0,30	0,56	4,03	Высокий уровень загрязнения
о. Исей, северный берег									
октябрь	8,98	1,97	14,41	0,44	3,97	0,30	0,72	3,97	Умеренно загрязнённая
о. Султан-кельды, после впадения р. Нуры									
апрель	7,57	3,35	0,35	0,31	0,67	0,43	0,42	0,44	Нормативно чистая
июль	6,35	3,2	1,91	0,44	1,29	0,50	0,46	0,92	Нормативно чистая
октябрь	9,85	1,65	3,59	0,37	1,85	0,35	0,86	1,40	Умеренно загрязнённая
о. Султан-кельды, северный берег									
апрель	11,5	1,6	0,30	0,66	0,67	0,33	0,42	0,48	Нормативно чистая
июль	7,92	2,96	3,01	0,42	1,73	0,50	0,42	1,22	Умеренно загрязнённая
октябрь	9,63	1,9	3,27	0,34	1,80	0,45	0,50	1,27	Умеренно загрязнённая
о. Кокай, после впадения р. Нуры									
апрель	5,89	3,98	2,06	1,07	1,21	0,60	0,64	1,12	Умеренно загрязнённая
июль	11,3	2	2,88	0,94	1,65	0,40	0,68	1,31	Умеренно загрязнённая
октябрь	5,6	1,74	3,39	0,62	2,01	0,30	0,96	1,46	Умеренно загрязнённая
о. Кокай, северный берег									
апрель	11,2	0,53	0,18	0,18	0,53	0,33	0,64	0,37	Нормативно чистая
июль	7,03	2,41	3,00	1,01	1,76	0,55	0,62	1,39	Умеренно загрязнённая
октябрь	5,15	1,86	4,11	0,72	2,09	0,35	0,86	1,63	Умеренно загрязнённая

По группе тяжелых металлов выше ПДК концентрации меди (2...4 ПДК), трехвалентный хром не обнаружен, концентрации цинка и ртути ниже ПДК, а шестивалентный хром в одном случае (оз. Султанкельды – октябрь) достигает до 2 ПДК. Значение КИЗВ<sub>тм</sub> варьирует в пределах 0,42...0,96.

Величина общего КИЗВ озер Коргалжынской системы составляет:

- *озеро Исей* – 1,41...4,03, что при концентрациях растворенного кислорода (6,1...10,2 мг/дм<sup>3</sup>) и БПК<sub>5</sub> (2...3,8 мг/дм<sup>3</sup>) по степени загрязненности соответствует **умеренному и высокому уровням загрязнения**.
- *озеро Султанкельды* – 0,44...1,4, что при концентрациях растворенного кислорода (6,35...11,5 мг/дм<sup>3</sup>) и БПК<sub>5</sub> (1,6...3,35 мг/дм<sup>3</sup>) по степени загрязненности соответствует **нормативно-чистому и умеренному уровню загрязнения**.
- *озеро Кокай* – 0,37...1,63, что при концентрациях растворенного кислорода (5,15...11,3 мг/дм<sup>3</sup>) и БПК<sub>5</sub> (0,5...4 мг/дм<sup>3</sup>) по степени загрязненности соответствует **нормативно-чистому и умеренному уровню загрязнения**.

*Озера Тенгиз и Асаубалык.* Состояние озер Тенгиз и Асаубалык по гидрохимическим показателям оценено по 7 анализам проб воды, отобранным на 3-х гидрохимических станциях в апреле, июле и октябре 2008 г. (табл. 2).

По группе главных ионов значение КИЗВ<sub>ги</sub> для отдельных водных объектов в зависимости от минерализации воды составляет:

- 0,95...1,83 для пресных и солоноватых вод озера Тенгиз (апрель, июль) и озера Мал. Тенгиз (апрель), при превышении ПДК по хлоридам (до 2,4 ПДК), сульфатам (2,35...3,55 ПДК), магнию (до 1,2 ПДК), натрию- калию (до 3,1 ПДК).
- 13,38...20,7 для соленых вод озера Асаубалык (июль, октябрь) при содержании хлоридов (13,2...19,7 ПДК), сульфатов (23,5...34,6 ПДК), кальция (1,2...1,7 ПДК), магния (13,5...21,2 ПДК) и натрия+калия (15,5...23,25 ПДК).
- 182,5...243,5 для рассолов Мал. Тенгиза (июль, октябрь) при концентрациях хлоридов (197...306 ПДК), сульфатов (191...298 ПДК), кальция (3...23 ПДК), магния (273...443 ПДК) и натрия+калия (58...337 ПДК).

Среди биогенных элементов содержание аммонийного азота, нитритов и нитратов, кремния не превышают ПДК. Отмечается превышение ПДК по общему железу (до 9,6 ПДК) и общему фосфору (от 2,5 до

26,4 ПДК). Величина КИЗВ<sub>бэ</sub> составляет от 0,17...0,79 до 1,11...2,05 (оз. Асаубалык) и даже 5,88 (оз. Мал.Тенгиз – октябрь).

Концентрации фторидов составляют от 0,4...1,35 ПДК в пресных и солоноватых водах до 3,2...3,4 ПДК в соленых водах, и до 8,6...10,3 ПДК в рассолах, при этом значения КИЗВ<sub>яв</sub> варьируют в пределах 0,4...10,29.

Содержание нефтепродуктов не превышают ПДК, а СПАВ/АПАВ достигает до 1,7...4,6 ПДК (Асаубалык и Мал. Тенгиз – июль). Значения КИЗВ<sub>ов</sub> составляют 0,41...2,6.

По группе тяжелых металлов выше ПДК концентрации меди (2...5 ПДК), трехвалентный и шестивалентный хром не обнаружены, концентрации цинка и ртути ниже ПДК. Значение КИЗВ<sub>тм</sub> варьирует в пределах 0,42...1,02.

Величина общего КИЗВ составляет:

- **озеро Тенгиз** (апрель, июль) и Мал. Тенгиз (апрель) – 0,64...0,91, что при концентрациях растворенного кислорода (8,2...13,3 мг/дм<sup>3</sup>) и БПК<sub>5</sub> (0,44...3,29 мг/дм<sup>3</sup>) по степени загрязненности соответствует **нормативно-чистому уровню загрязнения**.
- **озеро Асаубалык** (июль, октябрь) – 3,97...5,34, что при концентрациях растворенного кислорода (4,11...5,57 мг/дм<sup>3</sup>) и БПК<sub>5</sub> (3,95...6,15 мг/дм<sup>3</sup>) по степени загрязненности соответствует **высокому уровню загрязнения**.
- **озеро Малый Тенгиз** (июль, октябрь) – 39...52,2, что при концентрациях растворенного кислорода (3,2...3,5 мг/дм<sup>3</sup>) и БПК<sub>5</sub> (4,1...4,3 мг/дм<sup>3</sup>) по степени загрязненности соответствует **чрезвычайно высокому уровню загрязнения**.

Необходимо отметить, что высокий и чрезвычайно высокий уровни загрязнения озер Асаубалык и Малый Тенгиз связан с процессами испарительного концентрирования озерных вод в теплый летне-осенний период.

#### **Алаколь-Сасыккольская система озер**

Река Тентек. Состояние реки в пределах проектной территории оценено по 5 анализам проб воды, отобранных в октябре 2007 г., июне и октябре 2008 г. по 2-м гидрохимическим станциям (табл. 4).

По группе главных ионов значение КИЗВ<sub>ги</sub> составляет 0,18...0,51 – повышение значений прослеживается в летний период. Величину ПДК превышает содержание сульфатов (до 1,3 ПДК – 2-ой Кордон, июнь 2008 г.).

Таблица 4

Состояние качества воды по гидрохимическим показателям водных объектов Алаколь-Сасыккольской системы озер

Время отбора пробы	Показатель, мг/дм <sup>3</sup>		КИЗВ <sub>ги</sub>	КИЗВ <sub>бэ</sub>	КИЗВ <sub>яв</sub>	КИЗВ <sub>ов</sub>	КИЗВ <sub>тм</sub>	КИЗВ	Степень загрязнения воды
	кислород растворенный	БПК <sub>5</sub>							
июнь	14,4	1,73	0,507	1,638	0,059	0,333	2,684	1,04	Умеренно загрязнённая
октябрь	-	-	0,175	0,205	0,030		2,554	0,74	Нормативно чистая
октябрь	11,1	1,52	0,260	0,431	0,011	0,467	0,343	0,30	Нормативно чистая
июнь	9,23	2,03	0,388	0,461	0,030	0,200	1,879	0,59	Нормативно чистая
октябрь	-	-	0,197	0,153	0,031		6,558	1,73	Умеренно загрязнённая
октябрь	9,39	1,32	0,259	0,505	0,020	0,400	0,299	0,30	Нормативно чистая
июнь	8,86	1,68	1,010	1,112	0,164	0,533	3,587	1,28	Умеренно загрязнённая
октябрь	-	-	0,396	0,239	0,097		6,855	1,90	Умеренно загрязнённая
июнь	8,35	1,87	0,422	3,021	0,029	0,267	1,900	1,13	Умеренно загрязнённая
июнь	8,04	1,9	0,490	1,684	0,097	0,400	2,231	0,98	Нормативно чистая

Величина КИЗВбэ составляет 0,15...1,64 – повышенные значения характерны для летнего периода. Содержание аммонийного азота, нитратов, фосфатов и кремния не превышают ПДК. Отмечается превышение ПДК по нитритам (до 1,5 ПДК – 3-ий Кордон) и общему железу (до 7,6 ПДК – 2-ой Кордон, июнь 2008 г.).

Концентрации мышьяка составляют 0,01...0,06 ПДК при значениях КИЗВяв 0,01...0,006.

Содержание СПАВ, фенолов и нефтепродуктов не превышают ПДК при значениях КИЗВов 0,2...0,47.

По группе тяжелых металлов выше ПДК концентрации меди (2...55 ПДК по всем пробам), шестивалентного хрома (до 1,8...7,0 ПДК в 4-х пробах), трехвалентный хрома (до 1,9 ПДК в 2-х пробах), кобальт не обнаружен, а цинк, кадмий, никель, свинец и марганец ниже ПДК. Значение КИЗВтм варьирует в пределах 0,3...7,6.

Величина общего КИЗВ воды реки Тентек в пределах проектной территории составила 0,3...1,7, что при концентрациях растворенного кислорода (9,2...14,4 мг/дм<sup>3</sup>) и БПК<sub>5</sub> (1,5...2,0 мг/л<sup>3</sup> по степени загрязненности соответствует **нормативно-чистому и умеренному уровню загрязнения**.

*Дельтовые озера.* В пределах проектной территории за период наблюдений отобрано 5 проб на 3-х дельтовых озерах (три гидрохимические станции).

По группе главных ионов значения КИЗВги составили 0,26...1,01 (повышение значений прослеживается в летний период). Выявлено по одному случаю превышения ПДК по сульфатам (до 1,9 ПДК), магнию (до 2,4 ПДК) и натрию+калию (до 1,05 ПДК).

Величина КИЗВбэ составляет 0,24...3,0. Содержание аммонийного азота, нитратов, кремния и фосфатов не превышают ПДК. Отмечается превышение ПДК по общему железу (3,7...15,2 ПДК в летний период) и нитритам (1,3...1,6 ПДК).

Концентрации мышьяка составляют до 0,16 ПДК при значениях КИЗВяв 0,02...0,16.

Содержание СПАВ и фенолов не превышают ПДК, а нефтепродукты в одном случае (оз. Карамойын) достигает до 1,2 ПДК. Значения КИЗВов составляют 0,27...0,53.

По группе тяжелых металлов выше ПДК концентрации меди (1,8...60,9 ПДК) и шестивалентного хрома (до 4,4...7,9 ПДК), кобальт не об-

наружен, а концентрации цинка, трехвалентного хрома, кадмия, никеля, марганца и свинца ниже ПДК. Значение КИЗВ<sub>тм</sub> варьирует в пределах 0,3...6,9.

Величина общего КИЗВ дельтовых озер составляет 0,3...1,9, что при концентрациях растворенного кислорода (8...9,4 мг/дм<sup>3</sup>) и БПК<sub>5</sub> (1,3...1,9 мг/дм<sup>3</sup>) по степени загрязненности соответствует **нормативно чистому и умеренному уровням загрязнения**.

#### **Дельта реки Урал с прилегающим побережьем Каспийского моря**

Состояние реки Урал в пределах проектной территории оценено по 4 гидрохимическим станциям, на которых пробы воды отбирались в 2007...2008 гг. (табл. 5).

По группе главных ионов значение КИЗВ<sub>ги</sub> составляет 0,47...0,60. Величину ПДК незначительно превышает содержание сульфатов.

Величина КИЗВ<sub>бэ</sub> варьирует в пределах 0,17...0,8, достигая в сентябре 2007 г. 4,42 (с. Жана-Талап / Зарослый). Отмечается превышение ПДК по нитритам (до 2,5...17,5 ПДК) и общему железу (до 1,1...1,6 ПДК).

Концентрации бора достигает 1,1...2,9 ПДК при значениях КИЗВ<sub>яв</sub> от 0,05...0,25 до 1,1...2,8.

Содержание фенолов и нефтепродуктов в 2007 г. не превышают ПДК при значениях КИЗВ<sub>ов</sub> 0,1...0,3.

По группе тяжелых металлов в 2007 году выше ПДК концентрации меди (7...15 ПДК – июнь-август) и шестивалентного хрома – от 2 до 15...48 ПДК. Значение КИЗВ<sub>тм</sub> варьирует в пределах от 0,67 до 11,0...20,0.

Величина общего КИЗВ изменяется от 1,5...4,5 (июнь-сентябрь 2007 г.) до 0,26...0,67 (октябрь-ноябрь 2007 г.), что при концентрациях растворенного кислорода (6,5...18,1 мг/дм<sup>3</sup>) и БПК<sub>5</sub> (0,7...3,55 мг/дм<sup>3</sup>) по степени загрязненности соответствует **умеренному, высокому и нормативно-чистому уровням загрязнения**. Повышенные значения КИЗВ связаны с высокими концентрациями тяжелых металлов (медь и хром шестивалентный).

При сравнении данных гидрохимических исследований, проведенных в 2005 году в пределах рассмотренных территорий, и результатов гидрохимического мониторинга 2007...2008 гг., выявлено следующее.

На территории Тенгиз-Коргалжынской системы озер для реки Нура и озер Коргалжынской системы отмечается некоторое снижение содержания общего железа и повышение содержания общего фосфора. По остальным загрязняющим веществам изменения незначительны. В 2008 г. не анализировалось содержание марганца, тогда как в 2005 году его концентрации превышали ПДК.

Состояние качества воды по гидрохимическим показателям р. Урал

Время отбора пробы	Показатель, мг/дм <sup>3</sup>		КИЗВ <sub>ги</sub>	КИЗВ <sub>бэ</sub>	КИЗВ <sub>яв</sub>	КИЗВ <sub>ов</sub>	КИЗВ <sub>тм</sub>	КИЗВ	Степень загрязнения воды
	кислород растворенный	БПК <sub>5</sub>							
с. Жана-Талап (Зарослый), 2007 г.									
июнь	7,45	2,82	0,501	0,692	1,100	0,000	13,667	3,192	Высокий уровень загрязнения
август	7	2,42	0,509	0,530	0,850	0,100	15,333	3,465	Высокий уровень загрязнения
сентябрь	9,7	2,8	0,477	4,416	0,050	0,100	8,333	2,675	Умеренно загрязнённая
октябрь	8,54	2,42	0,510	0,500	0,200	0,200	0,667	0,415	Нормативно чистая
ноябрь	10,2	2,6	0,507	0,477	0,150	0,100	0,667	0,380	Нормативно чистая
Нижняя Дамба (дамба), 2007 г.									
июнь	8,52	2,44	0,494	0,799	1	0,1	15,333	3,545	Высокий уровень загрязнения
август	7,62	2,3	0,541	0,533	0,6	0,1	12,333	2,821	Умеренно загрязнённая
сентябрь	9,8	2,52	0,470	0,609	0,55	0,2	0,000	0,366	Нормативно чистая
октябрь	9	2,5	0,497	0,434	0,25	0,3	0,667	0,430	Нормативно чистая
ноябрь	10,8	2,42	0,493	1,724	0,25	0,2	0,667	0,667	Нормативно чистая
Нижняя Дамба (дамба), 2008 г.									
февраль	9	2,03		0,376	0,3				
март	7,1	2,13		0,258	0,4				
апрель	10,7	2,15		0,969	0,5				
май	10,1	2,2		0,404					
июнь	9,5	1,9		0,344					
июль	9,4	2		0,763					
август	7,7	1,7		0,457					
сентябрь	6,9	1,1		0,325					
октябрь	16,5	1		0,288					
рукав Яицкий (Кап-Узек), 2007 г.									
июнь	6,9	3,55	0,541	0,672	1,000	0,100	16,667	3,796	Высокий уровень загрязнения
август	6,1	3,2	0,552	0,611	0,650	0,100	11,000	2,583	Умеренно загрязнённая



сентябрь	10	2,75	0,485	1,328	0,450	0,200	5,000	1,493	Умеренно загрязнённая
октябрь	8,36	2,52	0,504	0,432	0,150	0,200	0,333	0,324	Нормативно чистая
ноябрь	10,4	2,55	0,511	0,397	0,200	0,200	0,000	0,262	Нормативно чистая
рукав Яицкий (Кап-Узек), 2008 г.									
февраль	9	1,8		0,376	0,800				
март	6,7	2,63		0,263	0,500				
апрель	11,2	2,54		0,716	2,800				
май	11,4	2,49		0,600					
июнь	9,2	2,1		0,559					
июль	8,4	1,8		0,469					
август	6,4	1,4		0,422					
сентябрь	6,9	0,7		0,520					
октябрь	18,7	1,7		0,165					
Устье, 2007 г.									
июнь	8,46	2,58	0,590	0,687	0,900	0,100	20,000	4,455	Высокий уровень загрязнения
август	7,28	2,2	0,600	0,540	1,450	0,200	11,333	2,825	Умеренно загрязнённая
сентябрь	9,5	2,3	0,491	0,721	0,600	0,300	6,000	1,623	Умеренно загрязнённая
октябрь	8,84	1,94	0,527	0,627	0,150	0,300	0,667	0,454	Нормативно чистая
ноябрь	9,8	1,84	0,529	0,184	0,150	0,200	1,667	0,546	Нормативно чистая
Устье, 2008 г.									
июль	9	1,6		0,236					
август	7,4	1,5		0,337					
сентябрь	6,5	1		0,388					
октябрь	18,1	2		0,333					

Для территории Алаколь-Сасыккольской системы озер по результатам гидрохимических исследований для двух станций на реке Тентек в 2005 г. не выявлено превышения ПДК биогенными элементами, тогда как в 2007...2008 гг. отмечается превышение ПДК по нитритам (до 1,5 ПДК) и общему железу (до 7,6 ПДК). По группе тяжелых металлов в 2005 году выявлены превышения ПДК по марганцу, а в 2007...2008 гг. выше ПДК концентрации меди (2...55 ПДК), шестивалентного и трехвалентного хрома (до 1,9 ПДК). В 2005 году соединения хрома не определялись.

По территории дельты р. Урал с прилегающим побережьем Каспийского моря для 4-х гидрохимических станций по результатам исследований 2005 года в пробах воды не обнаружены тяжелые металлы (медь, цинк, свинец, марганец, ртуть и кадмий), не определялось содержание шестивалентного хрома, калия, бора и сероводорода. В 2007...2008 гг. отмечены превышения ПДК по меди и шестивалентному хрому.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бурлибаев М.Ж. и др. Гидрометрические измерения и гидрогеологические расчеты для водохозяйственных целей. – Алматы: Каганат, 2004. – 360 с.
2. Гидрохимические показатели состояния окружающей среды: справочные материалы / Под ред. Т.В. Гусевой. – М.: ФОРУМ:ИНФРА-М, 2007. – 192 с.
3. Глобально значимые водно-болотные угодья Казахстана / Том 1. Дельта реки Урал и прилегающее побережье Каспийского моря // Под ред. д.т.н. М.Ж. Бурлибаева и др. – Астана: ТОО «Типография Комплекс», 2007. – 264 с.
4. Глобально значимые водно-болотные угодья Казахстана / Том 2. Тениз-Коргалжынская система озер // Под ред. д.т.н. М.Ж. Бурлибаева и др. – Астана: ТОО «Типография Комплекс», 2007. – 286 с.
5. Глобально значимые водно-болотные угодья Казахстана / Том 3. Алаколь-Сасыккольская система озер // Под ред. д.т.н. М.Ж. Бурлибаева и др. – Астана: ТОО «Типография Комплекс», 2007. – 254 с.
6. ПР РК 52.5.06 – 03 Методические рекомендации по проведению комплексных обследований и оценке загрязнения природной среды в районах подверженных интенсивному антропогенному воздействию.– Астана.: Каганат. – 2003. – 80 с.
7. Перечень предельно-допустимых концентраций (ПДК) и ориентировочно безопасных уровней воздействия (ОБУВ) вредных веществ для воды рыбохозяйственных водоемов. Роскомрыболовство, 1993 г.

Казахстанское агентство прикладной экологии, г. Алматы



УДК 556.5;504.4.062.2(574)

**СОСТАВЛЕНИЕ БАЗЫ ДАННЫХ ДЛЯ ИНТЕГРИРОВАННОГО  
УПРАВЛЕНИЯ ВОДНЫМИ РЕСУРСАМИ В ВОССОЗДАВАЕМЫХ  
ВЕТЛАНДАХ ДЕЛЬТЫ**

Канд. геогр. наук            Л.С. Толеубаева  
   Т.Е. Сорокина  
   А.З. Таиров  
   А.Г. Аскараров

*В статье предложена проблемно-ориентированная база данных для имитационно-оптимизационных моделей.*

Вследствие антропогенных и природно-климатических факторов был серьезно нарушен естественный гидрологический режим реки Сырдарья. В целях улучшения экологической и социально-экономической обстановки в депрессивных районах Приаралья разрабатывался проект интегрированного управления водными ресурсами при поддержке Научного комитета НАТО «Наука во имя мира». В рамках данного проекта предусматривалась выработка экологически безопасных и экономически эффективных проектных решений водоустройства дельты на основе проведения комплекса полевых экспериментальных работ, использования данных дистанционного зондирования, разработки имитационно-оптимизационных моделей.

Для улучшения системы управления и эффективного использования гидроресурсов в дельтовой системе была разработана иерархически организованная структура озерных систем дельты р. Сырдарья [1], на основании которой создана структура базы данных (БД), ориентированная на информационное обеспечение разрабатываемого комплекса имитационно-оптимизационных моделей [2].

Применение методов математического моделирования в проекте предъявляет особые требования к исходной информации – разработке БД. Центральным понятием БД является «информационный объект». Каждому объекту в момент его регистрации присваивается уникальный код, который сохраняется за объектом на всем протяжении его существования. Подобное кодирование дает возможность отслеживать изменения инфраструктуры во времени. Каждому коду (объекту) соответствует таблица признаков, отражающих принадлежность информационного объекта различным слоям ГИС и моделям в разные периоды времени. Вся информа-

ция в БД хранится в виде соответствующих информационных структур (наборов таблиц), привязанных к определенным объектам. Кодировка объектов опирается на теорию сетей, где «информационный объект» является информационной точкой (в теории графов называемой «вершиной графа»), а каждая структурная связь  $p$  (в теории графов называемая «ребром графа») формируется с помощью пары информационных точек  $(j, k)_p$ , где  $j$  – информационная точка, откуда поступает поток. Подобный подход позволяет корректно отображать иерархическую структуру «информационных объектов» и алгоритмическим путем выполнять  $p$  – навигацию между ними. В частности, если  $p$  – соответствует водным ресурсам, то строится сеть распределения водных ресурсов между «информационными объектами». Объект (семейство объектов), как правило, представляется в виде одной или нескольких таблиц (справочников), каждая из которых содержит набор свойств (характеристик) объекта.

Структура БД включает в себя Справочник объектов (табл. 1), Справочник связей между объектами типа «река» (табл. 2), Справочник связей между объектами типа «гидротехническое сооружение с затвором» (табл. 3), Справочник текущих параметров водных объектов (табл. 4) и др. [2].

Таблица 1

Справочник объектов озерных систем

Код объекта	Наименование на русском языке	Наименование на английском языке	Тип объекта	
			Тип объекта	Статус объекта
01	Куандариинская озерная система	Kuandarinskaya lake system	ОС	
0101	Акколь	Akkol	О	X
0102	Марьямколь	Maryamkol	О	P, X
0103	Алтынколь	Altynkol	О	X
0104	Шубар, Шатколь, Жуанбалык	Shubar, Shatkol, Zhuanbalyk	Б	X, Э
0105	Старое русло Куандарии-1	Staroe ruslo Kuandarii-1	Р	
02	Аксайская ОС	Aksayskaya lake system	ОС	
0201	Утебас	Utebas	О	P, X
0202	Томайколь	Tomaykol	О	P, X
0203	Жубан-Садырбай	Zhuban-Sadyrbay	О	P, X
0204	Лахалы	Lakhaly	О	P, X
0205	Большой Жанай	Bolshoy Zhanay	О	P, X
0206	Малый Жанай	Maly Zhanay	О	P, X
0207	Караколь	Karakol	О	P, X
0208	Кожамберды	Kozhamberdy	Б	X
0209	Ишанколь	Ishankol	Б	X, Э

Код объекта	Наименование на русском языке	Наименование на английском языке	Тип объекта	Статус объекта
0210	Сарыколь	Sarykol	Б	Х, Э
0211	Старое русло Сырдарии	Staroe ruslo Syrdarii	Р	
0212	Старое русло Куандарии-2	Staroe ruslo Kuandarii-2	Р	
03	Камыслыбасская ОС	Kamystybasskaya lake system	ОС	
0301	Кокколь	Kokkol	Б	Х
0302	Жалтырколь	Zhaltyrkol	Б	Р, Х
0303	Кокшеколь	Kokshekol	Б	Р, Х
0304	Макпалколь	Makpalkol	О	Р
0305	Раимколь	Raimkol	О	Р, Х
0306	Жаланашколь	Zhalanashkol	О	Р, Х
0307	Каязды	Kayazdy	О	Х
0308	Жынгылды	Zhyngyldy	О	Х
0309	Талдыарал	Taldyaryl	Б	Х
0310	Кобикты	Kobikty	Б	Х
0311	Кулы	Kuly	О	Х
0312	Лайколь	Laykol	О	Р, Х
0313	Камыслыбас	Kamystybas	О	Р
0314	Канал Кенесарык	Kanal Kenesaryk	Р	
04	Акшатауская ОС	Akshatauskaya lake system	ОС	
0401	Шахай	Shakhay	Б	Х
0402	Котанколь	Kotankol	О	Р, Х
0403	Шомишколь	Shomishkol	О	Р, Х
0404	Караколь	Karakol	О	Р
0405	Караколь	Karakol	Б	Х
0406	Акшатау	Akshatau	О	Р
0407	Канал Акшатау	Kanal Akshatau	Р	
0408	Канал Ардана	Kanal Ardana	Р	
05	Приморская прав. ОС	Seaside right-bank lake system	ОС	
0501	Акжар	Akzhar	Б	Х
0502	Тущебас	Tushchebas	О	Р, Х
0503	Сартерень	Sarteren	О	Х
0504	Есенбай-Батпакты	Esenbay-Batpakty	Б	Х
0505	Насосколь	Nasoskol	Б	Х
0506	Аймекен	Aymeken	Б	Х
0507	Тажедин	Tazhedin	О	Х
0508	Домалак	Domalak	О	Р
0509	Карашалан	Karashalan	О	Р, Х
0510	Байсары (канал Домалак)	Baysary	Р	
06	Приморская левобережная ОС	Seaside left-bank lake system	ОС	
0601	Акбасты	Akbasty	Б	Р, Х

Код объекта	Наименование на русском языке	Наименование на английском языке	Тип объекта	Статус объекта
0602	Ушайдын	Ushaydyn	Б	Х
0603	Когалы	Kogaly	Б	Х
0604	Науша	Nausha	Б	Х
0605	Жыланды	Zhylandy	Б	Х
0606	Картма	Kartma	Б	Х
0607	Каракамыш	Karakamysh	Б	Х, Э
0608	Куилыс	Kuilys	Б	Х, Э
0609	Жарыкколь	Zharykkol	Б	Х
0610	Баян	Bayan	О	Р, Х
0611	Жангылышарал	Zhangylysharal	Б	Х
07	Малое море	Small sea	М	Р
08	Большое море	Big sea	М	
09	Сырдарья	Syrdaria	Р	
0901	до Казалинского гидроузла			
0902	от Казалинского до Аманоткельского гидроузла			
0903	от Аманоткельского до Аклакского гидроузла			

*Примечание:* ОС – озерная система, Б – болото, Р – река, О – озеро, М – море, Р – рыбное, Х – хозяйственное, Э –экологическое.

Статус объекта:

**Рыбное** – водоемы со средней глубиной 2,5...3,0 м, с минерализацией не более 8...10 г/дм<sup>3</sup>, с нерестовыми и нагульными площадями, с возможными возобновляемыми естественными рыборесурсами местных видов, а также искусственное зарыбление и отлов рыб.

**Хозяйственное** – водоемы и болота с заливными прибереговыми поймами со средней глубиной 1,5...2,5 м, минерализацией не более 2,0...4,0 г/дм<sup>3</sup> с целью получения строительного и топливного камыша, пастбищ и сенокоса для животноводства, разведения водоплавающих птиц, возможности бахчеводства и огородничества.

**Экологическое** – болота и заливные площади со средней глубиной 1,0...1,5 м, в основном на осушенном дне восточного морского побережья, для смягчения негативных последствий, возможности создания ареала для поддержки диких животных и птиц.

Произведено обследование водохозяйственной инфраструктуры дельты с определением основных параметров естественных протоков и искусственных каналов, а также водорегулирующих гидротехнических сооружений.

Водохозяйственная инфраструктура дельты включает водораспределительную сеть – естественные протоки и искусственные каналы в земляном русле, водорегулирующие сооружения – трубчатые бетонные водовыпуски.

Таблица 2

Справочник связей между объектами типа «река»  
по Аксай-Куандариинской ОС

Код главного объекта	Код подчиненного объекта	Средняя ширина по дну	Коэффициент заложения откосов	Уклон	Коэффициент Шези	Максимально допустимое значение расхода (м <sup>3</sup> /с)
0901	0101	3,00	1,00	0,09400	28,60	9,08
0101	0102	3,00	1,00	0,09400	28,60	9,08
0102	0105	3,00	1,00	0,09400	28,60	9,08
0211	0202	3,00	1,00	0,00006	30,60	0,7
0209	0210	3,00	1,00	0,02800	28,60	5,0
0211	0203	12,00	1,00	0,00002	36,80	11,1
0212	0209	3,00	1,00	0,00002	33,30	1,5
0207	0212	3,00	1,00	0,09400	28,60	9,08
0209	08	3,50	1,00	0,00110	32,10	2,2
0210	08	4,50	1,00	0,00027	33,30	7,3
0212	08	3,00	1,00	0,09400	28,60	9,08
0104	08	3,00	1,00	0,09400	28,60	9,08
0902	0305	14,00	1,00	0,00041	37,40	29,1

Выявление количественных характеристик гидравлических связей между водоемами озерных систем является необходимым компонентом для совершенствования системы управления водными ресурсами в дельте Сырдарьи. Результаты полевых обследований выявили в целом неудовлетворительное состояние объектов водохозяйственной инфраструктуры дельты. Многие шлюзы на каналах были разрушены весенними ледоходами и подпорами воды с озерных систем. Ремонт и текущая профилактика из-за отсутствия средств не проводились. Пропускная способность каналов уменьшилась из-за зарастания растительностью, заиливания дна и обрушения береговой насыпи. Подача воды из р. Сырдарьи в озерные системы осуществляется с помощью дамб. Открытие и закрытие дамб осуществляется несвоевременно из-за отсутствия средств и вода на системы поступает нерегулярно. Часто временные дамбы на каналах размываются, и вода обратно поступает в р. Сырдарью, тем самым нарушается водный режим озерных систем.



Исходная информация для оценок пропускной способности водораспределительной сети и водорегулирующих сооружений получена в ходе полевых гидрологических работ в дельте Сырдарьи.

Таблица 3  
Справочник связей между объектами типа «гидротехническое сооружение с затвором» по Аксай-Куандаринской ОС

Код главного объекта	Код подчиненного объекта	Отметка порога сооружения (м)	Суммарная ширина пролетов (м) или диаметр трубы	Максимальное открытие затворов (м)	Максимально допустимое значение расхода (м <sup>3</sup> /сек)
0101	0205	57,97	1,00		4,1
0105	0103	57,16	1,00		3,5
0105	0104	58,01	1,00		2,6
0103	0207	55,25	5,40	2,00	39,7
0901	0211	58,00	3,00	1,50	6,0
0901	0201	58,20	3,00	1,50	6,0
0203	0204	57,14	12,00	2,00	54,5
0204	0205	57,48	9,00	2,00	26,7
0205	0206	55,63	9,50	1,50	51,6
0206	0208	55,50	1,60	1,00	1,5
0206	0207	55,25	5,40	2,00	14,4
0206	0212	55,25	5,40	2,00	14,4
0101	0205	57,97	1,00		4,1

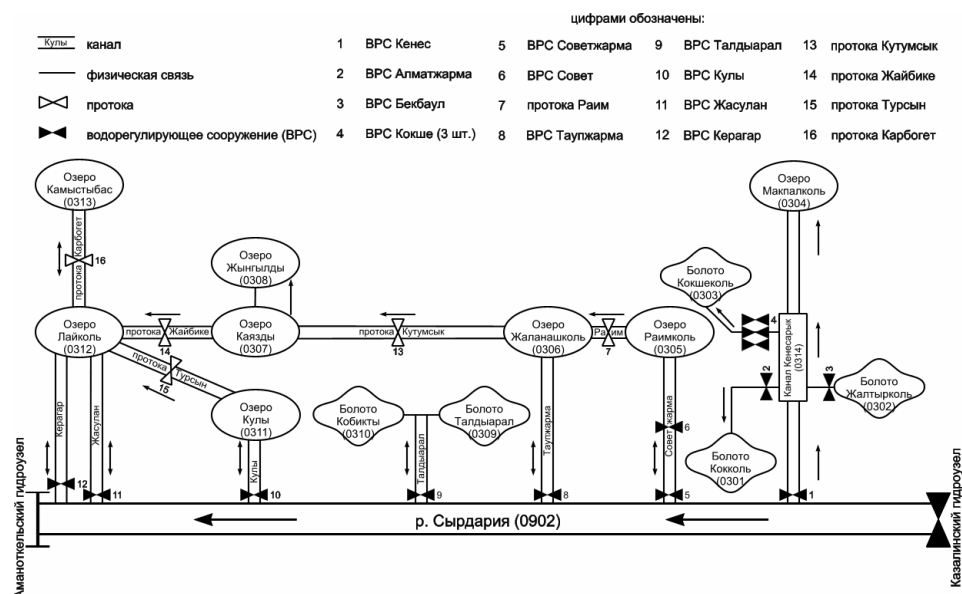
Получены морфометрические характеристики и водно-солевой режим по основным водным объектам дельты в составе шести исследуемых озерных систем (табл. 4) [3, 4].

На основании данных полевых обследований и космического зондирования разработана имитационная модель движения водных потоков в дельте р. Сырдарьи, выполненная в виде шести взаимодействующих озерных систем, включающих 53 водных объекта. На рис. приведен фрагмент имитационной модели движения водных потоков в дельте р. Сырдарьи для одной из шести озерных систем – Камыстыбасской.

Таблица 4

Справочник текущих параметров водных объектов  
по Аксай-Куандаринской ОС

Код объекта	Дата измерения	Абс. высота уреза воды, м	Площадь свободной поверхности	Объем воды в аквагории	Средняя глубина, м	Минерализация воды, г/дм <sup>3</sup>
0101	04.2005	60,61	9,9	23,2	1,9	0,55
	04.2006	61,82	12,0			1,59
0102	04.2005	67,36	30,2	54,8	1,8	1,54
	07.2005					
	10.2005	66,08	21,6			3,61
	03.2006					
0103	04.2006	59,94	25,0	13,2	1,5	2,98
	04.2005	58,56	8,9			1,73
	10.2005	57,16	5,0			3,81
	04.2006	56,50	2,0			
0104	04.2005					
	07.2005					
	10.2005					
0201	04.2005	63,00	5,2	11,9	2,3	1,03
	07.2005	61,70	3,2			
	10.2005	61,92	3,6			
	04.2006		5,0			
0202	04.2005	66,91	3,4	8,4	2,5	1,04
	07.2005	66,60	2,0			
	10.2005	65,50	2,2			
	04.2006		3,0			
0203	04.2005	59,27	41,8	59,4	1,4	0,64
	07.2005	57,37	10,1			
	10.2005	57,87	20,7			
	04.2006	58,14	23,0			0,69
0204	04.2005	59,15	60,6	50,2	0,8	0,79
	07.2005	58,16	13,5			
	10.2005	58,79	27,3			1,29



*Рис. – Имитационная модель движения водных потоков в Камыстыбасской озерной системе.*

Работа выполнена в рамках международного проекта «Интегрированное управление водными ресурсами в целях восстановления ветландов Аральского моря (Северная часть)».

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Мальковский И.М., Толеубаева Л.С., Сорокина Т.Е., Таиров А.З., Аскарлов А.А. Разработать гидроэкологические основы регулирования и распределения речного стока в Арало-Сырдаринской природно-хозяйственной системе на принципах интегрированного управления водными ресурсами // Вопросы географии и геоэкологии. – Алматы, 2009. – №1-2. – С. 22-29.
2. Мальковский И.М., Толеубаева Л.С., Сорокина Т.Е., Таиров А.З., Аскарлов А.А. Интегрированное управление водными ресурсами в целях восстановления ветландов Аральского моря (Северная часть) // Вопросы географии и геоэкологии. – Алматы, 2009. – №1-2. – С. 35-42.
3. Сорокина Т.Е. Озерные системы дельты реки Сырдария / Материалы международной научно-практической конференции «Сатпаевские чтения». 10-11 апреля 2008 г. – Алматы, 2008. – С. 184-186.
4. Таиров А.З. Гидрохимический режим нижнего течения р. Сырдария и химический состав воды, питающих озерные системы дельты реки / Материалы международной научно-практической конференции «Сатпаевские чтения». 10-11 апреля 2008 г. – Алматы, 2008. – С. 187-189.



УДК 626.823.4

**К ВОПРОСУ БОРЬБЫ С ДОННЫМИ НАНОСАМИ  
НА РЕЧНЫХ ВОДОЗАБОРАХ**

М.А. Ли

*На основании экспериментальных исследований модели пескогравелиовки определены основные параметры улавливания крупных наносов при минимальных затратах энергии и средств.*

При заборе воды из речных потоков для нужд водохозяйственного комплекса возникает ряд эксплуатационных затруднений вследствие попадания наносов в каналы, особенно при водозаборе из горных и предгорных рек, где из-за больших скоростей потока донные и взвешенные наносы свободно транспортируются даже при меженных расходах. Одним из факторов возникновения этих проблем является несовершенство наносоулавливающих устройств на водозаборных узлах.

Разработанная в Казахском научно-исследовательском институте водного хозяйства (КазНИИВХ) новая конструкция пескогравелиовки обеспечивает эффективную борьбу с наносами при водозаборе в оросительные каналы горно-предгорной зоны [1]. Целью совершенствования пескогравелиовки является увеличение перехвата донных наносов, повышение эффективности удаления наносов из наносоперехватывающей галереи пескогравелиовки и уменьшение величины промывного расхода для гидротранспорта наносов.

Поставленная цель достигается тем, что пескогравелиовка располагается на криволинейном участке канала (рис. 1). Криволинейность русла канала способствует развитию поперечной циркуляции потока и смещению основной массы донных наносов к выпуклому берегу. Также для повышения эффективности гидротранспорта наносов в наносоперехватывающей галерее пескогравелиовки устанавливается шнековый механизм, соединенный приводом с водяным колесом.

Пескогравелиовка содержит установленную в подводящем русле канала наносоперехватывающую галерею, располагаемую под углом к динамической оси потока, дно которой ниже отметки дна канала и выполнено с уклоном в сторону промывного отверстия.

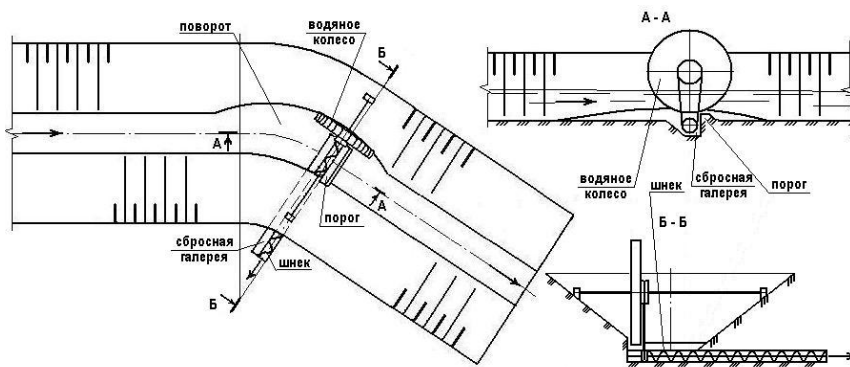


Рис. 1. Схема пескогравелиловки.

Начало наносоперехватывающей галереи размещается от начала кривой на расстоянии  $2/3 L_{кр}$ , где  $L_{кр}$  – длина криволинейного участка по вогнутому берегу. Ширина дна наносоперехватывающей галереи 0,3...0,4 м, верхняя сторона имеет откос  $m = 1$ , а нижняя – прямая без откоса. По оси наносоперехватывающей галереи устанавливается шнек диаметром 0,15...0,20 м, с шагом резьбы  $(1,2...1,5) D_{max}$ , где  $D_{max}$  – максимальный диаметр наносов, попадающих в пескогравелиловку. В головной части шнек имеет колесо зубчатой или ременной передачи. В головной части наносоперехватывающей галереи у вогнутого берега канала устанавливается водяное колесо, которое приводит в движение шнек с помощью приводов зубчатой или ременной передачи.

Само водяное колесо приводится в движение водным потоком, протекающим в канале, а расположение колеса на вогнутом берегу способствует интенсивному его вращению за счет повышенных скоростей, образующихся поперечной циркуляцией потока.

Шнек от нижней вертикальной стенки наносоперехватывающей галереи располагается на расстоянии  $(0,8...0,9) D_{max}$ , с тем, чтобы крупные фракции наносов могли перемещаться с помощью шнека, не застревая и не заклиниваясь между стенкой и шнеком.

С тем, чтобы исключить перескакивание частиц наносов через наносоперехватывающую галерею, ее нижняя стенка завышена над дном канала на высоту  $D_{max}$  и образует порог.

Наносоперехватывающая галерея заканчивается у выпуклого берега и соединяется с промывным отверстием, перекрываемым плоским щитом. Промывное отверстие соединяется нанососбросным трактом.

Моделирование позволяет путем сопоставления различных вариантов выбрать наиболее целесообразные с технической и экономической сторон

решения, рассматривая такие вопросы, как возможность облегчения и упрощения конструкций, разработка новых конструктивных предложений.

Моделирование выполняется из предположения идентичности критериев  $Fr$  (число Фруда). Для удовлетворения критерия Рейнольдса задача состоит в том, чтобы число Рейнольдса для модели превышало величину, допускаемую по условиям обеспечения режима течения, относящегося к переходной зоне –  $Re_M > Re_D$ .

Принимая расчетные размеры, изготовлена лабораторная модель пескогравиеловки (табл. 1) для проведения экспериментальных исследований.

Таблица 1

Основные размеры модели пескогравиеловки

Параметр	Размер, м
Ширина канала по верху $B_k$	0,852
Ширина канала по низу $b_k$	0,14
Высота канала $h_k$	0,205
Диаметр шнека $d_{ш}$	0,013
Длина шнека $l_{ш}$	0,3
Шаг резьбы	0,015
Диаметр водяного колеса $D_{в.к.}$	0,26

Расходы воды определялись на треугольных водосливах мерных баков. Дозатором в лоток подавались частицы наносов.

Проведено 4 серии опытов при различных расходах подаваемых в наносоперехватывающую (сбросную) галерею. Данный расход изменялся в пределах от 0,5 % до 5 % от входного расхода установки.

Распределение расходов воды на модели пескогравиеловки показало, что:

- расход воды на выходе модели  $Q_e$  изменяется пропорционально входному расходу, при этом средний расход воды наносоперехватывающей галереи  $Q_c$  находился в пределах до 5 % входного расхода  $Q_0$  (0,00011...0,00389 м<sup>3</sup>/с), хотя в отдельных случаях при очень малых входных расходах  $Q_0$  расход воды сбросной галереи  $Q_c$  доходил до 16,2 %;
- расход воды сбросной галереи  $Q_c$  мало зависит от изменения величины входного расхода  $Q_0$  в процессе эксперимента, так в первой серии опытов увеличение входного расхода  $Q_0$  от 0,029 м<sup>3</sup>/с до 0,076 м<sup>3</sup>/с привел к росту расхода галереи  $Q_c$  от 0,0001 до 0,00011 м<sup>3</sup>/с (10%), т.е. почти в пределах точности измерений, аналогично и в остальных сериях опытов;

- при высокой степени точности измерения расходов воды на модели пескогравиеловки следует отметить, что наиболее рациональным является 5 % предел расхода воды наносоперехватывающей галереи  $Q_e$  от входного расхода воды  $Q_0$ , дальнейшее увеличение нецелесообразно по причине снижения эффективности экспериментальной установки.

Распределение мутности воды в экспериментальной установке следующее (рис. 2):

- на выходе модели мутность воды  $p_e$  изменялась в пределах  $0,047...0,132 \text{ кг/м}^3$ , в то время на входе мутность  $p_0$  лежала в пределах  $0,092...0,314 \text{ кг/м}^3$ , т.е. степень осветления равна  $30...63 \%$ ;
- мутность воды в галерее  $p_e$  в зависимости от величины мутности воды на входе модели  $p_0$  изменялась в широких пределах  $1,117...31,061 \text{ кг/м}^3$ , т.е. превышала входную мутность воды во много раз;
- с увеличением расхода воды  $Q_0$  в процессе экспериментов отмечается небольшое снижение мутности воды в сбросной галерее  $p_e$ , что свидетельствует о том, что имеются определенные значения расхода воды, характеризующиеся достижением максимальной степени захвата наносов при принятых параметрах пескогравиеловки.

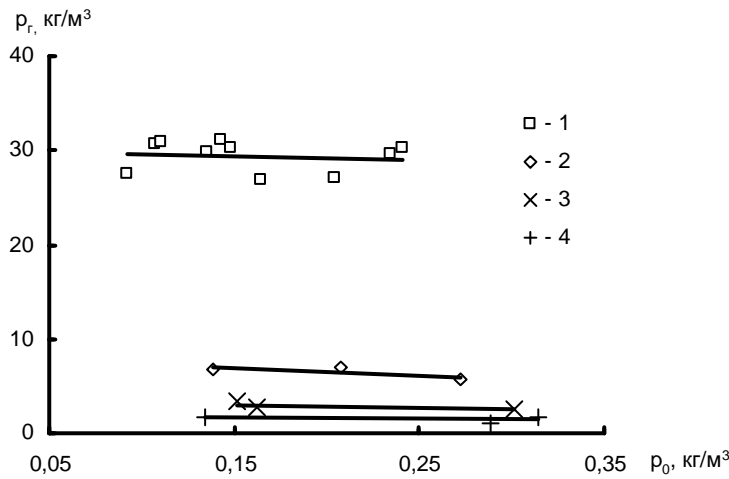


Рис. 2. Распределение мутности воды экспериментальной установки:  
 1 –  $Q_e = 0,11 \text{ л/с}$ ; 2 –  $Q_e = 0,76 \text{ л/с}$ ; 3 –  $Q_e = 1,88 \text{ л/с}$ ; 4 –  $Q_e = 3,85 \text{ л/с}$ .

Анализ зависимости относительного расхода наносов  $q/q_0$  от относительного расхода воды  $Q/Q_0$  (рис. 3) показал, что с достаточно высокой степенью достоверности аппроксимации  $R^2 = 0,8324$  описывается уравнением

$$y = 0,0543 \ln x + 0,7404 . \quad (1)$$



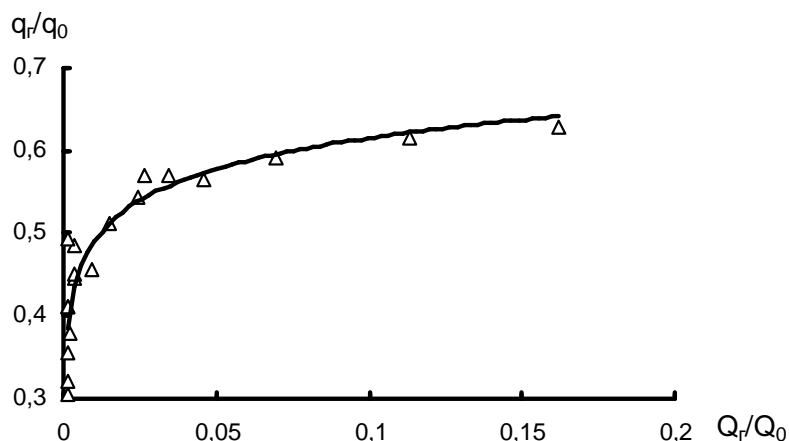


Рис. 3. Зависимость относительного расхода наносов от относительного расхода воды.

Наиболее эффективный захват наносов отмечается при расходе воды сбросной галереи в пределах 5 % от входного расхода воды, дальнейший рост расхода воды галереи не приводит к существенному увеличению расхода перехватываемых наносов. Рекомендуемый расход воды наносоперехватывающей галереи находится в промежутке между 3 % и 5 % общего расхода воды.

Фракционный анализ состава наносов на входе модели и в сбросной галерее показал, что:

- наносы диаметром более 2 мм составляют на входе 6,51 % до 13,03 %, а в галерее от 14,86 % до 19,79 %; наносы диаметром от 2 мм до 1 мм составляют на входе 32,8 % до 46,8 %, а в галерее от 37,15 % до 48,33 %; наносы диаметром менее 1 мм составляют на входе 41 % до 57,7 %, а в галерее от 33,15 % до 44,85 %;
- явно прослеживается закономерность, чем более крупные наносы, тем более высокая степень захвата наносов пескогравелировкой, т.е. при среднем содержании фракции диаметром более 2 мм равном 10,45 % на входе в галерее среднее содержание этой фракции составило 17,82 %, фракции диаметром 2...1 мм, соответственно, 40,8 % и 42,69 %, фракции диаметром менее 1 мм – 48,8 % и 39,69 %.

Предлагаемая конструкция пескогравелировки обеспечивает эффективное улавливание крупных наносов с минимальными затратами энергии и средств, что подтверждается результатами экспериментальных исследо-

ваний. Основой положительного эффекта является комплекс технических, гидравлических и конструктивных решений: сбросная галерея с порогом, поперечная циркуляция потока на повороте, шнек с приводом на водяное колесо и т.д. Применение шнека с водяным колесом, по нашему мнению обеспечивает вынос наносов из сбросной галереи, в то время как решающим фактором эффективного захвата наносов являются другие вышеназванные факторы.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Комитет по правам интеллектуальной собственности Министерства юстиции РК. Авторское свидетельство № 48052. Пескогравиеловка. Базарбаев А.Т., Ли М.А. – Астана, 2004.

КазНИИВХ, г. Тараз

#### **ӨЗЕН БАС ТОҒАНДА ТҮПТІК ТАСЫНДЫЛАРМЕН ҚҮРЕСУ СҰРАҚТАРЫНА АРНАЛҒАН**

М.А. Ли

*Тәжірибелі құмтас тұтқыш моделін зерттеу негізінде құрамдар мен энергияның минималды шығындармен ірі тасындыларды ұстаудың параметрлерді анықтау.*

УДК 551.510.42

**О СОСТОЯНИИ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ РЕСПУБЛИКИ  
КАЗАХСТАН ЗА 1 ПОЛУГОДИЕ 2009 ГОДА**

П.К. Шингисова

Г.Н. Баспакова

*Информация о состоянии окружающей среды подготовлена по результатам работ, проведенных на наблюдательной сети национальной гидрометеорологической службы Республики Казахстан.*

**Состояние воздушного бассейна**

Наблюдения за состоянием атмосферного воздуха выполняются в наиболее крупных городах и промышленных центрах республики. Перечень подлежащих контролю загрязняющих веществ установлен с учетом объема и состава выбросов в атмосферу. Основными критериями качества являются значения предельно допустимых концентраций (**ПДК**) загрязняющих веществ в воздухе населенных мест [1, 5]. Уровень загрязнения атмосферы оценивается по величине комплексного индекса загрязнения атмосферы (**ИЗА**), который рассчитывается по пяти веществам с наибольшими нормированными на **ПДК** значениями с учетом их класса опасности [4].

За **1 полугодие 2009 г.** наблюдения за состоянием атмосферного воздуха проводились на 56 стационарных постах наблюдений (ПНЗ) в 23 населенных пунктах республики: городах Актау, Актобе, Алматы, Астана, Атырау, Балхаш, Жезказган, Караганда, Кокшетау, Костанай, Кызылорда, Риддер, Павлодар, Петропавловск, Семей, Талдыкорган, Тараз, Темиртау, Уральск, Усть-Каменогорск, Шымкент, Экибастуз и пос. Глубокое.

По данным наблюдений наибольший уровень загрязнения воздуха наблюдается в г. Алматы ( $ИЗА_5 = 13,5$ ). К загрязненным городам ( $ИЗА_5 \geq 5$ ) отнесено 11 городов, в том числе с высоким уровнем загрязнения воздуха ( $ИЗА_5 \geq 7$ ) – 7 городов.

В 14 городах отмечены средние концентрации диоксида азота в пределах 1,1...2,6 **ПДК** (наибольшая в г. Усть-Каменогорске), в 10 городах взвешенных веществ (пыли) – в пределах 1,1...2,8 **ПДК** (наибольшая в г. Атырау и г. Астане), в 7 городах формальдегида в пределах 1,3...4,3 **ПДК** (наибольшая в г. Алматы) и фенола в пределах 1,3...2,7 **ПДК** (наибольшая в г. Темиртау), в 3 городах диоксида серы в пределах 1,5...2,1 **ПДК** (наи-

большая в г. Кызылорде и г. Усть-Каменогорске). Содержание аммиака в г. Темиртау составило 1,6 ПДК, оксида углерода в г. Алматы – 1,4 ПДК.

Разовые концентрации диоксида азота выше ПДК наблюдались в 19 городах, взвешенных веществ – в 16 городах, оксида углерода – в 11 городах, фенола – в 9 городах, диоксида серы – в 4 городах, аммиака, фтористого водорода и сероводорода – в 3 городах (табл. 1).

В 1 полугодие зарегистрировано 3 случая высокого загрязнения атмосферного воздуха: в г. Балхаше разовая концентрация диоксида серы превышала допустимую норму в 15,9 раз, в г. Усть-Каменогорске – оксида углерода в 10...14 раз.

Таблица 1

Сведения о степени загрязнения атмосферного воздуха городов в целом по Республике Казахстан за 1 полугодие 2009 года

Примесь	Число городов	Кратность превышения ПДК средней концентраций		Число городов, где концентрации превышали ПДК	
		из средних	из максимальных	средние	максимальные
Взвешенные вещества	23	1,1	2,3	10	16
Диоксид серы	22	0,5	1,2	3	4
Оксид углерода	22	0,4	1,9	1	11
Диоксид азота	22	1,2	2,5	14	19
Оксид азота	4	0,4	0,2	0	0
Аммиак	4	0,9	1,2	1	3
Сероводород	6	0,0	1,0	0	3
Фтористый водород	3	0,6	2,6	0	3
Серная кислота	2	0,2	0,1	0	0
Фенол	10	1,4	2,6	7	9
Формальдегид	8	2,9	0,9	7	2
Хлор	2	0,1	0,2	0	0
Хлористый водород	2	0,4	1,6	0	2
Мышьяк	3	0,2	0,0		

В 1 полугодие 2009 года в сравнении с 1 полугодием 2008 года в городах Актау, Балхаш, Жезказган, Караганда, Кызылорда, Костанай, Павлодар, Петропавловск, Тараз и Экибастуз уровень загрязнения атмосферного воздуха значительно не изменился, в г. Актобе, г. Атырау, г. Семей г. Усть-Каменогорске, г. Уральске и пос. Глубокое – возрос, в г. Алматы, г. Астана, г. Риддер, г. Темиртау и г. Шымкент – снизился (табл. 2).

Приоритетный список городов Республики Казахстан по уровню  
загрязнения атмосферного воздуха

Населенный пункт	ИЗА <sub>5</sub>		Отрасли промышленности
	I полугодие 2008 г.	I полугодие 2009 г.	
Алматы	14,3	13,5	автотранспорт, энергетика
Усть-Каменогорск	7,7	10,1	цветная металлургия, энергетика
Шымкент	11,8	9,4	цветная металлургия, химическая, нефте- перерабатывающая
Актобе	7,9	9,0	черная металлургия, химическая
Темиртау	9,4	7,9	черная металлургия, химическая
Караганда	7,2	7,9	энергетика, угледобывающая, автотранспорт
Тараз	7,0	7,7	химическая
Жезказган	6,5	6,8	цветная металлургия, энергетика
Риддер	7,7	6,5	цветная металлургия, энергетика
Семей	4,1	5,4	энергетика, строительных материалов
пос. Глубокое	3,4	5,4	цветная металлургия
Атырау	2,7	4,8	нефтеперерабатывающая
Астана	9,7	4,7	энергетика, автотранспорт
Кызылорда	5,0	4,3	энергетика
Петропавловск	4,3	4,2	энергетика, приборостроение
Актау	4,3	4,0	химическая
Костанай	3,1	3,5	энергетика
Уральск	1,9	3,0	энергетика
Балхаш	2,9	2,4	цветная металлургия, энергетика
Павлодар	2,0	1,9	нефтеперерабатывающая, энергетика
Талдыкорган*		1,8	энергетика
Кокшетау		1,3	энергетика
Экибастуз	1,2	1,0	энергетика, угледобывающая
<b>Средний ИЗА</b>	<b>5,91</b>	<b>5,50</b>	

*Примечание:*\* – в г. Талдыкорган комплексные ИЗА рассчитаны по 2 примесям

### Качество поверхностных вод

Сеть наблюдений за качеством поверхностных вод суши включает действующие гидропосты национальной гидрометеорологической службы. Основными критериями качества вод по гидрохимическим показателям являются значения предельно допустимых концентраций (ПДК) загрязняющих веществ для водоемов рыбохозяйственного, водопользования [3]. Уровень загрязнения поверхностных вод суши оценивается по величине ком-

плексного индекса загрязненности воды (*ИЗВ*), который используется для сравнения и выявления динамики изменения качества вод [2].

Данные мониторинга загрязнения поверхностных вод приведены по бассейнам рек: Ертис (Восточно-Казахстанская и Павлодарская области), Урал и Эмба (Актюбинская, Западно-Казахстанская и Атырауская области), Есиль (Акмолинская и Северо-Казахстанская области), Нура (Акмолинская и Карагандинская области), Тобол (Костанайская область), Талас, Шу (Жамбылская область), Сырдарья (Южно-Казахстанская и Кызылординская области), Иле (Алматинская область) и оз. Балкаш.

За 1 полугодие 2009 г. из общего количества обследованных водных объектов к «чистым» отнесено 9 рек, 4 водохранилища, 2 озера и 1 канал. Наиболее представлен класс «умеренно-загрязненных» водных объектов – 41 река, 7 водохранилищ, 2 канала и 3 озера. Классу «загрязненных» водных объектов принадлежит 8 рек, 4 озера и 1 водохранилище. К «грязным» водным объектам относятся р. Тихая (ВКО) и оз. Бийликоль (Жамбылская). К классу «очень грязных» водных объектов отнесена 1 река – Шерубайнура (Карагандинская), к классу «чрезвычайно-грязных» водных объектов р. Красноярка (ВКО) и р. Кара-Кенгир (Карагандинская) (табл. 3).

В перечне основных загрязняющих веществ, превышающих значения ПДК, присутствуют 16 ингредиентов, из которых наиболее распространёнными являются медь, сульфаты, железо общее, БПК<sub>5</sub>, азот нитритный, фенолы, нефтепродукты, хром (6+) и цинк(2+) (табл. 4).

За 1 полугодие 2009 года экстремально высокое загрязнение (ЭВЗ) наблюдалось в 8 случаях на 3 водных объектах: реках Красноярка (ВКО) – 2 случая ЭВЗ, Кара-Кенгир (Карагандинская) – 4 случая ЭВЗ и Шерубайнура (Карагандинская) – 2 случая ЭВЗ.

Высокое загрязнение (ВЗ) поверхностных вод на территории Казахстана было отмечено в 76 случаях на 14 водных объектах: реках Ертис (1 случай ВЗ), Брекса (2 случая ВЗ), Ульби (9 случаев ВЗ), Глубочанка (6 случаев ВЗ), Тихая (6 случаев ВЗ), Красноярка (5 случаев ВЗ) (ВКО), Илек (19 случаев ВЗ) (Актюбинская), Келес (3 случая ВЗ) (ЮКО), Нура (2 случая ВЗ), Сары-Булак (2 случая ВЗ), оз. Султанкельды (5 случаев ВЗ) (Акмолинская), Шерубайнура (1 случай ВЗ), Кара-Кенгир (10 случаев ВЗ) (Карагандинская), оз. Бийликоль (5 случаев ВЗ) (Жамбылская).

В 1 полугодие 2009 года в сравнении с 1 полугодием 2008 года отмечаются следующие изменения качества поверхностных вод.

Таблица 3

Состояние загрязнения поверхностных вод по гидрохимическим показателям за 1 полугодие 2009 года

Класс и характеристика качества воды по величине ИЗВ					
II класс, «чистая», ИЗВ 0,31...1,00	III класс, «умеренно загрязненная», ИЗВ 1,01...2,50	IV класс, «загрязненная», ИЗВ 2,51...4,00	V класс, «грязная», ИЗВ 4,01...6,00	VI класс, «очень грязная», ИЗВ 6,01...10,00	VII класс, «чрезвычайно грязная», ИЗВ >10
рр. Урал (Атырауская), Кигач, Шароновка, Эмба, Беттыбулак, Катта-Бугунь, Бугунь, Кара-Ертис (ВКО), Есиль (СКО), вдхр. Вячеславское, вдхр. Усть- Каменогорское, вдхр. Буктырма, вдхр. Сергеевское, оз. Маркаколь, оз. Улькен Алматы, кан. Кушум	рр. Ертис (ВКО), Деркул, Буктырма, Большой Узень, Жабай, Есиль, Ак- Булак, Нура (Акмолинская), Тобол, Аят, Тогызак, Иле, Есик, Коргас, Текес, Каркара, Баянкол, Каскелен, Турген, Киши Алматы, Есентай, Улькен Алматы, Талас, Шу,	рр. Брекса, Ульби, Глубочанка, Илек (Акжолдинская), Убаган, Сары- Булак, Карабалга, Токташ, вдхр. Кенгирское, оз. Шалкар, оз. Улькен Шабакты, оз. Султанкельды, оз. Балкаш	р. Тихая, оз. Бийликколь	р. Шерубайнура	р. Красноярка, р. Кара-Кенгир

Асса, Аксу, Сырдарья, Бадам, Оба, Емель, Аягуз, Урал (ЗКО), Чаган, Утва, Малый Узень, Илек (ЗКО), Орь, Шарын, Шилик, Беркара, Келес, вдхр. Капшагай, вдхр. Бартогай, вдхр. Куртинское, вдхр. Самаркандское, вдхр. Ташуткульское, вдхр. Шардаринское, вдхр. Каратомарское, оз. Копа, оз. Бурабай, оз. Шортан, кан. Ертис- Караганда, кан. Нура- Есиль				
--	--	--	--	--



Таблица 4

## Перечень основных загрязняющих компонентов в поверхностных водах за 1 полугодие 2009 года

Ингредиент	Пределы ПДК	Количество объектов	Название рек и водоемов
Медь	1,3...65,0	55	рр. Ертис, Кара-Ертис, Бухтырма, Брекса, Тихая, Ульби, Глубочанка, Красноярка, Оба, Емель, Аягуз, Тобол, Аят, Тогызак, Есиль (Акмолинская), Нура, Кара-Кенгир, Шерубайнура, Иле, Шилик, Шарын, Текес, Коргас, Турген, Каркара, Есик, Каскелен, Баянкол, Киши Алматы, Есентай, Улькен Алматы, Талас, Шу, Асса, Аксу, Карабалта, Беркара, Токташ, Келес, Бадам, Сырдарья (ЮКО), водохранилища Буктырма, Усть-Каменогорское, Каратомарское, Кенгирское, Самаркандское, Капшагай, Куртинское, Бартогай, Ташуткольское, Шардаринское, озера Балкаш, Улькен Алматы, Бийликоль, кан. Ертис-Караганда
Сульфаты	1,1...13,6	30	рр. Емель, Аягуз, Большой Узень, Малый Узень, Утва, Илек (ЗКО), Тобол, Аят, Тогузак, Убаган, Есиль, Ак-Булак, Сары-Булак, Нура, Аксу, Карабалта, Токташ, Келес, Бадам, Сырдарья, водохранилища Каратомарское, Сергеевское, Кенгирское, Шардаринское, озера Шалкар, Копа, Улькен Шабакты, Султанкельды, Бийликоль, кан. Нура-Есиль
Железо общее	1,1...5,7	19	рр. Ертис, Буктырма, Брекса, Тихая, Ульби, Оба, Емель, Урал (ЗКО), Чаган, Деркул, Есиль (СКО), Шарын, Текес, Турген, Каскелен, Есик, Улькен Алматы, Сырдарья (Кызылординская), оз. Маркаколь

Азот нитритный	1,1...38,9	19	рр. Глубочанка, Емель, Аягуз, Урал (ЗКО), Тогузак, Есиль (Акмолинская), Жабай, Сары-Булак, Нура, Кара-Кенгир, Шерубайнура, Шу, Келес, Бадам, водохранилища Куртинское, Ташуткольское, Шардаринское, озера Копа, кан. Нура-Есиль
БПК <sub>5</sub>	1,5...19,3	19	рр. Урал (ЗКО), Чаган, Деркул, Большой Узень, Малый Узень, Орь, Эмба, Сары-Булак, Кара-Кенгир, Шерубайнура, Шу, Аксу, Карабалта, Беркара, Токташ, вдхр. Ташуткольское, озера Султанкельды, Бийликоль
Кремний	1,1...1,4	15	рр. Иле, Шилик, Шарын, Текес, Коргас, Турген, Каскелен, Баянкол, Киши Алматы, Есентай, Улькен Алматы, водохранилища Капшагай, Куртинское, Бартогай, оз. Улькен Алматы
Фториды	1,1...14,6	15	рр. Ак-Булак, Жабай, Бетгыбулак, Нура (Акмолинская), Каскелен, Киши Алматы, Есентай, озера Бурабай, Улькен Шабакты, Шортан, Султанкельды, Улькен Алматы, Бийликоль, вдхр. Куртинское, кан. Нура-Есиль
Фенолы	1,2...3,0	14	рр. Чаган, Деркул, Большой Узень, Малый Узень, Утва, Илек (ЗКО), Орь, Шерубайнура, Шу, Аксу, Карабалта, Токташ, озера Шалкар, Султанкельды
Цинк <sup>(2+)</sup>	1,2...50,0	12	рр. Ертис (ВКО), Брекса, Тихая, Ульби, Глубочанка, Красноярка, Нура (Карагандинская), Бадам, водохранилища Кенгирское, Самаркандское, кан. Ертис-Караганда, оз. Балкаш
Магний	1,1...2,6	10	рр. Есиль (Акмолинская), Ак-Булак, Келес, Бадам, Сырдарья, вдхр. Шардаринское, озера Копа, Улькен Шабакты, Султанкельды, кан. Нура-Есиль

Аммоний солевой	1,1...11,7	7	рр. Красноярка, Аят, Тогызак, Убаган, Сары-Булак, Кара-Кенгир, Шерубайнура
Нефтепродукты	1,2...12,4	7	рр. Сары-Булак, Кара-Кенгир, Шу, Карабалта, водохранилища Кенгирское, Самаркандское, оз. Балкаш
Хлориды	1,3...6,6	7	рр. Большой Узень, Малый Узень, Ак-Булак, Убаган, озера Копа, Султанкельды, Шалкар
Марганец	1,8...5,4	5	реки Брекса, Тихая, Ульби, Глубочанка, Красноярка
Хром (6+)	1,3...2,4	5	рр. Урал (ЗКО), Большой Узень, Малый Узень, Илек (Актюбинская), оз. Шалкар
Бор	16,5	1	р. Илек (Актюбинская)

**Бассейн р. Ертис.** Качество воды в реках Ертис (Павлодарская), Тихая, Красноярка ухудшилось, в реке Ульби – улучшилось. В реках Ертис (ВКО), Кара Ертис, Буктырма, Брекса, Глубочанка, Оба, Емель, Аягуз (ВКО) состояние качества воды существенно не изменилось.

**Бассейн рек Урал и Эмба.** В реках Урал (ЗКО), Орь (Актюбинская), Чаган, оз.Шалкар (ЗКО) качество воды ухудшилось, в р. Кушум (ЗКО) – улучшилось. Уровень загрязненности рек р. Урал, Кигач, пр. Шароновка (Атырауская), Эмба (Актюбиская), Деркул, Большой Узень, Малый Узень, Утва (ЗКО) существенно не изменился.

**Бассейн р. Тобол.** Загрязненность рек Тобол, Аят, Тогызак, Убаган и вдхр. Каратомарское существенно не изменилось.

**Бассейн р. Есиль.** Уровень загрязненности воды рек Есиль (Акмолинская и СКО), Ак-Булак, Беттыбулак, Жабай, озер Копа, Бурабай, Шортан, Улькен Шабакты, кан. Нура-Есиль, водохранилищ Вячеславское (Акмолинская) и Сергеевское (СКО) существенно не изменился. Качество воды в реке Сары-Булак ухудшилось.

**Бассейн р. Нуры.** Качество воды в реках Нура (Карагандинская и Акмолинская), Кара-Кенгир и вдхр. Самаркандское значительно не изменилось. Повысилась загрязненность воды рек Шерубайнура и кан. Нура-Есиль, снизилась – вдхр. Кенгирское.

**Озеро Балкаш (Карагандинская).** Уровень загрязненности поверхностных вод оз. Балкаш возрос.

**Бассейн р. Иле.** Состояние загрязненности воды в реках Иле, Есентай, Киши Алматы, Улькен Алматы, Турген, Шарын, Шилик, Есик, Баянкол, Каскелен, Текес, Коргас, Каркара, водохранилищах Бартогай, Куртинское, Капшагай и оз. Улькен Алматы осталось на прежнем уровне.

**Бассейн рек Талас и Шу.** Качество воды в реках Талас, Асса, Аксу, Шу, Карабалта и вдхр. Ташуткольское существенно не изменилось. Повысилась загрязненность воды р. Беркара и оз. Бийликоль.

**Бассейн р. Сырдарья.** В состоянии загрязненности рек Сырдарья (ЮКО и Кызылординская области), Бадам, Бугунь, Катта-Бугунь и вдхр. Шардаринское значительного изменения не произошло. Качество воды р. Келес улучшилось.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. ГН 2.1.6.696-98. РК 3.02.037.99. Гигиенические нормативы. Ориентировочные безопасные уровни воздействия (ОБУВ) загрязняющих веществ в ат-

- мосферном воздухе населенных мест. – М.: Минздрав России, 1998. – С. 70-201.
2. Методические рекомендации по формализованной комплексной оценке качества поверхностных и морских вод по гидрохимическим показателям. Госком по гидрометеорологии. – М.: 1988. – 10 с.
  3. Перечень предельно-допустимых концентраций ( ПДК ) и ориентировочно безопасных уровней воздействия (ОБУВ) вредных веществ для воды рыбохозяйственных водоемов. – Роскомрыболовство, 1993.
  4. РД 52.04.186-89. Руководство по контролю загрязнения атмосферы. Госком по гидрометеорологии. Минздрав. – М., 1991. – С. 383-425.
  5. Санитарно-эпидемиологические правила и нормы: «Санитарно-эпидемиологические требования к атмосферному воздуху», 18.08.2004 г., №629, 175 с.
  6. СанПиН 3.02.003-04. Санитарно-эпидемиологические требования по охране поверхностных вод от загрязнения. – Алматы: Министерство здравоохранения РК, 2004.

РГП «Казгидромет», г. Алматы

**ҚАЗАҚСТАН РЕСПУБЛИКАСЫ ҚОРШАҒАН ОРТАСЫНЫҢ  
2009 ЖЫЛДЫҢ Б ІРІНШІ ЖАРТЫ ЖЫЛДЫҒЫНДАҒЫ  
ЛАСТАНУ ЖАҒДАЙЫ**

П.К. Шингисова

Г.Н. Баспакова

*Қоршаған ортаның ластануы туралы ақпарат «Казгидромет» РМК ұлттық гидрометеорологиялық қызметтің бақылау орындарында қоршаған ортаның экологиялық мониторингін жүргізу жөніндегі арнаулы бөлімшелерінің негізінде дайындалды.*