

*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

№ 2

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, канд. геогр. наук;
О.С. Галаева (компьютерная сборка, техническая редакция).

Переводы на казахский язык:

А.У. Ортбаева;

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЯ И ЭКОЛОГИЯ

№ 2 (53)

©

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

О.Е. Семенов О массовой концентрации частиц в пограничном слое ветропесчаного потока.	7
А.В. Чердниченко Ресурсы конвективной облачности Северного Казахстана за вегетационной период по данным метеорологических радаров. ...	28
Л.В. Лебедь, Л.П. Гаврилова, Е.Г. Царева К агрометеорологическому обоснованию приемов улучшения аридных пастбищ путем фитомелиорации.	41
Ж.К. Ахмадиева К оценке чувствительности некоторых агроклиматических показателей увлажнения применительно к атмосферным засухам на территории Казахстана.	52
М.В. Перова Влияние элементов форм рельефа на средние температуры воздуха на территории Северного, Северо-Западного Кыргызстана. ...	59
А.Х. Ахмеджанов, А.Н. Искаков Определение коэффициентов объемного поглощения инфракрасного излучения парниковыми газами.	72
И.С. Брусенская Влияние горизонтальной разнесенности анемометров на рассчитанные значения вертикальных сдвигов ветра.	78
А.Х. Ахмеджанов, Т.К. Караданов Определение оптических параметров атмосферы по данным космического зондирования.	84
Дж.Г. Мамедов Методика расчёта изменчивости наибольших расходов взвешенных наносов рек Большого Кавказа (в пределах Азербайджанской Республики). ...	91
Ж.Қ. Турениязова, М.Ж. Бурлібаев Іле алабының климаттық жағдайын зерттеу нәтижелерінен.	97
С.Б. Саиров, В.Г. Ушаков Реконструирование рядов максимальных расходов воды весеннего половодья рек бассейна Верхнего Ертиса.	103
М.Ж. Бурлибаев, А.М. Бажиева Шу өзенинің төменгі ағыстағы деңгейлік тәртібі.	109

Ж.Д. Достай, С.Қ. Әлімқұлов	
Ағынды қатарларын қалпына келтіру кезінде туындайтын мәселелер.	114
М.Ж. Бурлибаев, Т.И. Нарбаев, Марс Т. Нарбаев	
Совершенствование метода кривых обеспеченности наполнений водохранилища.	120
Керез Мухтар кызы	
Гидроэкологическое районирование бассейна реки Чу.	127
М.Х. Сарсенбаев, М.Г. Баженов, С.Р. Жанпейсова	
Логистическое управление водными и земельными ресурсами в степной зоне Казахстана.	132
Е.В. Куликова, Н.А. Тирская	
Особенности накопления и распределения тяжелых металлов в органах и тканях рыб Бухтарминского водохранилища.	144
Р.А. Мирзадинов, З.Е. Баязитова, И.Р. Мирзадинов	
Классификация экосистем Туркистанского района.	153
А.С. Абрамов, Н.Г. Бреусов, Н.Н. Рубанюк, И.В. Шенбергер, Ш.Г. Курмангалиева	
Особенности загрязнения реки Ертис в Восточно-Казахстанской и Павлодарской областях.	162
КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ	
М.Ж. Аширбеков	
Исследования грунтовых вод на хлопковых полях Голодной степи.	169
Б.Э. Бекмухамедов, Р.Э. Юнусов, В.В. Долгов, А.А. Мухамедгалиев	
Создание автоматизированного рабочего места эколога для мониторинга нефтяных загрязнений с использованием аэросъемочных данных.	173
КРИТИКА И БИБЛИОГРАФИЯ	
М.Ж. Бурлибаев	
Ж.Д. Достай «Управление гидроэкосистемой бассейна озера Балкаш».	177
М.Ж. Бурлибаев	
И.М. Мальковский «Географические основы водообеспечения природно-хозяйственных систем Казахстана».	180
ХРОНИКА	
150 лет со дня первых метеорологических наблюдений в г. Верном.	183
О.Е. Семенов (к 70-летию со дня рождения).	187

CONTENTS

SCIENTIFIC ARTICLES

O.E. Semenov About mass concentration of particles at the boundary layer of the wind sand flow.	7
A.V. Cherednichenko Resources of a convective cloudiness of the Northern Kazakhstan for the vegetative period according to set of meteorological radar data.	28
L.V. Lebed, L.P. Gavrilova, E.G. TSareva To agrometeorological substantiation of the receptions of the arid pastures improvement by phytomelioration.	41
ZH.K. Akhmadiyeva To an estimation of sensitivity of some agroclimatic parameters of humidifying with reference to atmospheric droughts at the Kazakhstan's territory.	52
M.V. Perova Influence of elements of the relief forms to average air temperatures at the Northern, Northwest Kyrgyzstan territories.	59
A.KH. Akhmedzhanov, A.N. Iskakov Definition of the coefficients of a volumetric absorption of infra-red radiation by greenhouse gases.	72
I.S. Brusenskaya Influence horizontal diversity of the anemometers to the wind vertical shifts calculated values.	78
A.KH. Akhmedzhanov, T.K. Karadanov Definition of the optical parameters of an atmosphere according to a cosmic sounding.	84
J.H. Mamedov Methodic of a calculation of the greatest suspended sediment load discharges of the Great Caucasus Rivers (at the Azerbaijan Republic territory).	91
ZH.K. Turenijazova, M.ZH. Burlibayev About some results of a studying of a climatic conditions at the Ile River Basin.	97
S.B. Sairov, V.G. Ushakov Reconstruction of the maximal discharges ranges of a spring freshet by Verchny Ertys Rivers Basin.	103
M.ZH. Burlibayev, A.M. Bagieyva Water level regime at the SHu River lower reach.	109

Zh.D. Dostai, S.K. Alimkulov	
The problem of the flow ranges restoration.	114
M.ZH. Burlibayev, T.I. Narbayev, Mars T. Narbayev	
Improvement of the probability curves' method of water reservoirs fillings.	120
Kerez Mukhtar Kyzy	
SHu River Basin hydroecological zoning.	127
M.H. Sarsenbayev, M.G. Bazhenov, S.R. Zhanpeisova	
Logistical water and ground resources management at the Kazakhstan's steppe zone.	132
Y.V. Kulikova, N.A. Tirskaia	
Features of accumulation and distribution of heavy metals into organs and tissues of fishes of the Bukhtarma Reservoir.	144
R.A. Mirzadinov, Z.E. Bayazitova, I.R. Mirzadinov	
The classification at the Turkestan Region ecosystems.	153
A.S. Abramov, N.G. Breusov, N.N. Rubanyuk, I.V. Shenberger, Sh.G. Kurmangalieva	
Features of pollution of the river Ertys in the East Kazakhstan and Pavlodar areas.	162
BRIEF REPORTS	
M. KZ. Ashirbekov	
Researches of the subsoil waters on the Hungry Steppe cotton fields	169
B.E. Bekmukhamedov, R.E. Yunusov, V.V. Dolgov, A.A. Mukhamedgaliyev	
Creation of the automated ecologist workplace for monitoring oil pollution with use aero-film-making data.	173
CRITICISM AND BIBLIOGRAPHY	
M.ZH. Burlibayev	
Zh.D. Dostai «Management of the Balkash Lake Basin hydroecosystem»	177
M.ZH. Burlibayev	
I.M. Malkovsky «Geographical principles of the water delivery of the Kazakhstan's natural-economic systems».	180
CHRONICLE	
150 years from the date of the first meteorological observation at the Berny City.	183
O.E. Semenov (to 70-anniversary)	187

УДК 551.515.8+551.515.3

О МАССОВОЙ КОНЦЕНТРАЦИИ ЧАСТИЦ В ПОГРАНИЧНОМ СЛОЕ ВЕТРОПЕСЧАНОГО ПОТОКА

Канд. физ.-мат. наук О.Е. Семенов

Приводятся результаты измерений массовой концентрации частиц песка в пограничном слое ветропесчаного потока в полевых условиях и в аэродинамической трубе. Профили концентрации выше уровня $z_1 = 15...20$ мм в обоих случаях аппроксимируются степенной

функцией $C(z) = C_1 \left(\frac{z}{z_1} \right)^{-\beta}$, где C_1 – концентрация песка на высоте z_1 .

В аэродинамической трубе ниже этого уровня перенос песка носит струйный характер. Концентрация массы частиц в струе можно описать функцией $C(z) = A \cdot z^b \exp(-\alpha \cdot z)$, где A , b и α – числовые множители. При небольших скоростях потока обнаруживается до 3...5 тонких струй песка. В этих условиях профиль массовой концентрации песка в потоке ниже уровня z_1 можно представить в виде системы уравнений этой функции.

Попытки получить данные о переносе массы песка при песчаных бурях в тонком приповерхностном слое предпринимались и раньше. В 1937 г. Багнольд опубликовал результаты измерений относительной концентрации переносимого в воздушном потоке песка в пограничном слое аэродинамической трубы над песчаной поверхностью. Им приведен график изменения с высотой отношения концентрации на измеряемой высоте C_z к концентрации C_5 на верхней границе пограничного слоя, равной пяти сантиметрам. Получить такие относительные оценки можно путем измерений отношений токов фотометра на двух уровнях. Значения массовой концентрации Багнольд не рассматривал, так как его фотометр не был отградуирован на содержание массы песка в воздушном потоке [12].

Следующие публикации относительных измерений переносимой массы песка в пограничном слое ветропесчаного потока были уже советских ученых. Измерения в аэродинамической трубе выполнил Знаменский с помощью пескоуловителей своей конструкции [6]. Приборы Знаменско-

го позволяли определять переносимую массу песка в слое толщиной в один сантиметр. Позже аналогичные лабораторные и полевые измерения этими же приборами до высоты 10 см сделал Сенкевич [11]. Они получили количественно очень близкие между собой результаты и позволили оценить относительное содержание массы песка на различных уровнях ветропесчаного потока в процентах от всей его массы в пограничном слое ветропесчаного потока.

Высота, см	1	2	3	4	5	6	7	8
Знаменский	45	20	13	7...9	5...7	3	2...4	1,4...3
Сенкевич	44	24	14	8	4,5	2,7	1,6	0,8

В конце 20 и начале 21 века вновь возрос интерес к изучению тонкого пограничного слоя ветропесчаного потока, как на Западе, так и в нашей стране [15,16,17]. Обзор исследований западных ученых сделан Баттерфайлдом [15]. Наиболее интересные результаты получены самим Баттерфайлдом. Средний размер частиц дюнного песка, с которым проводились эксперименты, равен по его данным 184 мкм. Он исследовал в аэродинамической трубе профили скоростей ветропесчаного потока и горизонтального потока массы песка. Для изучения последнего использовались уловитель песка и оптический прибор с высокой степенью разрешения измерений по высоте потока с шагом в 19 мкм. На установке Баттерфайлда из монохроматического излучения лазера формировался плоский луч света высотой 20 мм, который пересекал ветропесчаный поток. Ослабленный потоком частиц свет попадал на матрицу длиной 25,6 мм, состоящую из 1024 фотодиодов, размер каждого из них был 500×25 мкм. Одновременно измерялся и профиль скорости ветра. Эксперимент проводился под управлением компьютера при динамических скоростях потока u_* в интервале 0,27...0,44 м/с. Установка Баттерфайлда была откалибрована в единицах твердого расхода песка в $г\ см^{-2}\ с^{-1}$. Баттерфайлд получил четыре профиля потока массы песка (твердого расхода), и обнаружил три слоя высотой 0...2; 2...19 и выше 19 мм, отличающиеся различным распределением массы песка с высотой переноса, и предложил два нижних участка аппроксимировать экспоненциальными кривыми вида

$$q(z) = 9,44 \cdot 10^{-3} \exp(-1,81 \cdot \zeta),$$

q – расход массы песка, ζ – безразмерная высота.

Максимальная масса песка переносилась во время эксперимента в слое ниже 2 мм. На приводимых им рисунках хорошо виден струйный характер переноса песка, но автор почему-то не обратил на это внимания.

Аналитические решения уравнения диффузии о распределении твердых взвешенных монодисперсных частиц в ограниченном сверху потоке жидкости, по-видимому, впервые получено Прандтлем [8]. Для профиля счетной концентрации им получено уравнение

$$n(z) = n_1 \left(\frac{z}{z_1} \right)^{-\frac{w_g}{bu_*}}, \quad (1)$$

где n_1 – количество взвешенных частиц в единице объема самого нижнего слоя потока, z_1 – высота этого слоя от поверхности, w_g – скорость свободного падения частиц, u_* – динамическая скорость и b – константа, равная, по оценке Прандтля, 0,55...0,65.

Для развитых пыльных бурь в условиях стационарного во времени и однородного в пространстве потока с мелкими взвешенными в приземном слое атмосферы монодисперсными частицами пыли Баренблатт и Голицын [1, 2, 14] получили для случая безразличной стратификации аналогичное решение профилей объемной концентрации $s(z)$ с показателем степени

$$\beta = w_g / (\alpha_0 \cdot \kappa \cdot u_*), \quad (2)$$

здесь $\alpha_0 = k_m / k_\tau$ – отношение коэффициентов обмена массы и импульса, $\kappa = 0,4$ – постоянная Кармана.

Теоретические исследования профилей концентрации песка в пограничном слое ветропесчаного потока, к сожалению, не проводились.

Полевой фотометр для измерения массовой концентрации песка в потоке

Лишь оптические методы измерения позволяют изучать строение тонкого, прилегающего к поверхности, пограничного слоя ветропесчаного (двухфазного) потока толщиной несколько сантиметров. Для измерения концентрации песка в этом слое в натуральных условиях при песчаных бурях, у нас был создан простой малогабаритный фотометр, основанный на рассеянии тонкого плоского пучка света толщиной около одного миллиметра и шириной 12...13 миллиметров на летящих частицах. Прибор отличается простотой, небольшими габаритами и высокой надежностью, т.е. теми качествами, которые необходимы при работе в экстремальных условиях песчаных бурь (рис. 1).

Ослабление светового потока при рассеянии света на аэрозолях, как известно, описывается законом Бугера: $\Phi = \Phi_0 \cdot e^{-\beta L}$, где Φ – ослабленный на аэрозолях поток света на участке длиной L , Φ_0 – интенсивность светового

го потока в чистом воздухе, β – коэффициент рассеяния (ослабления). Коэффициент β является функцией концентрации частиц, распределения их по размерам и зависит от длины волны излучения λ , т.е. $\beta = \int_{r_1}^{r_2} \pi r^2 k(\rho) f(r) dr$, где r – радиус частиц, $k(\rho)$ – коэффициент площади рассеяния для одной частицы, $\rho = \frac{2\pi r}{\lambda}$ [7]. Теоретически эта функция хорошо исследована лишь для монохроматического излучения. Зависимость коэффициента ослабления от концентрации для немонахроматических источников приходится получать эмпирически, путем тарировки приборов в потоках с известной концентрацией и функцией распределения частиц по размерам. Однако при рассеянии света на очень больших частицах ($r \gg \lambda$) следует ожидать, что зависимость коэффициента ослабления β от длины волны становится несущественной, так как при безразмерном отношении $\rho > 40$ коэффициент площади рассеяния $k(\rho)$ асимптотически стремится, по теории рассеяния Ми, к 2 для всех длин волн видимой части спектра излучения.

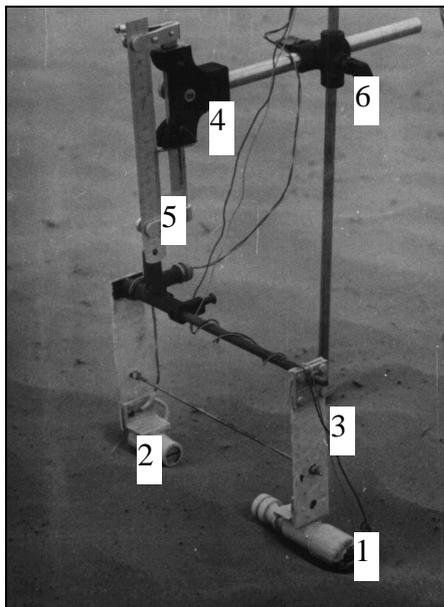


Рис. 1. Внешний вид малогабаритного фотометра для полевых исследований пограничного слоя ветропесчаного потока.

Фотометр состоит из источника узкого направленного светового потока 1, фотоприемника 2, корпуса 3, линейки для измерения высоты положе-

ний 4, реечного механизма перемещения по высоте 5 и штатива 6. В источнике светового потока расположены: источник света, фокусирующая линза, диафрагма и оптическое стекло. Стекло ограничивает базу измерений и защищает линзу от абразивного воздействия частиц песка. На выходе источника образуется плоский световой луч с углом расхождения 30 мин, шириной 12...13 мм и толщиной 0,5...1,0 мм на базе измерения в 106 мм.

В фотоприемнике размещены: оптическое стекло, диафрагма, фокусирующая линза и приемник излучения. В качестве последнего использован *p-n* переход фототранзистора, включенного в вентильном режиме. Такое включение обеспечило высокую линейность фототока. Была получена зависимость тока фотометра от температуры воздуха на уровне двух метров для исключения погрешностей измерений при изменении температуры воздуха

Фотометр градуировался в потоке с известными концентрациями песка. Для этих целей в узкой камере, пересекаемой лучом фотометра, создавался равномерный поток песка с заданной величиной твердого расхода q . Дозатор с песком размещался выше камеры на расстоянии 40 см, которое позволяло падающим частицам песка достигать скорости, равной их гидродинамической крупности w_g . В этом случае $q = C \cdot w_g$ и концентрация в камере C легко рассчитывается по известным величинам q и w_g . Градуировка фотометра осуществлялась последовательно в потоках частиц размером 50...70, 70...100 и 100...140 мкм. Результаты измерений с частицами разного размера в полулогарифмической системе координат хорошо ложились на прямую линию зависимости $C = f\left(\frac{I}{I_0}\right)$.

Таким образом, градуировочный график изменения тока фотометра следует экспоненциальной зависимости

$$I = I_0 \cdot e^{-kCL}, \quad (3)$$

где коэффициент ослабления $\beta = kC$, причем $k = 8,2$ и в достаточно широком диапазоне концентрации от 10^{-4} до $2,5 \cdot \text{мг}/\text{см}^3$ для частиц физического песка остается постоянным. В указанном интервале концентраций немонахроматичность источника света, очевидно, не повлияли на закон рассеяния Бугера, так как безразмерное отношение $\rho = \frac{2 \cdot \pi \cdot r}{\lambda}$ достигало несколько сот [7].

В экспедиции, с помощью описанного фотометра, выполнены измерения профилей концентрации переносимого ветром песка при пыль-

ных бурях в приповерхностном слое, высотой от 2,5 мм до 45...50 мм над уровнем песчаной поверхности. Работу проводили над ровной песчаной поверхностью, покрытой эоловой рябью, с логарифмически нормальным распределением частиц песка по размерам со средним геометрическим размером $x_0 = 90$ мкм и стандартным отклонением $\sigma_{\lg x} = 0,12$ в песках Абдулкум. Они расположены на левом берегу р. Или выше впадения в неё р. Курты. Измерения по фотометру сопровождались градиентными наблюдениями скорости ветра в слое от 0,25 м до 8 м, температуры и градиентов температур в слое 0,2...2 м. Это позволяло определять u_* , параметр шероховатости z_0 и число Ричардсона Ri_1 для уровня одного метра.

Измерено 30 профилей концентрации песка при пыльных бурях и поземках. Каждое наблюдение занимало от 5 до 10...15 минут. Особенно много времени занимали измерения в нестационарных, резко изменяющихся условиях. В этих условиях ошибки измерения возрастали. Значительные погрешности были при измерении высоты переноса песка на низких уровнях при больших скоростях ветра, когда поверхность быстро изменяла свои геометрические характеристики. Это привело к тому, что после критического просмотра и анализа в нашем распоряжении остались материалы лишь 19 профилей массовой концентрации песка. Они были сгруппированы по значениям динамической скорости u_* и усреднены.

На рис. 2 приведены примеры профилей концентрации песка при разных динамических скоростях потока. На рисунке видно, что измерить концентрацию песка в потоке ниже высоты 5 мм при больших скоростях ветра не удалось, так как уровень её поверхности во время измерений быстро изменялся вследствие дефляции. Полученные профили аппроксимируются степенной формулой

$$C(z) = C_1 \left(\frac{z}{z_1} \right)^{-\beta} . \quad (4)$$

Определение параметров формулы (4) для полученных профилей дало следующие значения C_1 и β , где C_1 – концентрация на уровне $z_1 = 1$ см.

$u_* = 0,32$ м/с	$C_1 = 0,207 \cdot \text{мг/см}^3$	$\beta = 0,97$
$u_* = 0,40$ м/с	$C_1 = 0,265 \cdot \text{мг/см}^3$	$\beta = 1,05$
$u_* = 0,53$ м/с	$C_1 = 0,36 \cdot \text{мг/см}^3$	$\beta = 0,7$
$u_* = 0,73$ м/с	$C_1 = 0,77 \text{ мг/см}^3$	$\beta = 1,11$

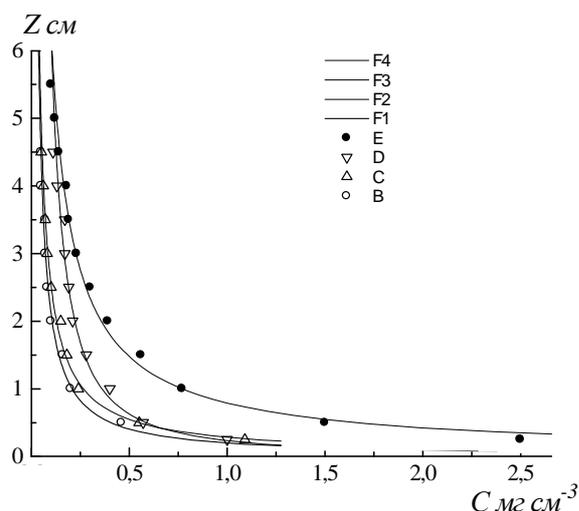


Рис. 2. Вертикальные профили концентрации песка в пограничном слое ветропесчаного потока при различных скоростях ветра во время бурь. $B - u_* = 0,32 \text{ м/с}$, $C - u_* = 0,4 \text{ м/с}$, $D - u_* = 0,53 \text{ м/с}$, $E - u_* = 0,73 \text{ м/с}$. F_1, F_2, F_3, F_4 – аппроксимирующие измерения функции (4).

Таким образом, удалось получить профили массовой концентрации песка в пограничном слое ветропесчаного потока в натуральных условиях песчаной пустыни во время бурь. Как показали Прандтль, Баренблатт и Голицын, β должен быть функцией отношения $\frac{w_g}{u_*}$, где w_g – гидродинамическая крупность частиц песка (скорость их свободного падения) [1, 2, 8].

Обратимся вновь к вопросу о возможности лабораторных исследований структуры ветропесчаного потока в пограничном слое аэродинамических труб. Мы уже говорили о близости измерений Знаменского и Сенкевича, полученных в лабораторных и полевых условиях. Сравним теперь наши профили, полученные в полевых условиях, с лабораторными данными измерений Р. Багнольда [12, 13]. Так как у него для профиля C_z/C_5 не приведено значение динамической скорости, то мы взяли для сравнения два своих профиля, полученных при различных значениях динамической скорости – 0,4 и 0,5 м/с. Для них также были рассчитаны относительные концентрации C_z/C_5 (табл. 1). Результаты измерений Багнольда согласуются с нашими данными при динамической скорости потока $u_* = 0,5 \text{ м/с}$.

Таблица 1

Сравнение профилей относительной концентрации песка C_z/C_5 в естественном потоке и в аэродинамической трубе

z, см	Относительная концентрация C_z/C_5		
	в натуральных полевых условиях		в аэродинамической трубе
	$u_* = 0,39$ м/с	$u_* = 0,5$ м/с	по Багнольдту, 1936 г. [12]
5	1	1	1
3,5	2	2	1,5
2	4	4	3,5
1	7	9	10
0,5	11	12	12
0,25	22	15	15...16

Сравнение этих измерений указывают на широкие возможности лабораторного метода исследований кинематики и динамики приповерхностного слоя ветропесчаного потока, аналогом которого является пограничный слой аэродинамической трубы с логарифмическим профилем скорости потока. Исследования в аэродинамической трубе позволяют в наиболее короткие сроки и с наименьшими затратами получить информацию о строении приповерхностного пограничного слоя ветропесчаного потока.

Регистратор вертикальных профилей концентрации песка в пограничном слое аэродинамической трубы

Для исследования вертикальных профилей концентрации переносимых потоком частиц аэродинамическая труба КазНИИЭК [10] оборудована установкой для их регистрации на двух координатном самописце. Внешний вид установки, с установленным на нем оптическим квантовым генератором (ОКГ) на инжекционном лазерном диоде и приемником его излучения, представлен на рис. 3. Её блок-схема представлена на рис. 4. Регистрация профилей концентрации основана на непрерывной записи ослабления луча лазера вследствие его рассеяния на переносимых воздушным потоком частицах песка при перемещении ОКГ по вертикали. База измерений при этом равна ширине канала аэродинамической трубы, т.е. 150 мм. ОКГ непрерывного излучения с фокусирующей линзой и щелевой диафрагмой укреплен на подвижной П-образной раме (5), перемещаемой электромотором с редуктором (2) в неподвижной станине (6). Питание ОКГ осуществляется от источника тока со стабилизацией тока инжекционного диода. С противоположной стороны подвижной рамы (5) установлен приемник излучения лазера (11) В качестве приемника излуче-

ния применен кремниевый диод, работающий в фотодиодном режиме. Сигнал с него подается на вход «X» двух координатного самописца (9).

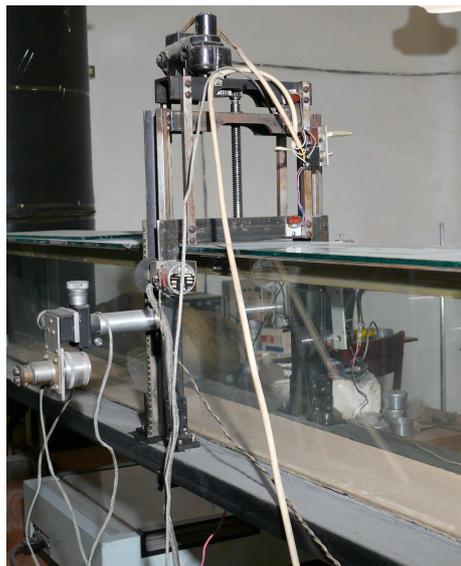


Рис. 3. Автоматическая установка для регистрации профилей концентрации песчаных частиц в пограничном слое ветропесчаного потока на аэродинамической трубе КазНИИЭК.

Перемещение рамы (5) в станине (6) при помощи зубчатой ременной передачи передается на прецизионный потенциометр (7), вращение ползунка которого вызывает изменение напряжения на входе «У» двух координатного самописца (9). Таким образом, на ленте самописца записывается зависимость изменения концентрации песка в потоке от высоты над поверхностью песка. Стабилизированные источники питания постоянного тока (1), (3) и (4) служат, соответственно, для питания ОКГ, электромотора (2) и потенциометра (7) регистратора высоты луча ОКГ над исследуемой поверхностью.

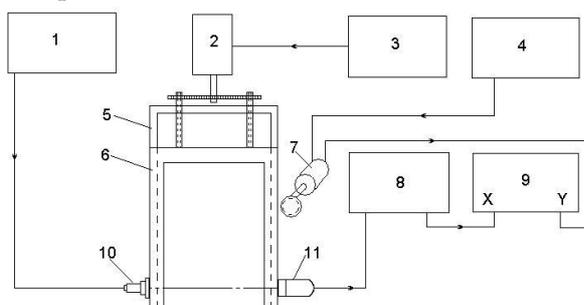


Рис. 4. Блок-схема регистратора вертикальных профилей концентрации песка в пограничном слое аэродинамической трубы.

Луч лазера на базе измерения имеет вертикальный размер один миллиметр, определяемый щелевой диафрагмой на выходе оптической системы излучателя. Эта его геометрическая характеристика определяет разрешающую способность установки в отношении определения концентрации – в результате измерения получается средняя концентрация вдоль луча в слое мощностью около одного миллиметра. Временной масштаб регистрации концентрации песка на одном уровне имеет порядок десятой доли секунды, так как луч передвигается по вертикали со скоростью 2,55 мм/с. На путь в один миллиметр затрачивается 0,4 с. Практически происходит запись пульсаций мгновенной массовой концентрации песка в $\text{мг}/\text{см}^3$.

На рис. 5 приведен пример записи профиля концентрации песка. Нижняя кривая на нем представляет запись рассеяния света ОКГ на неоднородностях стекла $I_g(z)$, верхняя – запись суммарного рассеяния $I_g(z) + I_p(z)$.

Проверка стабильности излучения ОКГ показала, что мощность лазерного излучения при включении его к источнику электропитания, работающему в режиме стабилизации тока, была стабильной. Поэтому в схеме измерения не предусмотрен непрерывный контроль мощности излучения лазера. Установка укрепляется на аэродинамической трубе так, что рабочий канал последней оказывается внутри станины (б). Градуировка прибора с частицами песка различного размера осуществлялась по методике, изложенной выше при описании полевого фотометра.

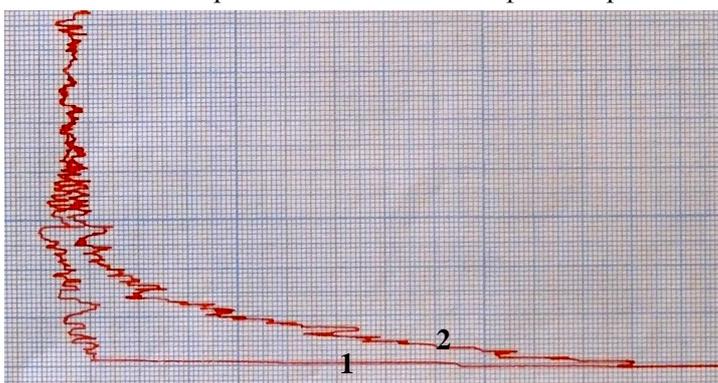


Рис. 5. Запись профиля концентрации песка в пограничном слое ветропесчаного потока. 1 – рассеяние излучения ОКГ на стенках канала трубы, 2 – рассеяние излучения ОКГ на стенках канала трубы и частицах песка.

Перед началом эксперимента, на регистраторе профилей концентрации песка в пограничном слое, выполняется запись рассеяния излучения оптического квантового генератора (ОКГ) на стенках аэродинамической трубы $I_g(z)$. Затем

регистратор устанавливается в исходное положение. После включения двигателя вентилятора аэродинамической трубы, на этот же планшет самописца записывается суммарное ослабление излучения ОКГ, вызванное рассеянием света на частицах переносимого песка и стенках канала аэродинамической трубы $I_g(z) + I_p(z)$. При обработке планшетной записи первоначальная запись $I_g(z)$ позволяет исключить погрешности, связанные с рассеянием излучения ОКГ на оптических неоднородностях стеклянных стенок канала трубы.

Профили массовой концентрации песка в пограничном слое ветропесчаного потока

Исследования профилей массовой концентрации частиц $C(z)$ в ветропесчаном потоке над эоловыми формами рельефа выполнялись в аэродинамической трубе, описание которой дано в статье автора [10]. Эксперименты проведены с двумя песками с логарифмически нормальной функцией распределения частиц по размерам [9]. Крупный песок был со средним геометрическим размером частиц $x_0 = 172$ мкм и средним квадратическим отклонением логарифмов размеров частиц $\sigma_{lg,x} = 0,15$. С этим размером частиц песка было получено десять профилей $C(z)$. Мелкий песок имел средний геометрический размер частиц $x_0 = 92$ мкм и $\sigma_{lg,x} = 0,11$ и с ним проведено шесть экспериментов. Запись профилей массовой концентрации выполнялись в стационарных условиях после формирования характерных размеров эоловой ряби для данной скорости потока, на что затрачивается около 4...5 минут. Получение профилей $C(z)$ сопровождалось измерениями профилей скорости потока, что позволило определить для каждого эксперимента значения параметра шероховатости z_0 и динамической скорости (скорости трения) u_* . На рис. 6 и 7 в логарифмических координатах приведены полученные профили массовой концентрации.

На рис. 6 и 7 профили концентрации $C(z)$ песка располагаются по мере роста динамической скорости потока слева направо. На крайних левых профилях хорошо виден многоструйный характер переноса. При увеличении скорости ветропесчаный поток переходит в одноструйный. Верхняя (линейная на рисунке) часть профиля концентрации такой струи описывается степенной функцией (4), уже упомянутой выше при анализе переноса песка в естественных условиях пустыни

$$C(z) = C_1 \left(\frac{z}{z_1} \right)^{-\beta}.$$

Здесь C_1 – массовая концентрация на верхней границе z_1 приповерхностной струи песка, β – показатель степени профиля концентрации $C(z)$. На мелком песке многоструйность ветропесчаного потока прослеживается и при больших скоростях потока. Но при большем времени осреднения измерений и при поземках значительной интенсивности можно ожидать, что верхняя часть их профилей концентрации $C(z)$ также может быть описана этой функцией. В табл. 2 приведены параметры формулы (4) и значения динамической скорости, при которой они нами получены.

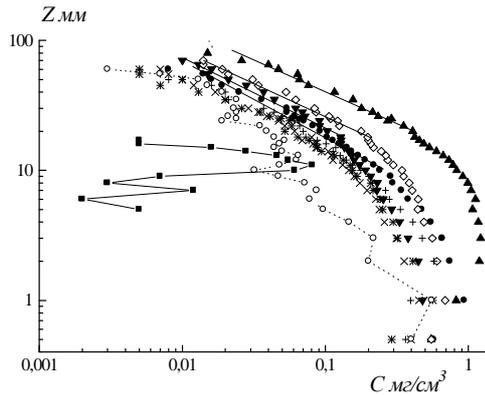


Рис. 6. Профили массовой концентрации крупного песка в пограничном слое ветропесчаного потока ($x_0 = 172$ мкм, $\sigma_{lgx} = 0,15$) при различных значениях динамической скорости.

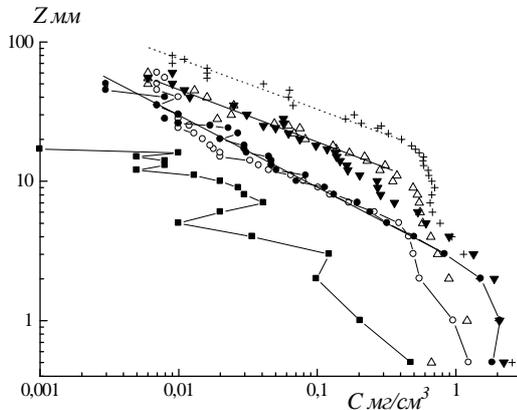


Рис. 7. Профили массовой концентрации мелкопеска в пограничном слое ветропесчаного потока ($x_0 = 92$ мкм, $\sigma_{lgx} = 0,11$)

Параметры профилей (4) массовой концентрации песка

u_* , м/с	z_1 , см	C_1 , мг/см ³	β
Крупный песок: $x_0 = 172$ мкм, $\sigma_{\lg x} = 0,15$			
0,43	12	0,13	2,09
0,44	0,8	0,22	1,60
0,43	0,9	0,16	1,40
0,46	0,9	0,21	1,50
0,66	1	0,23	1,65
0,76	1,5	0,15	1,50
1,0	1,2	0,27	1,40
1,5	2	0,41	2,04
Мелкий песок: $x_0 = 92$ мкм, $\sigma_{\lg x} = 0,11$			
0,30	5	0,39	2,87
0,40	3	0,83	1,96
0,83	10	0,35	2,53
0,94	6	0,53	1,90
1,06	18	0,48	2,86

Рассмотрим перенос песка при небольших скоростях потока, при которых в естественных природных условиях он происходит в виде поземка. В аэродинамической трубе перенос песка при невысоких скоростях потока также воспринимается наблюдателем в виде стелющейся по поверхности струи.

На рис. 8 и 9 представлены профили концентрации песка $C(z)$, полученные для интенсивного ветрового переноса в виде стелющейся над поверхностью с эоловыми формами рельефа струи. Профили измерены над различными участками эоловой ряби (рифелями). На рис. 8 показан профиль концентрации песка над гребнем эоловой ряби. Хорошо видно, что поземок песка, визуальное воспринимаемый как единая струя, в действительности состоит из пяти более тонких струй с уменьшающейся по высоте переноса массовой концентрацией частиц. Очевидно, эти струи формируются при обтекании частицами песка эоловой ряби. Над гребнем исследованного нами рифеля, зарегистрирована и измерена концентрация нижней струи песка, сформированная над этой рябью, и четыре других – от предшествующих по потоку рифелей. Максимальная концентрация в нижней струе наблюдается на её оси – до 0,564 мг/см³. Чем дальше от места измерения располагается рифель, тем выше располагается струя песка от него и меньшая в нем концентрация переносимой массы частиц, так как она успевает рассеиваться турбулентными вихрями. Рассеивание струй с высотой происходит достаточно интенсивно. Самая верхняя из них имеет

уже максимальную концентрацию на высоте 30 мм на порядок меньшую, чем нижняя. Вертикальный масштаб её также увеличивается почти на порядок и достигает 35 мм. Концентрацию массы частиц в струях можно описать функцией вида

$$C(z) = A \cdot z^b \exp(-\alpha \cdot z), \quad (5)$$

где A , b и α – числовые множители. Концентрация массы частиц песка на рис. 8 аппроксимируется следующей системой уравнений

$$C(z) = \begin{cases} 1,85 \cdot z^{0,3} \exp(-5,5 \cdot z) & \dots \text{ для } z \leq 0,56 \text{ см} \\ 0,68 \cdot (z - 0,56)^{0,6} \exp[-8(z - 0,56)] & 0,56 \text{ см} \leq z \leq 1 \text{ см} \\ 0,85 \cdot (z - 1)^{1,1} \exp[-4,2(z - 1)] & 1 \text{ см} \leq z \leq 1,3 \text{ см} \\ 0,43 \cdot (z - 1,3)^{1,1} \exp[-2,8(z - 1,3)] & 1,3 \text{ см} \leq z \leq 2,1 \text{ см} \\ 0,14 \cdot (z - 2,1)^{1,5} \exp[-1,6(z - 2,1)] & 2,1 \text{ см} \leq z \leq 6 \text{ см} \end{cases} \quad (6)$$

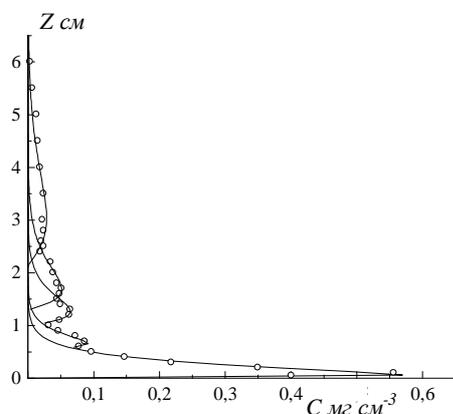


Рис. 8. Профиль массовой концентрации песка в пограничном слое ветропесчаного потока над гребнем эоловой ряби при динамической скорости $u_* = 0,43$ м/с ($x_0 = 172$ мкм, $\sigma_{lgx} = 0,15$).

Аналогичную структуру имел и поземок над поверхностью мелкого песка. Измерения профиля его массовой концентрации были выполнены при меньшей динамической скорости ветропесчаного потока $u_* = 0,27$ м/с (рис. 9).

Здесь также хорошо видны три тонких струи с уменьшающейся концентрацией песка и расширением их с увеличением высоты переноса. Массовая концентрация в них описывается системой уравнений (7).

$$C(z) = \begin{cases} 0,89 \cdot z^{0,1} \exp(-11 \cdot z) & \text{для } z \leq 0,2 \text{ см} \\ 0,49 \cdot (z - 0,2)^{0,25} \exp[-10(z - 0,2)] & 0,2 \text{ см} \leq z \leq 0,6 \text{ см} \\ 0,28 \cdot (z - 0,6)^{0,6} \exp[-5(z - 0,6)] & 0,6 \text{ см} \leq z \leq 1,8 \text{ см} \end{cases} \quad (7)$$

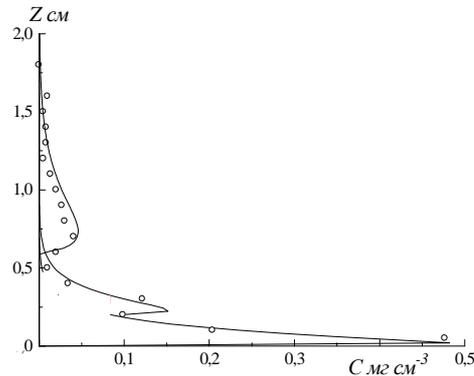


Рис. 9. Профиль массовой концентрации мелкого песка в пограничном слое ветропесчаного потока при динамической скорости $u_* = 0,27 \text{ м/с}$

($x_0 = 92 \text{ мкм}$, $\sigma_{lgx} = 0,11$).

Другое строение поземка наблюдалось в плоскости потока, расположенной в понижении между гребнями эоловой ряби. Профиль концентрации массы песка над крупным песком в этой плоскости показан на рис. 10.

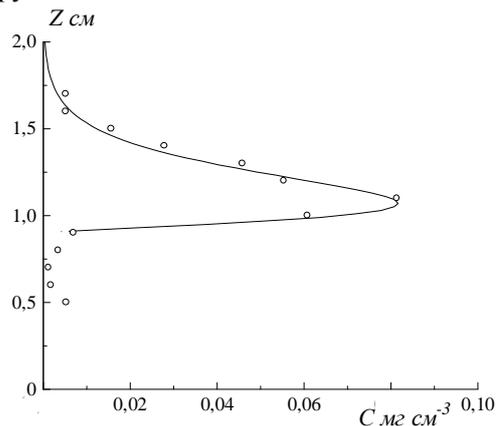


Рис. 10. Профиль массовой концентрации песка в пограничном слое ветропесчаного потока в понижении между гребнями эоловой ряби при динамической скорости $u_* = 0,43 \text{ м/с}$ ($x_0 = 172 \text{ мкм}$, $\sigma_{lgx} = 0,15$).

Высота гребня ряби достигала 7...8 мм. За гребнем ряби до высоты 5 мм перенос песка отсутствовал. Очевидно, эту зону экранирует гребень первого рифеля. Выше, в слое от 5 до 8 мм, поток имеет очень низкую концентрацию 0,002...0,012 мг/см³, определяемую, по-видимому, выпадающи-

ми из потока наиболее крупными частицами с короткой длиной скачка. Над этой зоной располагается основная струя частиц песка с концентрацией $0,08 \text{ мг/см}^3$, сформированная на гребне первого от плоскости измерения вверх по потоку рифеля. Уравнение этой струи

$$C(z) = 5,2 \cdot (z - 0,9)^{1,5} \exp[-8,8(z - 0,9)]. \quad (8)$$

С ростом скорости ветропесчаного потока происходит замена многоструйного потока частиц на одноструйный. Процесс этот происходит за счет возрастания числа струй, которые смешиваются в одну. К этому приводит как увеличение длины траекторий летящих в потоке частиц, так и усиление турбулентности потока, что приводит к более интенсивному рассеиванию струй. В результате над поверхностью формируется поток массы частиц песка, нижняя часть которого толщиной $10 \dots 20 \text{ мм}$ представляет собой единую струю, верхняя граница которой размывается вследствие турбулентной диффузии. Можно ожидать, что увеличение времени измерения профиля концентрации так же должно приводить к размыванию многоструйности потока частиц как за счет нестационарности скорости потока, так и из-за изменения положения гребней эоловой ряби при их перемещении по поверхности. На рис. 11 приведен такой профиль концентрации, полученный при очень большой динамической скорости потока $u_* = 1,5 \text{ м/с}$.

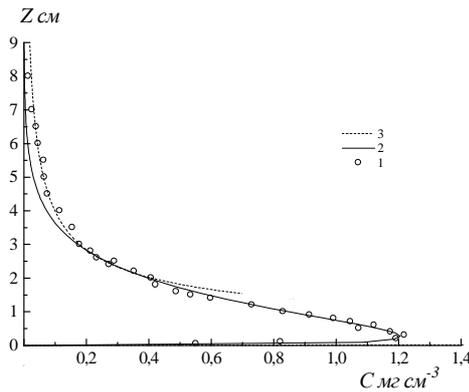


Рис. 11. Профиль массовой концентрации крупного песка в пограничном слое ветропесчаного потока ($x_0 = 172 \text{ мкм}$, $\sigma_{lgx} = 0,15$) при динамической скорости $u_* = 1,5 \text{ м/с}$. 1 – измеренные величины, 2 – аппроксимация функцией

$$C(z) = A \cdot z^b \exp(-\alpha \cdot z), \quad 3 \text{ -- аппроксимация функцией } C(z) = C_1 \left(\frac{z}{z_1} \right)^{-\beta}.$$

Концентрация песка выше этой струи ($>20 \text{ мм}$) постепенно уменьшается с высотой (кривая 3 на рис. 9) и аппроксимируется степенной

функцией (4). Как было показано выше, аналогичной функцией описывались также профили массовой концентрации песка при бурях в пограничном слое ветропесчаного потока в условиях реальной пустыни на высотах больше 5 мм. Полное описание профиля массовой концентрации песка, показанного на рис. 11, дается ниже системой из двух уравнений

$$C(z) = \begin{cases} 0,41 \cdot \left(\frac{z}{2}\right)^{-2,04} & z \geq 2 \text{ см} \\ 2,15 \cdot z^{0,25} \exp(-0,93 \cdot z) & z \leq 2 \text{ см} \end{cases} \quad (9)$$

Приведем ещё один пример профиля массовой концентрации крупного песка при меньшей динамической скорости (рис. 12).

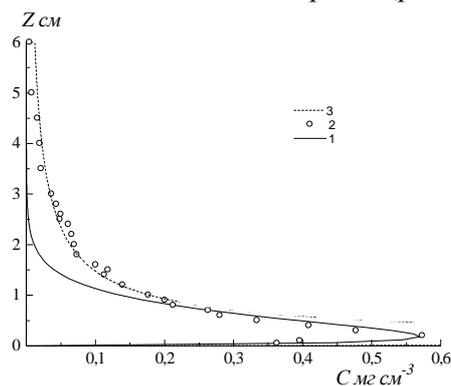


Рис. 12. Профиль массовой концентрации крупного песка в пограничном слое ветропесчаного потока ($x_0 = 172$ мкм, $\sigma_{lgx} = 0,15$) при динамической скорости $u_* = 0,46$ м/с. Усл. обозн. см. рис. 11.

Этот профиль $C(z)$ также описывается двумя функциями

$$C(z) = \begin{cases} 0,21 \cdot \left(\frac{z}{0,9}\right)^{-1,5} & \text{для } z \geq 0,9 \text{ см} \\ 2,41 \cdot z^{0,54} \exp(-2,87 \cdot z) & z \leq 0,9 \text{ см} \end{cases} \quad (10)$$

При внимательном рассмотрении верхней кривой на рис. 12 можно ещё заметить следы влияния на неё струй на высотах ниже 3 см.

Остановимся более подробно на результатах экспериментов с мелким песком (рис. 13), так как они оказались несколько отличными от опытов с крупным песком.

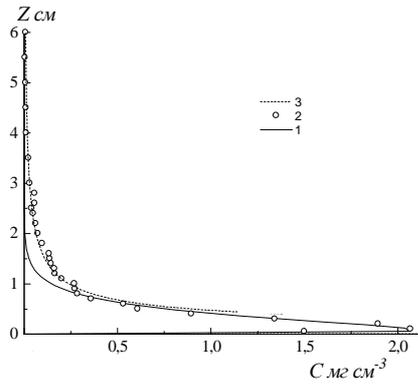


Рис. 13. Профиль массовой концентрации мелкого песка в пограничном слое ветропесчаного потока при динамической скорости $u_* = 0,94$ м/с ($x_0 = 92$ мкм, $\sigma_{lg,x} = 0,11$). Усл. обозн. см. рис. 11.

Профили концентрации на рис. 13 также описываются двумя типами кривых – (3) и (5) – и даны ниже уравнениями (11)

$$C(z) = \begin{cases} 0,24 \cdot \left(\frac{z}{1}\right)^{-1,9} & \text{для } z \geq 1 \text{ см} \\ 6 \cdot z^{0,3} \exp(-3,7 \cdot z) & z \leq 1 \text{ см} \end{cases} \quad (11)$$

Здесь также видны следы струй на верхней части профиля. На мелком песке даже при очень больших значениях динамической скорости потока профиль концентрации может состоять из отдельных струй, что и показано на рис. 14.

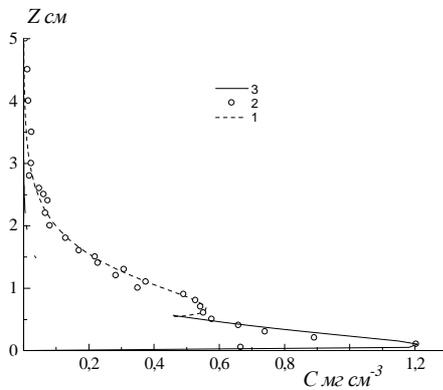


Рис. 14. Профиль массовой концентрации мелкого песка в пограничном слое ветропесчаного потока при динамической скорости $u_* = 0,83$ м/с ($x_0 = 92$ мкм, $\sigma_{lg,x} = 0,11$). Усл. обозн. см. рис. 11.

Профиль концентрации на нём описывается двумя уравнениями струй (5)

$$C(z) = \begin{cases} 1,3(z - 0,5)^{0,3} \exp[-1,8(z - 0,5)] & \text{для } z \geq 0,5 \text{ см} \\ 2,9z^{0,25} \exp(-3z) & \text{для } z \leq 0,5 \text{ см} \end{cases} \quad (12)$$

При сравнении всех рисунков хорошо видно, что струи мелкого песка оказались более тонкими, и имели большую максимальную массовую концентрацию по сравнению с крупным песком. Казалось, на первый взгляд, следовало ожидать противоположный результат. Мелкие частицы должны рассеиваться в струе более интенсивно вертикальным потоком турбулентной энергии, генерируемой при взаимодействии потока с поверхностью [3]. По-видимому, большая концентрация мелкого песка в струе объясняется тем, что подавляющее число частиц у него ($\approx 70\%$ по массе) укладывается в интервале размеров наиболее подвижных зерен – от 80 до 100 мкм. Поэтому на мелком песке в перенос вовлекается сразу очень большое число частиц, и на это затрачивается более значительная часть энергии вертикальных пульсаций скорости потока, чем на ограниченный селективный вынос таких частиц у крупного песка. Следовательно, поток над крупным песком может расходовать больше турбулентной энергии на размывание струй. Но это только гипотеза.

Заключение

Четыре измеренных профиля твердого расхода Баттерфайлда и наши шестнадцать профилей массовой концентрации песка – только первые шаги в изучении переноса массы песка в пограничном слое ветропесчаного потока. Но и они позволили получить принципиально новые результаты по взаимодействию воздушного потока с поверхностью подвижного песка.

Анализ полевых и лабораторных измерений показывает, что наблюдается качественное подобие профилей массовой концентрации частиц песка в пограничном слое ветропесчаного потока в реальных условиях песчаных бурь и в аэродинамической трубе выше уровня z_1 , равного 5...10 мм. Профили в обоих случаях аппроксимируются одной функцией

$$C(z) = C_1 \left(\frac{z}{z_1} \right)^{-\beta} .$$
 Полученные значения β в аэродинамической трубе пре-

вышают его значения в реальных ветропесчаных потоках в полтора – два раза, т.е. концентрация песка с высотой переноса растет в аэродинамической трубе медленнее, чем в природном потоке. Но это естественно, так как интенсивность турбулентности атмосферных потоков выше и процессы турбулентной диффузии протекают в них значительно активнее.

Обнаружение струйного переноса массы песка ниже уровня z_1 не является большой новостью для двухфазных потоков. Подъем зоны мак-

симальных концентраций наносов над поверхностью дна водного потока известен в гидравлике. Струйный характер переноса снега при метелях описан у Дюнина [5]. Но удовлетворительного описания формы профилей концентрации и расхода твердой фазы потока пока не получено.

Предложенное в этой статье уравнение $C(z) = A \cdot z^b \exp(-\alpha \cdot z)$ позволило формально детально описать струйную структуру потока массы твердой фазы в пограничном слое ветропесчаного потока и рассеивание верхней границы струй турбулентной диффузией. Однако предстоит большая работа по определению физического содержания параметров этой формулы: A , b и α . Ближайшими задачами исследований пограничного слоя ветропесчаного потока является получение и накопление новых экспериментальных профилей массовой концентрации песка, и нахождение связей параметров профилей с физическими параметрами воздушного потока и частиц песка.

В заключение автор считает своим приятным долгом выразить глубокую благодарность А.П. Шапову за помощь при постановке и проведении экспериментов.

Работа выполнена по гранту МООС РК.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баренблатт Г.И., Голицын Г.С. Локальная структура развитых пыльных бурь. – М.: Изд-во МГУ, 1973. – 44 с.
2. Баренблатт Г.И. О движении взвешенных частиц в турбулентном потоке // Прикладная математика и механика. – 1953. – Т. 17. вып. 3. – С. 261 – 274.
3. Бютнер Э.К. Динамика приповерхностного слоя воздуха. – Л.: Гидрометеоздат, 1978. – 158 с.
4. Вопросы дефляции почв: Сб. науч. тр / Каз. научн. иссл. гидромет. ин-т / Под ред. Л.П. Федюшиной и Н.С. Ткаченко. – М.: Гидрометеоздат, 1972. – 168 с.
5. Дюнин А.К. Механика метелей. – Новосибирск: Изд-во СО АН СССР. – 1963. – 378 с.
6. Знаменский А.И. Экспериментальные исследования процессов ветровой эрозии песков и вопросы защиты от песчаных заносов. / Материалы исследований в помощь проектированию и строительству Каракумского канала. Вып. 3. – Ашхабад, Изд-во АН ТССР, 1958. – 68 с.
7. Круз П., Макглоулин Л., Макквистан Р. Основы инфракрасной техники. – М.: Военное изд-во, 1964. – 463 с.
8. Прандтль Л. Гидроаэромеханика / Пер. с нем. – 2-ое изд. – М.: Изд-во иностр. лит., 1951. – 575 с.
9. Семенов О.Е. . О распределении песчаных частиц по размерам на юге Казахстана вследствие эоловых процессов // Тр. КазНИГМИ. – 1970. – Вып. 36. – С. 153–165.

10. Семенов О.Е. О профиле скорости ветра в пограничном слое аэродинамической трубы над реальным пустынным песком. // Гидрометеорология и экология. – 2008. – №4. – С.7 – 33.
11. Сенкевич Б.Н. О генезисе основных форм эолового рельефа песчаных пустынь. – Ашхабад, Изд-во “Ылым,” 1976. – 183 с.
12. Bagnold R.A. The movement of desert sand. // *Proc. Roy. Soc. Ser. A*, – 1936 – Vol. 157. – №892. – P.594 – 620.
13. Bagnold R.A. The physics of blown sand and desert dunes. – London: Methuen. 1954. – 265 p.
14. Barenblatt G.I., Golitsyn G.S. Local structure of Matyre Dust Storms // *J. Atmos Sci.*– 1974 – Vol. 31, №7. – P. 1917 – 1933.
15. Butterfield G.R. Near-bed mass flux profiles in aeolian sand transport: High-resolution measurements in wind tunnel // *Earth Surface Processes and Landforms*. – V. 24. – 1999. – P. 393 – 412.
16. Liu X., Dong Z. Vertical profiles of Aeolian sand mass flux // *Geomorphology*. – 2004 – No 59. – P. 205 – 218.
17. Rasmussen K.R., Sorensen M. The vertical variation of particule speed and flux dtnsity in aeolian saltation: measurement and modeling. – University of Aarhus. Denmark. Preprint. 2008. – 24 p.

Казахский научно-исследовательский институт экологии и климата

ЖЕЛҚҰМ АҒЫМЫНЫҢ ШЕГАРАМЕН ШЕКТЕС ҚАБАТЫНДА ҚҰМ БӨЛШЕКТЕРДІҢ КӨПТЕП ШОҒЫРЛАНУЫ ЖӨНІНДЕ

Физ.-мат. ғылымд. канд. О.Е. Семенов

Далалық жағдайда және аэродинамикалық құбырда құм бөлшектерінің желқұм ағымының шегарамен шектес қабатында көптеп шоғырлануын өлшеу нәтижелері келтірілген.

$z_1 = 15...20$ мм деңгейінен жоғарыдағы шоғырланудың көлденең

кескіндері екі жағдайда да $C(z) = C_1 \left(\frac{z}{z_1} \right)^{-\beta}$ дәрежелік функциясымен

аппроксимацияланады, мұнда $C_1 - z_1$ биіктігіндегі құм шоғырлануы.

Аэродинамикалық құбырда бұл деңгейден төмен құм тасымалы ағысты сипатта болады. Ағыстағы құм бөлшектері массасының шоғырлануын мынадай функциямен сипаттауға болады, мұнда A, b және α – сандық көбейткіштер. Ағымның бәсең жылдамдығында 3...5 жіңішке құм ағыстарын байқауға болады. Мұндай жағдайда z_1 деңгейінен төмен ағымдағы құмның көптеп шоғырлануының көлденең кескінін осы функцияның теңдеулер жүйесі түрінде қарастыруға болады.

УДК 551.509.616

**РЕСУРСЫ КОНВЕКТИВНОЙ ОБЛАЧНОСТИ СЕВЕРНОГО
КАЗАХСТАНА ЗА ВЕГЕТАЦИОННОЙ ПЕРИОД ПО ДАННЫМ
МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ РАДАРОВ**

Канд. геогр. наук А.В.Чередниченко

Оценены ресурсы конвективной облачности Северного Казахстана за вегетационный период на основе регулярных наблюдений метеорологических радаров. Показано, что эти дополнительные ресурсы сопоставимы с количеством выпадающих осадков и представляют интерес применительно к проблеме искусственного увеличения осадков.

Средние урожаи сельскохозяйственных культур на той или иной территории в большой мере зависят от климатических средних годовых и сезонных сумм осадков. Однако урожай конкретного года зависит не от этих средних величин, а от конкретной ситуации и последовательности выпадения осадков в данном году, особенно в период вегетации. Этим и объясняются колебания средних величин урожайности в годы со сравнительно близкими годовыми и даже сезонными суммами осадков. Так, 120...150 мм осадков, выпавших в период посев – восковая спелость, могут обеспечить урожай до 30 ц/га [7, 8].

Оценим облачные ресурсы в Северном Казахстане в период вегетации с тем, чтобы выяснить, возможно ли обеспечить необходимое количество осадков в это время? Их распределение по фазам развития растений – задача последующего этапа исследований.

В качестве основы взяты данные метеорологических радаров Костаная, Павлодара, Астаны и Караганды за трехлетний период (с 1980-1982 гг.) – наиболее полных и надежных наблюдений с мая по июль включительно. Особенности пространственного распределения повторяемости облачности в зоне наблюдений радаров в перечисленных точках рассмотрены нами в [11, 12, 14]. Такие данные уже сами по себе являются качественной характеристикой как величины, так и пространственной изменчивости облачных ресурсов, поскольку повторяемость облачности, особенно конвективной, является важнейшим параметром, определяющим ресурс. Кроме того, в указанных выше исследованиях, приведены данные о верх-

ней границе, т.е. о мощности облаков, а это еще одна важнейшая характеристика, определяющая ресурс. Расчеты водозапасаемых облаков выполнены по методу, изложенному в [3], суть которого следующая.

Водозапасы конвективных облаков за отдельно взятый срок (\overline{W}_c) вычислялись по формуле:

$$\overline{W}_c = \overline{N}_c \cdot \overline{H}_c \cdot \overline{q}_c \cdot \frac{(\overline{S}_c \cdot \overline{N}_c)}{900}, \quad (1)$$

где \overline{N}_c – средняя за срок повторяемость (число случаев) конвективных облаков в радиусе 100 км от МРЛ (32 квадрата); \overline{H}_c – средняя мощность облаков в данный срок; \overline{q}_c – средняя водность облака, как функция мощности по [1, 10]; \overline{S} – средняя площадь основания облака; $\frac{\overline{S}_c \cdot \overline{N}_c}{900}$ – коэффициент приведения площади основания облаков, наблюдаемых в квадрате 30×30 км, к площади квадрата.

Суммарные за месяц влагозапасы (\overline{W}) вычислялись как

$$\overline{W} = \sum_{i=1}^n \overline{W}_c - \overline{R}, \quad (2)$$

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

Необходимые для расчетов данные о количестве месячных осадков по станциям региона взяты за соответствующие годы и месяцы из [5]. В табл. 1 приведена средняя повторяемость конвективных облаков по станциям региона за вегетационный период, в радиусе 100 км от МРЛ, в табл. 2 – средняя мощность этих облаков, а в табл. 3 отношение $\frac{\overline{S}_c \cdot \overline{N}_c}{900}$.

Данные, содержащиеся в этих таблицах, являются основой для расчетов водозапасаемых. Сами величины водозапасаемых, рассчитанные по (1) и (2), по месяцам вегетационного периода приведены в табл. 4.

По данным табл. 1 можно видеть, что в апреле повторяемость конвективных облаков на всех станциях невелика (около 10 случаев за месяц) и такая облачность имеет место в основном в послеобеденное время. В мае на всех станциях повторяемость конвективных облаков возрастает по сравнению с апрелем в три и более раз, и составляет уже тридцать и более

случаев за месяц. При этом облачность такого типа отмечается уже во все сроки наблюдений с максимумом во вторую половину дня и минимумом в утренние часы.

Таблица 1

Средняя повторяемость конвективных облаков в вегетационный период по станциям Северного Казахстана в радиусе 100 км от МРЛ

Месяц	Срок								Всего
	00	03	06	09	12	15	18	21	
Костанай									
Апрель	0	0	0	0	2	5	2	0	9
Май	2	3	3	4	5	7	5	3	32
Июнь	4	5	6	7	7	8	6	5	47
Июль	4	5	6	9	9	9	7	6	54
Всего	10	13	15	20	23	29	20	14	142
Павлодар									
Апрель	0	0	0	0	2	4	3	0	8
Май	1	1	1	2	4	8	7	4	28
Июнь	2	3	5	6	7	7	6	5	41
Июль	3	3	4	6	9	7	8	5	45
Всего	6	7	10	14	22	26	24	14	122
Целиноград (Астана)									
Апрель	0	0	1	1	2	4	3	2	13
Май	2	2	3	4	7	9	6	4	37
Июнь	3	4	5	6	8	7	6	5	44
Июль	3	4	6	8	9	9	7	6	52
Всего	8	10	14	18	24	25	19	15	146
Караганда									
Апрель	0	0	0	1	2	3	3	1	9
Май	1	2	3	4	7	7	5	3	32
Июнь	4	4	4	6	7	8	6	5	44
Июль	3	3	4	6	7	9	6	5	52
Всего	8	9	11	17	23	27	20	14	135

От мая к июню повторяемость конвективной облачности возрастает примерно на 30 %, а ее повторяемость в ночные и утренние часы – в два раза. Дневной максимум стал более растянутым на 5...6 сроков. От июня к июлю рост повторяемости составляет всего около 10 %, а повторяемость конвективной облачности в ночные и утренние часы стала обычным явлением. В сроки 00 и 03 ч. мск. прослеживается минимум повторяемости: 3...4 случая за срок при повторяемости в максимуме суточного хода 8...9 случаев за срок.

Мощность облачности в апреле в среднем составляла 4,2...4,4 км, увеличиваясь в максимуме во вторую половину дня до 5,0 км или даже не-

сколько выше и уменьшаясь до 4,1 км в утренние часы. Несколько больше, примерно на 500 м, мощность облачности в районе Караганды (табл. 2).

Таблица 2

Средняя мощность конвективных облаков в вегетационный период по станциям Северного Казахстана в радиусе 100 км от МРЛ

Месяц	Срок								Среднее
	00	03	06	09	12	15	18	21	
Костанай									
Апрель	–	–	–	–	4,1	4,2	5,0	–	33,9
Май	5,0	4,5	4,7	4,5	4,7	4,9	5,7	6,1	5,0
Июнь	5,3	5,3	5,7	6,2	6,0	7,2	7,2	7,0	6,2
Июль	6,0	7,2	7,8	6,7	7,8	8,2	8,9	8,6	7,6
Павлодар									
Апрель	–	–	–	–	4,3	4,2	4,7	–	4,4
Май	5,0	4,5	4,6	4,5	4,6	5,0	5,6	5,9	5,0
Июнь	5,3	5,2	5,8	5,6	6,9	7,6	7,2	7,2	6,4
Июль	6,3	6,8	7,3	7,1	8,2	8,6	8,2	8,1	7,6
Целиноград (Астана)									
Апрель	–	–	4,0	4,3	4,9	4,3	4,9	4,2	4,3
Май	5,1	5,1	5,2	5,6	5,4	5,7	5,8	5,7	5,5
Июнь	5,4	5,5	5,7	5,6	6,5	7,3	7,5	7,1	6,3
Июль	5,8	7,0	7,5	7,3	7,6	7,9	7,4	7,2	7,5
Караганда									
Апрель	–	–	–	5,0	5,1	5,2	5,0	4,7	5,1
Май	5,0	5,1	5,1	5,8	5,6	6,8	6,3	6,1	5,7
Июнь	5,4	6,3	6,7	7,0	7,2	7,6	7,3	7,3	6,8
Июль	5,8	6,7	7,1	7,5	7,7	7,9	7,5	7,5	7,2

В мае мощность облаков возрастает в среднем до 5,0 км, а в Астане и Караганде до 5,5...5,7 км. При этом ни в один срок она не была менее 4,5 км, а в Астане и Караганде – менее 5,0 км.

От мая к июню мощность облаков увеличилась на 1,0...1,5 км и составила в Костанайе и Павлодаре 6,2 и 6,4 км, а в Астане и Караганде 6,3 и 6,8 км соответственно. При этом в дневные сроки она составила 7,0...7,2 км, а в ночные и утренние, т.е. в минимуме не менее чем 5,2...5,3 км.

Для июля средние мощности превысили 7,0 км на всех станциях. При этом в Караганде, где в предыдущие месяцы они росли быстро, средняя мощность оказалась наименьшей – 7,2 км. Самой большей средняя мощность конвективных облаков оказалась в Костанайе и Павлодаре –

7,6 км. В течение суток мощность конвективных облаков колебалась от 6,0 до 8,2...8,6 км.

Вычисленные нами величины площадей оснований S облаков по срокам и месяцам в данной работе не приводятся, чтобы избежать перегрузки табличными данными. Вместо этого рассмотрим отношение $\frac{\overline{S} \cdot \overline{N}}{900}$, которое используется в расчетах водозапаса. Величины $\frac{\overline{S} \cdot \overline{N}}{900}$, приведенные в табл. 3, являются функцией не только средней площади основания облаков. Поэтому эти величины интересны как некоторый интегральный множитель в (1), от которого напрямую зависят водозпасы.

Таблица 3

Величины отношений $\frac{\overline{S} \cdot \overline{N}}{900}$

Месяц	Срок								Среднее
	00	03	06	09	12	15	18	21	
Костанай									
Апрель	–	–	–	–	0,24	0,55	0,24	–	0,34
Май	0,18	0,39	0,27	0,56	0,55	0,77	0,50	0,30	0,44
Июнь	0,36	0,60	0,48	0,60	0,77	0,80	0,42	0,35	0,54
Июль	0,16	0,25	0,30	0,32	0,45	0,54	0,63	0,54	0,32
Сумма	0,70	1,24	1,05	1,48	2,01	2,66	1,79	1,19	1,64
Среднее	0,23	0,41	0,35	0,49	0,50	0,66	0,45	0,40	0,41
Павлодар									
Апрель	–	–	–	–	0,24	0,44	0,48	–	0,39
Май	0,12	0,11	0,13	0,24	0,48	0,88	0,84	0,44	0,40
Июнь	0,18	0,27	0,50	0,54	0,84	0,77	0,66	0,50	0,53
Июль	0,18	0,18	0,20	0,30	0,54	0,49	0,64	0,40	0,37
Сумма	0,48	0,56	0,83	1,08	2,10	2,58	2,62	1,34	1,69
Среднее	0,16	0,19	0,28	0,36	0,52	0,64	0,65	0,45	0,42
Целиноград (Астана)									
Апрель	–	–	0,11	0,11	0,22	0,40	0,30	0,22	0,23
Май	0,18	0,24	0,33	0,48	0,77	0,90	0,60	0,40	0,49
Июнь	0,24	0,44	0,50	0,66	0,88	0,77	0,60	0,50	0,57
Июль	0,15	0,20	0,30	0,40	0,54	0,54	0,49	0,48	0,39
Сумма	0,57	0,88	1,24	1,65	2,41	2,61	1,99	1,60	1,68
Среднее	0,19	0,29	0,31	0,41	0,60	0,65	0,50	0,40	0,42
Караганда									
Апрель	–	–	–	0,11	0,20	0,30	0,30	0,10	0,20
Май	0,09	0,20	0,33	0,36	0,56	0,56	0,40	0,27	0,35
Июнь	0,28	0,28	0,24	0,36	0,49	0,64	0,48	0,40	0,40
Июль	0,15	0,15	0,24	0,36	0,42	0,49	0,48	0,40	0,34
Сумма	0,52	0,63	0,81	1,19	1,67	1,99	1,66	1,17	1,28
Среднее	0,17	0,21	0,27	0,30	0,42	0,50	0,41	0,29	0,32

Максимум этого отношения имеет место во второй половине дня, т.е. тогда же когда и повторяемость облачности.

Множитель, характеризующий площадь основания, несколько сглаживает ход этого коэффициента.

От мая к июню площади оснований облаков уменьшаются, (а их мощность при этом постоянно возрастает), что, несмотря на рост повторяемости \bar{N} , приводит к заметному уменьшению отношения от мая, а особенно июня к июлю.

В суточном ходе рассматриваемый коэффициент имеет выраженный максимум во второй половине дня, близкий к 0,65, только в Павлодаре он равен 0,50. Минимум имеет место в ночные и утренние часы и составляет 0,16...0,20.

Анализ табл. 1-3 уже позволяет ориентироваться как в ожидаемом суточном ходе водозапаса в каждом месяце, так и в его изменении от месяца к месяцу. Рассмотрим, однако, их конкретные величины за рассматриваемый период, рассчитанные по (1) и (2). Количество осадков по станциям региона [6], приведено в таблице 4.

Таблица 4

Распределение количества осадков по станциям региона

Станция	Месяц					Год
	апрель	май	июнь	июль	август	
Костанай	20	29	40	51	37	310
Целиноград, ГМО	20	31	41	52	41	326
Павлодар	15	25	34	39	35	278
Караганда, ГМО	23	32	42	44	30	315
Кокчетав	17	32	45	63	44	310
Петропавловск	19	32	53	60	52	351
Сумма	114	171	267	369	229	-
Среднее	19,0	28,5	44,5	61,5	38,0	-

Кроме станций, где имеются МРЛ, в эту таблицу включены и данные по Кокчетаву и Петропавловску для того, чтобы общие закономерности распределения осадков над Северным Казахстаном были яснее.

В табл. 4 можно видеть, что в апреле по территории всего Северного Казахстана выпадает 15...20 мм осадков. В мае это количество увеличивается в полтора раза в среднем до 30 мм, а в июне еще увеличивается на 10...20 мм. Максимум осадков на всех станциях имеет место в июле. По сравнению с июнем количество осадков возрастает на 7...15 мм.

Примечательной особенностью пространственного распределения осадков над Северным Казахстаном является то, что в зимние месяцы и за холодный период в целом они колеблются от станции к станции в пределах 10 %. В апреле пространственная изменчивость осадков близка к зимней. К лету, с повышением температуры создаются благоприятные условия для развития конвективной облачности, в образовании которой большую роль играет орография. Даже небольшие возвышенности оказывают большое влияние на усиление конвекции [5, 6], для Северного Казахстана как это показано автором в [11, 12, 14]. Естественно поэтому, что в июне и июле пространственная изменчивость количества осадков, как продукта конвекции, наибольшая.

Из табл. 5 следует, что в апреле средние водозапасы по станциям около 27 мм. При этом наибольшими, около 30 мм, они оказались в Павлодаре и Кустанае, а наименьшими в Караганде, около 22 мм. Если из этих величин вычесть осадки, выпавшие за месяц (табл. 5), то водозапасы по станциям Караганда будут около нуля, а по другим около 15...20 мм. Современные методы воздействия на облака с целью вызывания дополнительного количества осадков таковы, что гарантировано можно получить только 15...20 % от водозапасов, т.е. 3...4 мм в нашем случае (табл. 5). Другими словами в апреле в Северном Казахстане конвективная облачность пока не может служить источником для увеличения количества осадков.

Таблица 5

Суммарные водозапасы конвективных облаков и выпавших осадков в Северном Казахстане в месяцы вегетационного периода по срокам (мм/мес)

Станция	Срок								Всего
	00	03	06	09	12	15	18	21	
апрель									
Костанай	–	–	–	1,2	3,0	17,3	3,6	–	28,9
Павлодар	–	–	–	2,5	3,1	11,1	10,1	1,5	30,7
Астана	–	–	0,7	0,7	3,4	10,3	6,6	2,9	26,0
Караганда	–	–	–	1,0	3,0	7,0	8,5	1,0	22,5
Сумма	–	–	–	5,4	12,5	45,7	28,8	6,8	107,5
Среднее	–	–	–	1,4	3,1	11,4	7,2	1,7	26,9
май									
Костанай	2,7	7,9	5,7	15,7	19,4	39,6	21,3	8,2	119,9
Павлодар	–	0,7	0,9	3,2	13,2	52,8	49,3	15,5	136,5
Астана	2,8	3,7	7,8	16,1	43,6	76,1	31,3	13,7	195,1
Караганда	0,7	3,8	7,6	16,7	32,9	40,0	41,7	7,4	139,8
Сумма	7,1	16,1	22,0	51,1	109,1	208,5	143,6	44,8	602,3
Среднее	1,8	4,0	4,5	12,8	27,3	52,1	35,9	11,2	150,6

Станция	Срок								Всего
	00	03	06	09	12	15	18	21	
	июнь								
Костанай	11,4	23,9	24,6	33,8	48,5	69,1	27,2	18,3	256,8
Павлодар	2,9	4,2	21,7	27,2	60,9	61,4	42,7	27,0	248,0
Астана	5,8	14,5	20,6	33,2	68,6	59,0	40,5	26,6	268,8
Караганда	9,0	10,6	9,6	22,7	37,0	58,4	36,7	21,9	205,9
Сумма	29,1	53,2	97,8	98,9	215,0	286,5	178,6	105,5	979,5
Среднее	7,3	13,3	24,4	24,7	53,8	71,6	44,6	26,3	244,9
	июль								
Костанай	5,8	13,5	21,1	25,7	47,4	59,8	58,9	48,8	281,0
Павлодар	5,1	5,5	8,8	19,2	59,8	44,2	39,4	24,3	206,3
Астана	3,9	8,4	20,2	39,4	55,4	57,6	38,0	32,4	255,2
Караганда	3,9	4,5	10,2	24,3	39,6	67,1	32,4	22,5	204,5
Сумма	18,7	31,9	60,3	84,3	202,2	228,7	168,0	128,0	947,0
Среднее	4,7	8,0	15,1	21,1	50,5	57,2	42,0	32,0	230,5

В мае средние водозапасы по региону уже составляют около 150 мм, а за вычетом осадков, (≈ 29 мм), – 121 мм. Доступные водозапасы, т.е. 20 % от этой суммы составляют уже 20...24 мм, т.е. величину, соизмеримую с выпадающими осадками.

В июне средние водозапасы после вычета выпавших осадков составляют уже около 206 мм, т.е. по сравнению с маем они увеличиваются на 80 мм. Доступные водозапасы соответственно составляют около 40 мм, т.е. величину, сравнимую с выпавшими в этом месяце осадками.

В июле водозапасы составили около 190 мм, т.е. несколько меньше, чем в июне. Доступные при воздействии водозапасы составляют около 35 мм при количестве осадков 62 мм. Таким образом, оказалось, что в июле водозапасы составляют в среднем только половину от нормы осадков, но они представляют значительную сумму. Если же брать норму осадков только по четырем станциям, где есть МРЛ и по которым считались водозапасы, то доступные водозапасы составят уже 70 % от нормы. Именно это соотношение и следует принимать в расчет.

В табл. 6 приведены суммарные средние и доступные месячные водозапасы по четырем станциям. Данные, содержащиеся в этой таблице, можно считать базовыми для принятия принципиальных решений о целесообразности организации активных воздействий в регионе. Данные за апрель в подсчеты средних водозапасов за вегетационный период не включены, как незначительные, хотя в табл. 6 помещены.

В табл. 7 приведены сводные данные о суммарных и доступных водозапасах по станциям за светлую часть суток в июле, т.е. за время, наиболее благоприятное для активных воздействий. Можно видеть что в период с 9 по 18 ч местного времени в Костаное наблюдается 55, в Павло-

даре 65, а в Астане и Караганде 68...69 процентов от суточных водозапасов конвективной облачности. Если добавить еще один срок 21 ч, что в июле допустимо, то доля водозапасов увеличится в Костанайе на 20 %, а на других станциях на 12...15 %.

Таблица 6

Суммарные (числитель) и доступные (знаменатель) водозапасы конвективных облаков Северного Казахстана за вегетационный период, мм

Станция	Месяц				Сумма за вегетационный период
	апрель	май	июнь	июль	
Костанай	$\frac{8,5}{2}$	$\frac{90,9}{18}$	$\frac{216,8}{43}$	$\frac{230,0}{46}$	$\frac{537,7}{107}$
Павлодар	$\frac{15,7}{3}$	$\frac{111,5}{22}$	$\frac{214,0}{43}$	$\frac{167,3}{33}$	$\frac{492,8}{98}$
Астана	$\frac{6,7}{2}$	$\frac{164,1}{33}$	$\frac{227,8}{45}$	$\frac{203,2}{40}$	$\frac{595,1}{118}$
Караганда	0 %	$\frac{118,8}{23}$	$\frac{163,9}{32}$	$\frac{164,5}{33}$	$\frac{447,2}{89}$
Сумма	30,9	485,3	822,5	765,0	2072,8
Средние и доступные водозапасы	$\frac{7,7}{2}$	$\frac{121,3}{24}$	$\frac{205,6}{41}$	$\frac{191,2}{38}$	$\frac{518,2}{102}$

Таблица 7

Суммарные (числитель) и доступные (знаменатель) водозапасы конвективной облачности Северного Казахстана за светлую часть суток в июле, мм

Станция	Срок				Сумма	% к общей сумме
	06	09	12	15		
Костанай	$\frac{21,1}{4}$	$\frac{25,7}{5}$	$\frac{47,4}{9}$	$\frac{59,8}{12}$	$\frac{154,0}{30}$	54,8
Павлодар	$\frac{8,8}{2}$	$\frac{19,2}{4}$	$\frac{59,8}{12}$	$\frac{44,2}{9}$	132,0	64,0
Астана	$\frac{20,2}{4}$	$\frac{39,4}{8}$	$\frac{55,4}{11}$	$\frac{57,6}{11}$	172,6	67,6
Караганда	$\frac{10,2}{2}$	$\frac{24,3}{5}$	$\frac{39,6}{8}$	$\frac{67,1}{13}$	141,2	69,0
Сумма	60,3	108,6	202,2	228,7	599,8	64,0
Среднее	15,0	27,2	50,6	57,2	150,0	

Данные за апрель в подсчеты средних водозапасах за вегетационной сезон не включены. Эти данные могут быть полезны уже непосредственно на этапе планирования воздействий. Данные о водозапасах в светлую часть суток для других месяцев можно извлечь из табл. 5, рассмотренной ранее.

Представляет безусловный интерес сравнение полученных нами данных о величинах влагозапасов в вегетационный период с исследованиями других авторов. К сожалению, данных о водозапасах, полученных другими авторами с помощью метеорологических радаров, пока нет. Однако есть данные о повторяемости конвективных облаков для Северного Казахстана за семилетний период 1951...1958 гг. за май – август, полученные Н.Ф. Гельмгольцем [3]. К сожалению, данные рассчитаны по наблюдениям в 01, 07, 13 и 19 ч средне солнечного времени. В подсчет включены случаи облачности только за сроки светлого времени 7, 13 и 19 ч.

Согласно [3] днем с ресурсом считался такой день, в котором хотя бы в одном из сроков светлого времени суток отмечалась конвективная облачность. При этом допускалось, что каждый из сроков отражает состояние облачности на протяжении ± 3 ч. Автор отмечает, что могут иметь место случаи, когда наблюдается конвективная облачность в течение нескольких сроков подряд. Все равно это считалось за один день с облачностью. Результаты подсчет ресурсов в [3] приведены только для срединных месяцев сезонов. Сказанное выше затрудняет процесс сравнения, хотя и не исключает его.

Гельмгольц Н.Ф. рассчитывал облачный ресурс, а не водозпасы и этот ресурс может служить аналогом повторяемости конвективных облаков в нашей работе. Мы считали за случай наличие облачности за каждый срок. Полагая, что облачность, имевшая место в предыдущей срок, или дала осадки или рассеялась. Это согласуется с теорией, согласно которой конвективное облако живет не более 1,5...2,0 ч, другое дело, что условия для его образования, особенно в зоне фронта, могут сохраняться долго [9, 15]. Следовательно, суммарная повторяемость по срокам должна быть выше, чем число дней с облачностью по [3]. Для июля Гельмгольц дает 8...23 дня с мощной кучевой и кучево-дождевой облачностью, среди которых 4...14 дней без осадков. Следовательно, в среднем 50 % дней с кучево-дождевой облачностью не дают осадков, хотя могли бы, т.е. являются ресурсными.

Выполненная нами оценка водозапасах показывает, что по всем станциям с мая по июль доступные влагозапасы примерно соответствуют среднему количеству выпавших осадков в радиусе 100 км или близки к этой величине.

Гельмгольц в той же работе приводит карту средней повторяемости числа ресурсных дней над Северным Казахстаном за теплое полугодие, на которой максимум расположен несколько севернее Астаны и ориентирован с запада северо-запада на восток юго-восток. К северо-востоку и к северу, а также к югу повторяемость ресурсных дней быстро уменьшается. Для рассмотренных нами месяцев наибольшие водозапасы имеют место тоже в Астане, хотя и в Костаное они велики (табл. 6). В то же время и в Павлодаре средние водозапасы лишь на 10 %, а в Караганде – на 20 % ниже, чем в районе Костаная.

Тщательный анализ данных облачности, выполненный нами как по данным радаров, так и по данным метеостанций, показал, что количество осадков неплохо коррелирует с водозапасами (данные табл. 5 и 6). Поэтому низкие ресурсы конвективной облачности над Кокчетавом и особенно над Петропавловском, полученные в [3], представляются нам заниженными, в Кокчетаве – в 1,5...3,0 раза.

В данной работе для конвективной облачности мощностью более 3,5 км водность принята равной $1,5 \text{ г/м}^3$ согласно [1, 4]. В результате выполненных исследований получено следующее:

- по четырём станциям Северного Казахстана, где имеются метеорологические радары, по методике, изложенной в [7], оценены водозапасы конвективной облачности за вегетационный период с апреля по июль;
- в апреле водозапасы конвективной облачности составляют несколько миллиметров и как ресурс для вызывания дополнительных осадков не представляют интереса. Осадки в этом месяце, хотя и небольшие, выпадают из облаков других типов;
- в мае водозапасы заметно возрастают и доступные водозапасы сравнимы с количеством осадков в этом месяце;
- в июне водозапасы, кроме станции Караганда, в два раза превышают майские. В этом месяце получены наибольшие водозапасы по всем станциям кроме Костаная;
- в июле в Костаное водозапасы немного превысили июньские, а на других станциях они уменьшались, в Караганде остались без изменений;
- в течение мая – июля водозапасы растут вместе с ростом количества осадков. Доступные водозапасы по всем станциям близки к количеству осадков;
- в суточном ходе максимум водозапасов, около 70 % имеет место во второй половине дня.

Главным выводом данной работы мы считаем то, что полученные нами величины влагозапасов конвективной облачности для Северного Казахстана достаточно велики. На сегодняшнем уровне развития активных воздействий, доступные водозапасы соизмеримы с количеством выпадающих осадков. Это делает целесообразным рассмотрение возможности организации активных воздействий в регионе, с целью смягчения последствий изменения климата, а также в годы с недостаточным количеством осадков.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Васищева М.К., Щукин Г.Г. Экспериментальные исследования водности облаков. / Статистические модели атмосферы. – Обнинск, 1977. – 94 с.
2. Войт Ф.Я. Мазин И.П. Водность кучевых облаков. // Изв. АН СССР, Физика атмосферы и океана. – 1972. – Т. 8, № 11. – С. 1166 – 1176.
3. Гельмгольц Н.Ф. Облачные ресурсы Северного Казахстана применительно к проблеме искусственного вызывания осадков. // Труды КазНИГМИ. – 1966. – Вып. 25. – С. 18 – 26.
4. Дубровина Л.С. Характеристика облачного покрова над территорией СССР по данным самолетного зондирования. // Труды НИИАК. – 1968. – Вып. 27. – С. 3 – 21.
5. Метеорологический ежемесячник. Ч. 2, Вып. 18, 1982, № 4-8 Периодическое издание Казахского УГМС.
6. Научно-прикладной справочник по климату СССР, серия 3. Многолетние данные. Части 1-6. Вып. 187, Казахская ССР. Кн. 3. – Л.: Гидрометеиздат, 1990. – 680с.
7. Половина И.П. Воздействия на внутримассовые облака слоистых форм. – Л.: Гидрометеиздат, 1971. – 215 с.
8. Прихотько Г.Ф. Искусственные осадки из конвективных облаков. Л.: Гидрометеиздат. – 1968. – 173 с.
9. Руководство по производству наблюдений и применению информации с неавтоматизированных радиолокаторов МРЛ-1, МРЛ-2, МРЛ-5. / СПб.: Гидрометеиздат, 1993. – 358 с.
10. Скацкий В.И. Некоторые результаты экспериментального исследования водности кучевых облаков. // Изд. АН СССР, серия Физика атмосферы и оптика, 1965. – т. 1, №8. – С. 833 – 844.
11. Чередниченко А.В. Аэросиноптического условия образования гроз в Северном Казахстане. // Гидрометеорология и экология. – 2008. – № 4. – С. 71 – 86.
12. Чередниченко А.В. Динамика распределения облачности и осадков над Северным Казахстаном по данным метеорологических радаров. // Гидрометеорология и экология. – 2008. – № 2-3. – С. 15 – 26.

13. Чередниченко А.В. Характеристика радиоэха облачности атмосферных фронтов, осадков и опасных явлений Северным Казахстаном. // Гидрометеорология и экология. – 2008. – № 2-3. – С. 54 – 63.
14. Шметер С.М. Физика конвективных облаков. – Л.: Гидрометеоздат, 1972. – 231 с.

Казахский научно-исследовательский институт экологии и климата, г. Алматы
Казахский национальный университет им. аль-Фараби, г. Алматы

МЕТЕОРОЛОГИЯЛЫҚ РАДАРЛАР МӘЛІМЕТТЕРІ БОЙЫНША ВЕГЕТАЦИЯ КЕЗЕҢІНДЕГІ СОЛТҮСТІК ҚАЗАҚСТАНДАҒЫ КОНВЕКТИВТІ БҰЛТТЫЛЫҚ ҚОРЫ

Геогр. ғылымд. канд. А.В.Чередниченко

Солтүстік Қазақстандағы конвективті бұлттылықтың вегетация кезеңіндегі қоры метеорологиялық радарлардың үнемі бақылаулары негізінде бағаланды. Бұл қорлардың едәуір мол және жауын-шашынды жасанды көбейту мәселесін шешудегі маңызы бар екендігі көрсетілді.

УДК 630:551.585.53: 626.875:633.2/.3

**К АГРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОМУ ОБОСНОВАНИЮ
ПРИЕМОМ УЛУЧШЕНИЯ АРИДНЫХ ПАСТБИЩ
ПУТЕМ ФИТОМЕЛИОРАЦИИ**

Канд. геогр. наук Л.В. Лебедь
 Л.П. Гаврилова
 Е.Г. Царева

В Казахстане в соответствии с методиками ФАО и ЮНЕП, применяемыми для оценки опустынивания земель, наибольшее распространение получает такой тип опустынивания как деградация растительного покрова. Создание искусственных многолетних агрофитоценозов на пастбищах, путем фитомелиорации, является неотъемлемой составляющей устойчивого их управления в системе кормопроизводства. В статье приводятся предварительные результаты исследований по агроклиматической оценке пустынной пастбищной территории Казахстана для целей фитомелиорации.

Развитие пастбищного животноводства, традиционной отрасли сельскохозяйственного производства в Казахстане, определяется биоэкологическим состоянием и продуктивностью естественного растительного покрова. Практика пастбищепользования, сложившаяся в Казахстане к 60-тым годам прошлого столетия в условиях жесткой административной системы управления сельским хозяйством, не отвечает современным требованиям рационального, экологически сбалансированного ведения хозяйства. В результате многолетнего воздействия отрицательных факторов природопользования пустынным пастбищам нанесен невосполнимый ущерб [5, 10]. По оценкам специалистов, к концу минувшего столетия на 60 % площадей аридных пастбищ отмечалось опустынивание от очень слабого, с очагами умеренного, до сильного, с очагами очень сильного (рисунок).

Внедрение эффективных технологий создания искусственных агрофитоценозов предусматривает увеличение емкости аридных пастбищ, повышение их устойчивости к неблагоприятным природным явлениям и антропогенному воздействию [7, 11]. Различные экологические условия обуславливают различные методы фитомелиорации пастбищ: коренное и поверхностное улучшение, создание пастбищезащитных лесных полос, лесомелиорация засоленных почв и др.

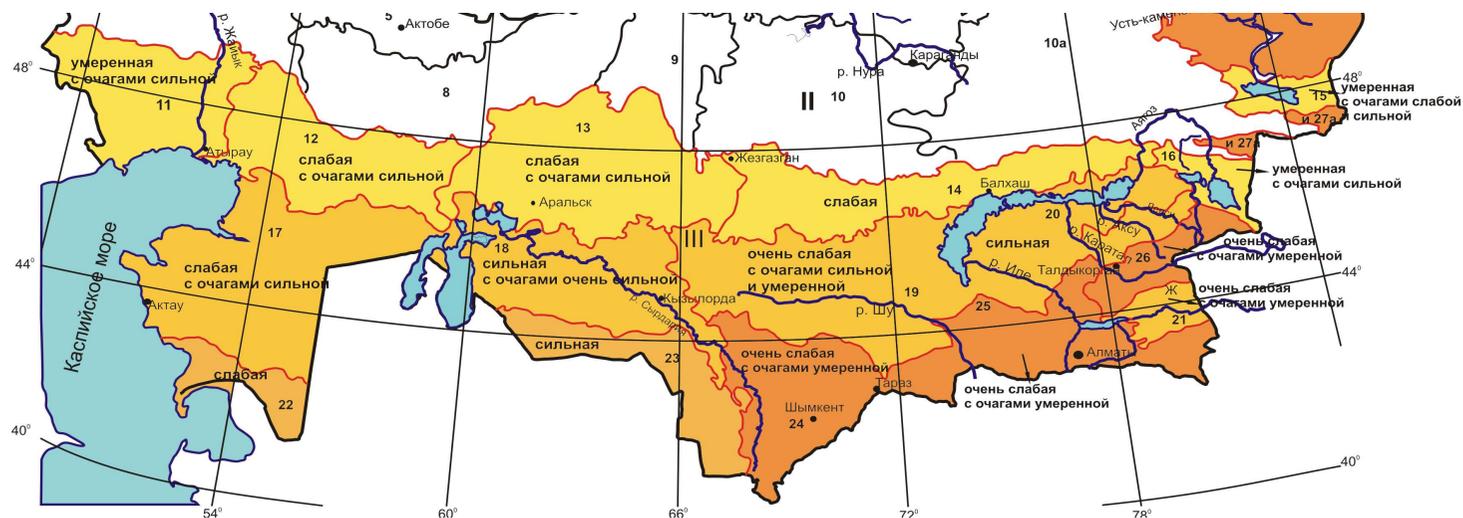


Рис. Деградация растительности на пастбищах в пустынной зоне Казахстана (по Л. Курочкиной, Г. Макулбековой, 2006 г.) 11 – 27, 27а – природные районы.

Почва и исходное состояние естественной растительности определяют соответствующие агроприемы. От агрометеорологических условий года, мезо- и микроклиматических условий местности зависят всходы и степень приживаемости растений-фитомелиорантов, т.е. успешное проведение мероприятий по улучшению пастбищ.

Растительный покров в зоне пустынь Казахстана сформирован в крайне жестких климатических условиях, которые характеризуются достаточной несоразмерностью тепла и влаги, равной в соответствии с индексом сухости М.Х. Будыко, 4...6 единицам. Такое соотношение тепла и влаги крайне неблагоприятно для роста и развития пастбищной растительности. Вместе с тем, в отдельные сезоны года эти несоответствия значительно сглаживаются и в пустыне наблюдаются относительно благоприятные условия для формирования биомассы и семян у взрослых особей растений и для выживания молодого подростка.

Из практики создания сеяных агрофитоценозов на пастбищах Казахстана посев семян растений из семейства маревых проводится в период с декабря (по первому снегу) по март (по последнему снегу) до установления положительных температур воздуха весной. В первый год жизни создающие агрофитоценоз растения проходят три стадии развития: прорастание семян, всходы, укоренение и приживаемость. Благоприятное сочетание тепла и влаги в эти основные для растений критические периоды определяют успех фитомелиоративных работ на пастбищах.

Об агроклиматических условиях, складывающихся в пустынях Казахстана для появления всходов, укоренения и приживаемости растений-фитомелиорантов можно судить по данным из таблицы. Основным фактором среды, определяющим появление массовых всходов весной и их дальнейшее выживание в летний период, является почвенная влага, накопленная за счет осадков осенне-зимне-весеннего периода года. Информация об осадках за холодный период года уже позволяет судить, в первом приближении, об агрометеорологических условиях для появления всходов растений-фитомелиорантов, высеваемых ранней весной, выживаемости молодого подростка и решать вопросы целесообразности проведения фитомелиоративных работ на пастбищах в текущем году. В случае посева растений в начале зимы такая возможность выбора хозяйственной стратегии исключается. В пустынной зоне Казахстана осадки за холодный период года составляют от 50 до 65 % их годовой суммы с выраженным максимумом на весенний период. Как видно из данных таблицы, за счет осенне-зимне-весенних осадков в метровом

слое глинистых почв пустыни в среднем накапливается от 40...60 мм до 80...220 мм продуктивной влаги весной, что несколько меньше оптимальной влагообеспеченности для растений (80 % НПВ). На южных и восточных окраинах пустынь почвенные влагозапасы на весну наблюдаются в пределах оптимальных величин и обеспечивают, в общем удовлетворительные, а в отдельных случаях и хорошие условия для роста и развития взрослых особей естественной растительности на вегетационный период. Вместе с тем, появление массовых всходов растений-фитомелирантов весной может тормозиться за счет периодического высыхания верхнего 5-ти сантиметрового горизонта почвы. При агрометеорологической оценке условий увлажнения растений необходимо также учитывать, что в бугристых и бугристо-рядовых песках запасы влаги метрового слоя почвы могут изменяться в полтора – два раза по элементам рельефа [3]. Полевые наблюдения, которые проводились ранее в Туркмении и Казахстане, показали, что оптимальные условия увлажнения для прорастания семян и появления всходов прутняка и кейреука отмечаются при запасах влаги, составляющих не менее 10...20 мм в слое почвы 0...10 см [2, 8]. Для завершения процессов гидролитических реакций в семени в период его прорастания, необходимы переменные температуры (от положительных до отрицательных), продолжительностью до 20 суток [8, 11]. Также для предотвращения от высыхания уже проросших семян, которые остаются на поверхности почвы, требуется повышенная влажность воздуха, не менее 44 %. Такое сочетание условий для прорастания семян растений из семейства маревых обеспечивается как подзимними, так и ранневесенними сроками сева до устойчивого перехода температуры воздуха через 0 °С. При поздних сроках сева растений-фитомелирантов вероятность прорастания семян и появления всходов резко уменьшается. Массовые всходы обычно появляются по мере прогревания почвы весной в декаду перехода температуры воздуха через плюс 10...12 °С (таблица).

Вместе с тем, для всходов, полученных из семян, которые высеяны в начале холодного периода, существует угроза погибнуть в условиях мягкой зимы от продолжительных зимних оттепелей, вызывающих вспышки зимней вегетации у растений [4]. А поскольку, в соответствии с таблицей, среднее число дней с оттепелями наблюдается в пустынях до 46 суток, то для уменьшения риска гибели прорастающих зимой семян целесообразен перенос подзимних сроков сева на ранневесенние.

Таблица

Агроклиматическая оценка условий появления всходов, укоренения и приживаемости многолетних растений-фитомелиорантов в пустынной зоне Казахстана

Природный район *	Зимние оттепели, сутки	Запасы влаги в слое почвы 0...10 см на декаду перехода Т через 5° С весной, мм	Сроки массовых всходов растений	Сроки весенних заморозков на почве (Т ≤ -2° С)		ПВ **, относ. единицы		Осадки за период приживаемости, мм
				средний	самый поздний	укоренение	приживаемость	
11. Волжско-Жайыкский	28...37	100	11...30 апреля	21...30 апреля	11...20 мая	1,39	0,49	56
		61				0,80	0,31	47
12. Северо-Прикаспийский	18...45	57	11...30 апреля	21...30 апреля	11...20 мая	0,81	0,30	31
		56				0,79	0,30	29
13. Торгайско-Северо-Прикаспийский	21...29	62	21...30 апреля	1...10 мая	21...31 мая	0,93	0,33	45
		57				0,81	0,30	32
14. Бетпакдалинско Северо-Прибалхашский	23...28	78	11...30 апреля	21...30 апреля	21-31 мая	1,03	0,38	66
		54				0,70	0,27	28
15. Жайсанский	15...17	53	1...10 мая	11...20 апреля	1...10 мая	0,79	0,27	29
		51				0,84	0,27	30
16. Алакольский	18	90	21...30 апреля	21...30 апреля	21...31 мая	1,08	0,56	97
		91				1,40	0,50	59

17. Прикаспийский	29...46	52	11...20 апреля	11...20 апреля	1...10 мая	0,82	0,34	33
		50				0,82	0,34	29
		57				0,87	0,41	44
		52				0,74	0,33	44
18. Аральско-Кызылкумский	27...28	54	11...20 апреля	11...20 апреля	1...10 мая	0,70	0,27	28
		38				0,62	0,25	20
19. Мойынкумско-Бетпақдалинский	29...36	62	11...20 апреля	11...20 апреля	11...20 мая	0,98	0,34	40
		81				1,24	0,44	32
		51				0,86	0,28	22
20. Южно Прибалхашский	18...36	48	11...30 апреля	11...20 апреля	11...20 мая	0,79	0,25	21
		57				0,72	0,33	51
		71				0,90	0,40	50
		50				0,55	0,27	31
21. Илейский	36	73	11...20 апреля	11...20 апреля	11...20 мая	0,92	0,42	57
		48				0,60	0,28	57
22. Южно-Прикаспийский	35...40	51	11...20 апреля	1...10 апреля	21...30 мая	0,65	0,29	25

23. Жанадаринско-Кузылкумский	35...40	74	1...10 апреля	1...10 апреля	1...10 мая	0,42	0,45	8
		56				1,05	0,33	10
24. Карагауский	35...37	174	1...10 апреля	1...10 апреля	11...20 мая	3,25	1,33	22
		204				3,01	1,26	29
		83				1,64	0,56	14
		102				2,07	0,82	11
25. Тянь-Шанский	36...37	72	11...20 апреля	21...30 апреля	21...31 мая	1,23	0,46	52
		91				1,29	0,65	116
26. Жетысуйский	35...39	96	11...30 апреля	21...30 апреля	21...31 мая	1,68	0,65	46
		116				1,56	0,71	71
27. Алтайский	12...18	148	1...10 мая	21...31 мая	11...20 июня	2,22	0,88	116
		98				1,06	0,52	121
		93				1,17	0,64	134
		129				1,61	0,59	128
		152				1,83	0,85	138

*Примечание:** Номер природного района на карте эколога-геоботанического районирования по степени опустынивания, 2006 г.; ** ПВ – показатель влагообеспеченности А. Федосеева и Г. Белобородовой.

Опасными являются и поздние весенние заморозки для всходов растений-фитомелиорантов. Заморозки на поверхности почвы минус 2 °С вызывают гибель всходов до 20 % и более. Как видно в таблице, заморозки на почве минус 2 °С и ниже с вероятностью до 50 % совпадают в пустыне со сроками массовых всходов растений-фитомелиорантов, а с вероятностью 10 % они «сопровожают» молодые растения до завершения стадии укоренения.

Для оценки условий увлажнения растений-фитомелиорантов в период их укоренения авторами был принят показатель влагообеспеченности (ПВ) по А. Федосееву и Г. Белобородовой. С учетом этого критерия для пустынь Казахстана выполнялась агроклиматическая оценка условий увлажнения (в баллах) растений-фитомелиорантов на период укоренения. Выявлено, что очень благоприятные и благоприятные условия для укоренения растений (4 и 5 баллов) отмечаются в Предгорных и Северных пустынях и продолжаются 20...45 и 15...30 дней соответственно. Наиболее продолжительные периоды до 15...20 дней с неблагоприятными и очень неблагоприятными условиями для укоренения растений (1..2 балла) приходятся на Среднюю пустыню.

Приживаемость растений-фитомелиорантов проходит в наиболее жестких влажностных условиях среды. Условия увлажнения растений на стадии приживаемости в большинстве пустынных районах отмечаются на уровне очень неудовлетворительных ($ПВ \leq 0,40$) и только на окраинах пустыни они повышаются до уровня неудовлетворительных с $ПВ 0,40...0,60$, что определяет значительный выпад молодых особей из формирующегося агрофитоценоза (таблица).

Об агроклиматических условиях, определяющих появление всходов, дальнейшую выживаемость и развитие растений-фитомелиорантов в первый и последующий годы жизни, косвенно можно судить по межгодовой динамике продуктивности взрослых особей эфемеров (весенних трав). По расчетам Л. Лебедь и З. Беленковой, коэффициент вариации урожайности пустынных растительных сообществ на весенний период отмечается относительно высоким и достигает величин 0,29...0,38 в Северной пустыне, 0,44...0,63 в Средней и 0,60...0,69 в Южной пустынях, а также 0,46...0,54 в Предгорной [6]. Он отражает достаточную неустойчивость условий среды для появления всходов и выживаемости растений-фитомелиорантов и вытекающие отсюда значительные риски проведения фитомелиоративных мероприятий в пустынной зоне Казахстана.

К концу вегетационного периода в пустынях обычно выживает только незначительная часть молодых растений из появившихся весной всходов, например в пустыне Каракумы всего 24...30 % [8]. Количество фитомелиорантов на 4...5-й год жизни, когда обычно формируется оптимальная густота стояния агрофитоценоза, составляет 35...60 % от сохранившегося количества особей в конце первого года жизни. К примеру, у саксаула черного на 4...5-ый год жизни в благоприятных агрометеорологических условиях насчитывается 900...1200 экземпляров крупных деревьев на гектар площади, а у прутняка и кейреука отмечается от 20...25 до 30...40 тыс. особей на гектар (чистые и смешанные культуры).

Таким образом, исследования показывают, что результаты фитомелиоративных работ на пустынных пастбищах в значительной мере определяются агрометеорологическими условиями, в частности режимом атмосферных осадков, их годовым и сезонным перераспределением в сочетании с температурами воздуха и почвы, которые складываются в первый год жизни растений-улучшителей.

Как подтверждает практика, без учета климатических и погодных условий при фитомелиорации пустынных пастбищ в Казахстане в среднем погибает до 55 % всходов, а в годы с недостаточным увлажнением – до 95 % на засеянной площади [1, 11]. При этом также гибнет и значительная часть семян. Гибкая стратегия проведения мероприятий по фитомелиорации, с учетом климатических и погодных условий будет способствовать повышению их суммарной эффективности с уменьшением экологических потерь в 1,5...2 раза [3, 9]. По расчетам Е. Коробовой и других специалистов, потенциальный экономический эффект от рекомендованных агрометеорологами способов фитомелиорации пастбищ, составляет 10...15 % от суммы прямых убытков возможных в практике их улучшения [4].

Агроклиматическое обоснование сроков сева и способов создания искусственных агрофитоценозов, с агроклиматическим районированием для целей фитомелиорации, направлено на восстановление пустынных пастбищ, улучшение их экологического состояния и на повышение эффективности использования местных агроклиматических и почвенных ресурсов в производстве.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бедарев С.А. Агрометеорология и лугопастбищное хозяйство. Л.: Гидрометеиздат, 1979. – С. 107-119.
2. Герасименко Г.Д. Фенологическое развитие и семенное возобновление пастбищной растительности в связи с агрометеорологическими условиями Северного Приаралья (Малые Барсуки): Автореф. дис. ...канд геогр. наук. – Алма-Ата, 1971. – 22 с.

3. Грингоф А., Федосеев А., Нурбердиев М., Рейзвих О. Агрометеорологическое обеспечение фитомелиоративных мероприятий на пастбищах. // Труды ВНИИСХМ – 1983. – С. 83-90.
4. Коробова Е.Н., Антипова Е.В., Братунова Л.А. Агрометеорологическое обоснование фитомелиорации пастбищ пустынной зоны. // Проблемы освоения пустынь. – 1989. – № 2. – С. 31-32.
5. Курочкина Л.Я., Кокарев А.К. Методике составления карт опустынивания. // Аридные экосистемы. – 2007. – № 33-34. – С. 40-53.
6. Лебедь Л.В., Беленкова З.С. О временной изменчивости урожайности кормовых угодий Казахстана. // Труды КазНИГМИ. – 1989. – Вып. 103. – С. 42-49.
7. Нечаева Н.Т. Экологические основы сохранения и обогащения пастбищ аридной зоны СССР. // Проблемы освоения пустынь. – 1989. – № 2. – С. 3-13.
8. Нурбердиев М., Рейзвих О.Н. Продуктивность пастбищ пустынь Средней Азии, оценка и управление. – Ашгабат: Ылым, 1992. – 180 с.
9. Федосеев А.П., Нурбердиев М. Использование гидрометеорологической информации для оптимизации площадей посева фитомелиорантов. // Труды КазНИГМИ. – 1982. – Вып. 77. – С. 57-65.
10. Харин Н.Г., Орловский Н.С., Коган Н.А., Макулбекова Г.Б. Современное состояние и прогноз опустынивания в аридной зоне СССР. // Проблемы освоения пустынь. – 1986. – № 5. – С. 58-74.
11. Шамсутдинов З.Ш. Биологическая мелиорация деградированных сельскохозяйственных земель (на примере аридных территорий). – М.: ТОО «Коркие», 1996. – 172 с.

Казахский научно-исследовательский институт экологии и климата

**ФИТОМЕЛИОРАЦИЯ ЖОЛЫМЕН АРИДТІ ЖАЙЫЛЫМДАРДЫ
ЖАҚСARTY ТӘСІЛДЕРІН АГРОМЕТЕОРОЛОГИЯЛЫҚ
НЕГІЗДЕУ ЖӨНІНДЕ**

Геогр. ғылымд. канд. Л.В. Лебедь
 Л.П. Гаврилова
 Е.Г. Царева

Жерлердің шөлге айналуын бағалауға арналған ФАО және ЮНЕП әдістемелеріне сәйкес Қазақстанда өсімдік жамылғысының азайуына әкелетін шөлдену типі ең көп тараған. Фитомелиорация жолымен жайылымдарда көпжылдық жасанды агрофитоценоздарды өсіру, азық өндіру жүйесінде оларды тұрақты басқарудың маңызды бөлігі болып саналады. Мақалада фитомелиорация мақсатында Қазақстанның шөл жайылым аумақтарына жүргізілген агроклиматтық зерттеулердің бастапқы нәтижелері келтірілді.

УДК 551.579

**К ОЦЕНКЕ ЧУВСТВИТЕЛЬНОСТИ НЕКОТОРЫХ
АГРОКЛИМАТИЧЕСКИХ ПОКАЗАТЕЛЕЙ УВЛАЖНЕНИЯ
ПРИМЕНИТЕЛЬНО К АТМОСФЕРНЫМ ЗАСУХАМ НА
ТЕРРИТОРИИ КАЗАХСТАНА**

Ж.К. Ахмадиева

Для оценки режима увлажнения основных сельскохозяйственных районов Казахстана рассчитывался комплекс агроклиматических показателей (индексов) увлажнения Д.И. Шашко, Г.Т. Селянинова, Д.А. Педя и Н.Н. Иванова. Оценка проводилась во взаимосвязи с урожайностью зерновых культур.

Продовольственная безопасность в свете глобального потепления климата становится важным и приоритетным направлением политики многих стран мира, в том числе и Казахстана. В последние годы развитие агропромышленного комплекса в республике характеризуется положительной динамикой. Однако, доля сельского хозяйства во внутреннем валовом продукте (ВВП) в пересчете на 1 сельского жителя остается ниже этого показателя в других странах, а именно в 1,8 раза, чем в России, в 7,5 раза, чем в Германии и Южной Корее, в 43 раза, чем в Бельгии [3].

Республика Казахстан имеет достаточные земельные ресурсы и природные возможности для зернопроизводства и может обеспечить зерном не только себя, но и соседние государства. В Северном Казахстане, основном районе размещения посевов зерновых культур, благодаря особенностям климата выращивается яровая пшеница твердых и сильных сортов с высоким содержанием клейковины. Такое зерно высоко ценится хлебопекарной промышленностью и является высококонкурентным товаром на мировом рынке. Казахстан экспортирует зерно пшеницы в страны Центральной Азии, Ближнего Востока, Африки. Несмотря на введение квот Еврокомиссией, высококачественное казахстанское зерно имеет устойчивый спрос и на территории государств-членов Европейского Сообщества. Для роста объемов экспорта зерна у республики имеются большие перспективы: Китай и Иран – большие рынки сбыта, Киргизия, Узбекистан, Туркмения – практически не производят свою пшеницу.

Основные площади посевов зерновых культур в Казахстане (более 71,3 %), заняты яровой пшеницей и располагаются в Северном Казахстане (Акмолинская, Северо-Казахстанская, Костанайская, Павлодарская области). В Южном Казахстане (Алматинская, Южно-Казахстанская, Жамбылская и Кызылординская области) выращиваются как ранние яровые, так и озимые зерновые культуры, которые, в основном, используются для местных нужд.

Особенностью зернопроизводства в Казахстане является сильная зависимость урожайности зерновых культур от метеорологических условий. По некоторым оценкам, до 60...70 % рисков в земледелии связаны с динамикой погоды и климата. В формировании урожая зерновых культур фактор увлажнения является определяющим как для Северного так и для Южного Казахстана [1, 2]. Например, в Северном Казахстане фактор влаги определяет колебания урожайности яровой пшеницы до 80 %. В перспективе, в условиях дальнейшего потепления глобального и регионального климата, увеличится повторяемость и интенсивность атмосферной и почвенной засух, губительно действующих на урожайность зерновых культур.

Для управления рисками, связанными с засухами, своевременной адаптации зернопроизводства к изменению климата необходим регулярный мониторинг засух в сельскохозяйственных районах. В целях мониторинга часто используются показатели увлажненности (или индексы засухи), которые являются функцией атмосферных осадков. В выполняемых ранее исследованиях, показатели увлажненности оценивались, в основном, каждый в отдельности, что приводит, по мнению автора, к значительным погрешностям при оценке засух.

В настоящей работе, для оценки режима увлажнения сельскохозяйственных районов Казахстана, использовались агроклиматические показатели (индексы) увлажнения Д.И. Шашко, Г.Т. Селянинова, Д.А. Педь и Н.Н. Иванова. Они рассчитывались по 92 метеорологическим станциям в двух временных отрезках: 1971...2007 гг. (Г.Т. Селянинов, Д.А. Педь, Н.Н. Иванов) и 1986...2007 гг. (Д.И. Шашко, Г.Т. Селянинов, Д.А. Педь, Н.Н. Иванов).

Гидротермический коэффициент (ГТК) Селянинова, самый распространенный из вышеперечисленных показателей, рассчитывался как:

$$ГТК = \frac{\sum r}{0,1 \sum t}, \quad (1)$$

где $\sum r$ – сумма осадков за вегетационный период (мм); $\sum t$ – сумма температур за тот же период (°C).

Индекс Педя рассчитывался как разность стандартизованных аномалий температуры воздуха и атмосферных осадков:

$$S_i(\tau) = \frac{\Delta T}{\sigma_T} - \frac{\Delta R}{\sigma_R}, \quad (2)$$

где ΔT и ΔR – аномалии среднегодовых значений температуры воздуха (°С) и годовых сумм атмосферных осадков (мм); σ_T , σ_R – среднеквадратические отклонения среднегодовой температуры воздуха (°С) и годовой суммы осадков (мм).

Показатель увлажнения Иванова рассчитывался как:

$$K = \frac{\bar{R}}{E_0}, \quad (3)$$

где \bar{R} – сумма осадков за год, мм; E_0 – испаряемость за год, мм.

Для расчета испаряемости была использована формула Тюрка с поправочным коэффициентом Е.Н. Вилесова:

$$E_0 = 2,33[300 + 25T + 0,05T^2], \quad (4)$$

где T – средняя годовая температура воздуха, °С.

Показатель увлажнения Шашко рассчитывался по формуле:

$$K = \frac{R}{\sum d}, \quad (5)$$

где R – сумма осадков за вегетационный период, мм; $\sum d$ – сумма суточных дефицитов влажности воздуха за вегетационный период, мб.

Для сопоставимости показателей увлажнения их рассчитанные значения были приведены к стандартной форме. Для показателей Шашко, Селянинова и Иванова, также как и для Педя, были рассчитаны значения среднеквадратических отклонений и стандартизованное отклонение для каждого года. При этом к годам с атмосферной засухой были отнесены годы, на которые в первом варианте указывали, по крайней мере, 2 показателя, а во втором – 3. С учетом охвата засухой территории при анализе учитывались только весьма обширные засухи, которые охватывали не меньше 30 % исследуемой территории.

Для оценки интенсивности засух были использованы следующие величины:

а) для индекса Педя

1,0 < x ≤ 2,0 – слабая засуха,

2,0 < x ≤ 3,0 – средняя засуха,

$x > 3,0$ – сильная засуха.

б) для показателей Шашко, Селянинова и Иванова

$-1,0 < x \leq -0,5$ – слабая засуха,

$-1,5 < x \leq -1,0$ – средняя засуха,

$x \leq -1,5$ – сильная засуха,

где x – стандартизированное отклонение соответствующего показателя.

В первом варианте анализа засух (3 показателя) за период 1971...2007 гг. в Северном Казахстане выявлено 11 случаев с засухой. Из них 1 случай с сильной засухой в 1975 г. (9,1 %), 2 – средней засухой в 1991 и 1997 гг. (18,2 %) и 8 – слабой засухой в 1974, 1978, 1981, 1982, 1983, 1989, 1997, 2004 гг. (72,7 %). В Южном Казахстане за этот период выявлено 7 случаев со слабой засухой (1971, 1982, 1983, 1997, 2001, 2005, 2007 гг.). Во втором варианте (4 показателя) за период 1986...2007 гг. выявлено 7 случаев с засухой в Северном Казахстане и 5 – в Южном Казахстане. По интенсивности засухи распределились следующим образом: в Северном Казахстане средние засухи наблюдались в 1991, 1997, 1998 гг. (42,8 % всех случаев с засухой), слабые – в 1988, 1989, 1997, 2004 гг. (57,1 %); в Южном Казахстане – средние засухи в 1995, 2000 гг. (40 %), слабые – в 1989, 2001, 2007 гг. (60 %). В этом варианте расчета случаев сильных засух не обнаружено.

Анализ многолетней урожайности зерновых культур в исследуемых районах показал, что чувствительность агроклиматических показателей увлаженности к засухам по этим градациям оказалась низкой. Например, на территории Северного Казахстана в 1984, 1995 и 1998 годах наблюдались сильные засухи, которые нанесли большой ущерб зернопроизводству. Урожайность яровой пшеницы в эти годы была очень низкой и составляла соответственно 5,5 ц/га, 5,5 ц/га и 4,7 ц/га. Однако рассчитанные агроклиматические показатели в эти годы засухи не выявили.

Для усиления чувствительности к засухам агроклиматических показателей увлажнения Шашко, Селянинова и Иванова их градации были изменены:

$-0,5 < x \leq 0$ – слабая засуха,

$-1,0 < x \leq -0,5$ – средняя засуха,

$x \leq -1,0$ – сильная засуха.

За период 1971...2007 гг. (3 показателя) после изменения градаций чувствительность агроклиматических показателей к засухам увеличилась. По Северному Казахстану за этот период выявлено 18 случаев с засухой, из них 27,8 % составили сильные засухи (1975, 1981, 1991, 1995, 1998 гг.),

27,8 % – средние (1974, 1981, 1983, 1997, 2004 гг.) и 44,4 % – слабые (1971, 1976, 1978, 1986, 1988, 1989, 2005, 2007 гг.). В Южном Казахстане за этот период в варианте этого расчета также выявлено 18 случаев с засухой: 22,2 % – сильные (1975, 1977, 1991, 1995 гг.), 55,5 % – средние (1971, 1974, 1982, 1983, 1986, 1989, 2000, 2001, 2005, 2007 гг.), 22,2 % – слабые (1985, 1995, 2004, 2006 гг.).

За период 1986...2007 гг. (4 показателя) в Северном Казахстане по измененным критериям выявлено 11 случаев с засухой, в том числе: 27,3 % – сильные засухи (1991, 1995, 1998 гг.), 27,3 % – средние (1989, 1997, 2004 гг.) и 45,4 % – слабые (1986, 1996, 2005, 2006, 2007 гг.). Чувствительность агроклиматических показателей к засухам после изменения их градаций оказалась достаточно высокой на территории Северного Казахстана и хорошо коррелировалась с урожайностью яровой пшеницы, которая в 1991, 1995, 1998 гг. не превышала 5,5 ц/га, в 1997 г. – 8,4 ц/га при среднемноголетней величине 9,3 ц/га. В годы со средней засухой урожайность яровой пшеницы не превышала 7,0...8,0 ц/га. Также было выявлено, что слабые засухи здесь не оказывают существенного влияния на урожайность яровой пшеницы.

В Южном Казахстане за период 1986...2007 гг. обнаружено 10 случаев с засухой, из них 20 % составляли сильные засухи (1991, 1995 гг.), 50 % – средние (1989, 2000, 2001, 2005, 2007 гг.) и 30 % – слабые (1999, 2004, 2006 гг.). Вместе с тем, связь между выявленной засухой и урожайностью озимой пшеницы оказалась достаточно низкой. Только в 1995 г. урожайность озимой пшеницы была низкой и составила 7,9 ц/га при среднемноголетнем значении 11,6 ц/га. В остальные годы с выявленными засухами урожайность озимой пшеницы была в пределах среднемноголетних значений и составляла 11...14 ц/га.

Корреляционный анализ урожайности зерновых культур с агроклиматическими показателями выявил прямую линейную функциональную связь (таблица). Исключением является индекс Педя, который указывает на обратную связь с урожайностью зерновых культур.

Наиболее тесная связь между агроклиматическими показателями и урожайностью зерновых культур выявлена в Северном Казахстане в Северо-Казахстанской и Костанайской областях, в Южном Казахстане – Алма-тинской области. Наиболее высокие коэффициенты корреляции в Северном Казахстане приходятся на показатели Шашко и Селянинова, в Южном Казахстане – Селянинова и Иванова.

Таблица

Коэффициенты корреляции среднеобластной урожайности пшеницы с агроклиматическими показателями увлажнения на территории Казахстана

Административная область	Показатель увлажненности			
	Педя	Сеянинова	Шашко	Иванова
Северо-Казахстанская	-0,51	0,62	0,66	0,60
Акмолинская	-0,41	0,55	0,49	0,49
Костанайская	-0,52	0,67	0,71	0,64
Павлодарская	-0,21	0,24	0,37	0,33
Алматинская	-0,33	0,57	0,63	0,63
Южно-Казахстанская	0,25	0,51	0,29	0,36
Жамбылская	-0,17	0,49	0,42	0,49

Более тесная взаимосвязь агроклиматических показателей с урожайностью зерновых культур в Северном Казахстане объясняется, в первую очередь, тем, что при расчетах показателей увлажненности учитывались атмосферные осадки теплого периода года. Обычно здесь в годы, обеспеченные летними осадками, урожаи пшеницы не опускаются ниже 9,0...10,0 ц/га. В Южном Казахстане, где выращиваются в основном озимые зерновые культуры, на формирование урожая влияют, в большей степени, осадки осенне-зимнего периода. Вследствие этого, здесь отсутствует тесная связь между показателями увлажненности и урожайностью зерновых культур. Низкую корреляционную связь в Южном Казахстане также можно объяснить тем, что большая часть посевов зерновых размещается на поливных землях (Жамбылская и Южно-Казахстанская области).

На основании проведенных исследований можно сделать вывод, что используемые агроклиматические показатели увлажненности более эффективны при оценке засух в условиях Северного Казахстана. В условиях Южного Казахстана для мониторинга засух желательно использовать другие показатели увлажненности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агрометеорологическая и агроэкологическая информация в поддержку зернопроизводства в Северном Казахстане (информация для лиц, участвующих в производстве и реализации зерна, а также определяющих экономическую и природоохранную политику в сельском хозяйстве Казахстана) // Под ред. М.К. Бакеновой, Л.В. Лебедь. – Алматы, 2006. – 81 с.
2. Белобородова Г.Г. Влагообеспеченность яровых колосовых культур на богарных землях юго-востока Казахстана. // Тр. КазНИГМИ. – 1965. – Вып. 24. С. 120-132.

3. Государственная программа развития сельских территорий Республики Казахстан на 2004...2010 гг. Астана, 2003. – 83 с.

РГП «Казгидромет», г. Алматы

**ҚАЗАҚСТАН АУМАҒЫНДАҒЫ АТМОСФЕРАЛЫҚ
ҚҰРҒАҚШЫЛЫҚҚА ҚАТЫСТЫ ЫЛҒАЛДАНУДЫҢ БІРНЕШЕ
АГРОКЛИМАТТЫҚ КӨРСЕТКІШТЕРІНІҢ СЕЗІМТАЛДЫҒЫН
БАҒАЛАУ ЖӨНІНДЕ**

Ж.К. Ахмадиева

Қазақстанның негізгі егіншілік аумақтарының ылғалдану режимін бағалау үшін Д.И. Шашконың, Г.Т. Селяниновтың, Д.А. Педяның және Н.Н. Ивановтың ылғалданудың агроклиматтық көрсеткіштері (индекстері) есептелді. Бағалау астықтың түсімділігімен тығыз байланыста жүргізілді.

УДК 551.461.

**ВЛИЯНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ ФОРМ РЕЛЬЕФА НА СРЕДНИЕ
ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА НА ТЕРРИТОРИИ СЕВЕРНОГО,
СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КЫРГЫЗСТАНА**

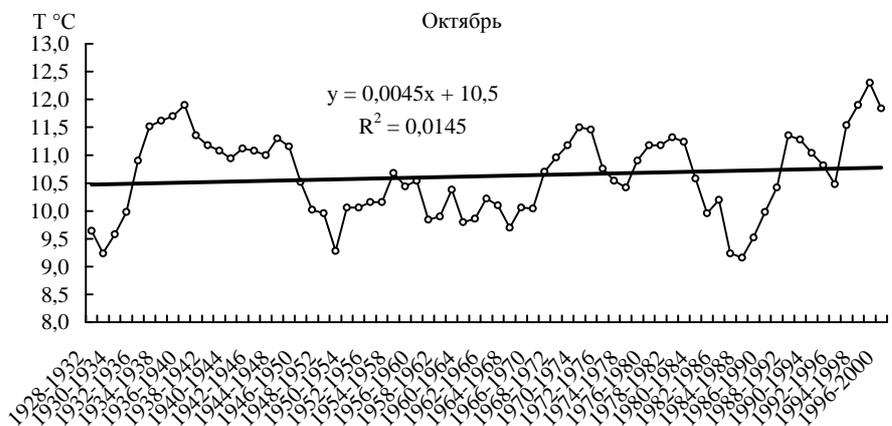
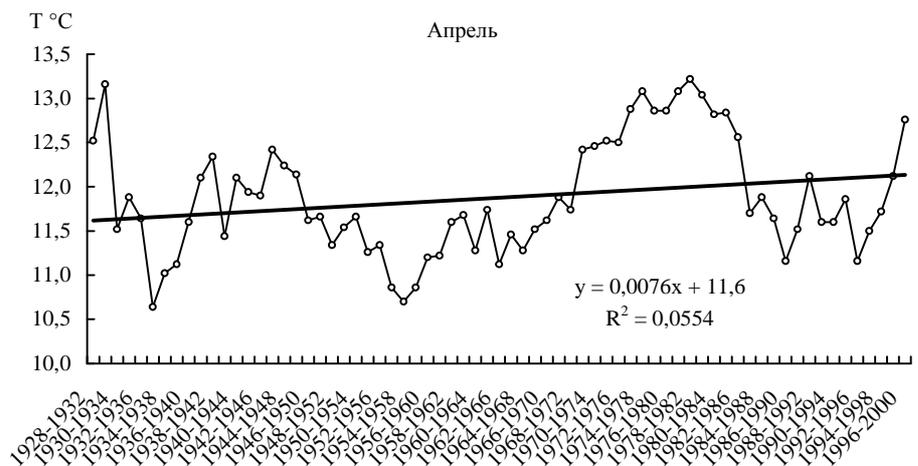
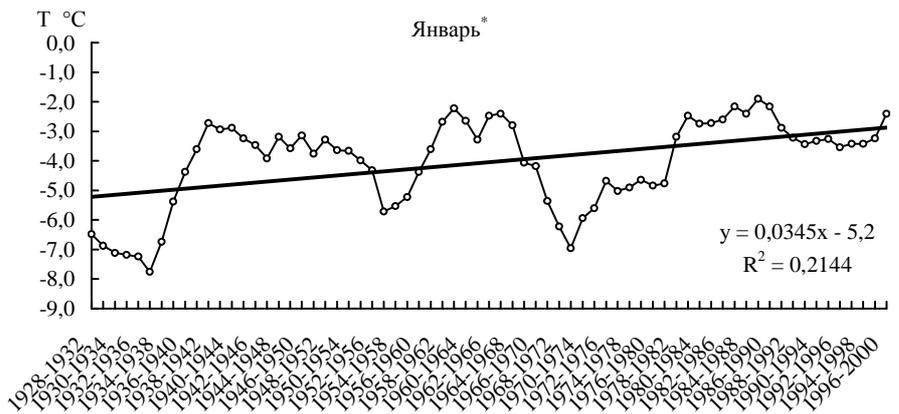
М.В. Перова

Для выявления долгопериодных колебаний средней температуры воздуха были рассчитаны скользящие 5-летние и 10-летние их значения и временные тренды за время инструментальных наблюдений по 2000 г. для 4 метеорологических станций Северного, Северо-Западного Кыргызстана: Бишкек, Байтык, Тюя-Ашуу северная и Талас. Можно сделать вывод о противоположных тенденциях в многолетнем изменении температуры в долинах и низкогорных зонах склонов по сравнению с высокогорными.

Потепление глобального климата Земли вызвало изменение температурных режимов в различных районах планеты, отличающихся своими региональными особенностями. Особенно справедливо это для горных стран, где на формирование температуры воздуха оказывает сильное влияние и рельеф.

Одними из показательных характеристик режима температуры являются временной ход их скользящих средних и тренды. Такие исследования для различных территорий были проведены в работах [3, 6], в том числе и для Кыргызстана [1, 2, 9]. Для Северного и Северо-Западного Кыргызстана (ССЗК) эти исследования в таком объеме выполнены впервые.

Для выявления колебаний средних месячных, средних годовых и средних за холодный сезон температур воздуха, имеющих период 5 лет и более, были рассчитаны их скользящие 5-летние и 10-летние средние, временные тренды за время инструментальных наблюдений по 2000 г. для 4 метеорологических станций ССЗК: Бишкек, Байтык, Тюя-Ашуу северная и Талас. Как известно, скользящие средние обладают тем свойством, что исключают во временных рядах колебания меньшие, чем период осреднения (в данном случае менее 5 или 10 лет), позволяя нагляднее выявить колебания больших временных масштабов [4, 5, 7]. На рис. 1, 2 в качестве примера показаны графики временного хода 5 и 10-летних средних температур по М Бишкек с нанесенными линиями трендов.



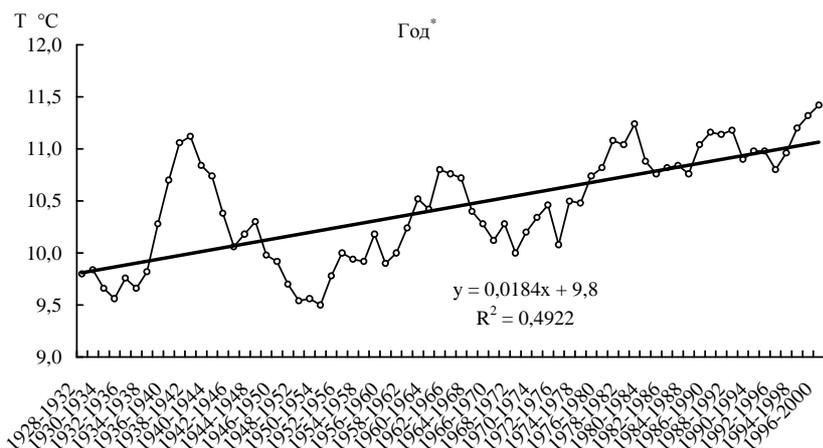
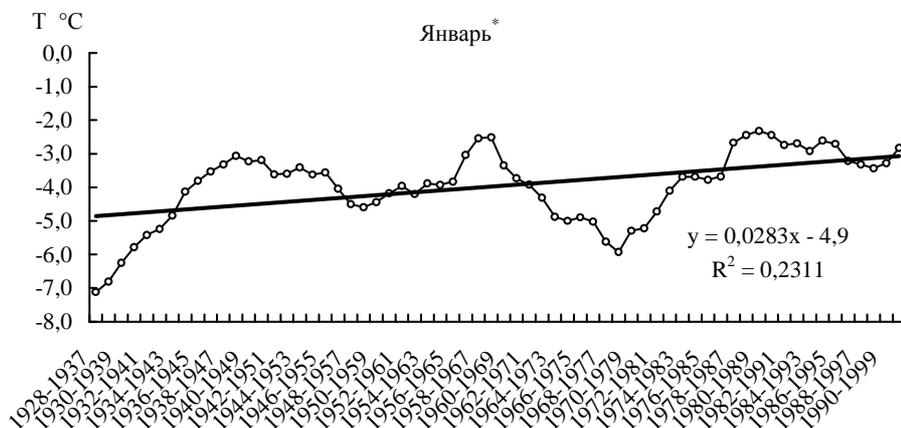
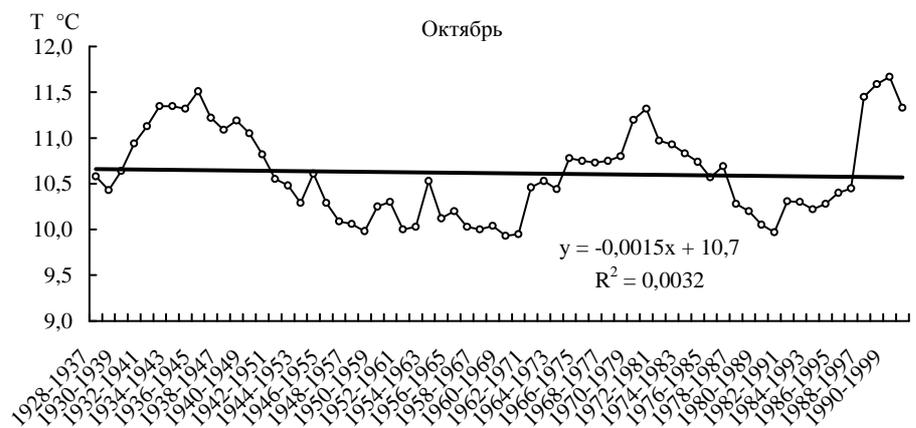
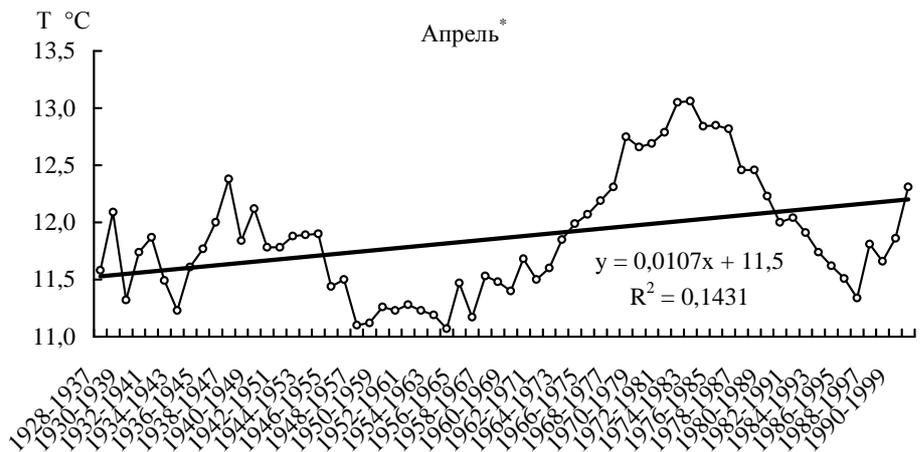


Рис. 1. 5-летние скользящие средние и их линейные тренды температуры воздуха, осредненной за год, холодный период и по центральным месяцам сезонов по М Бишкек (* – отмечен значимый тренд).





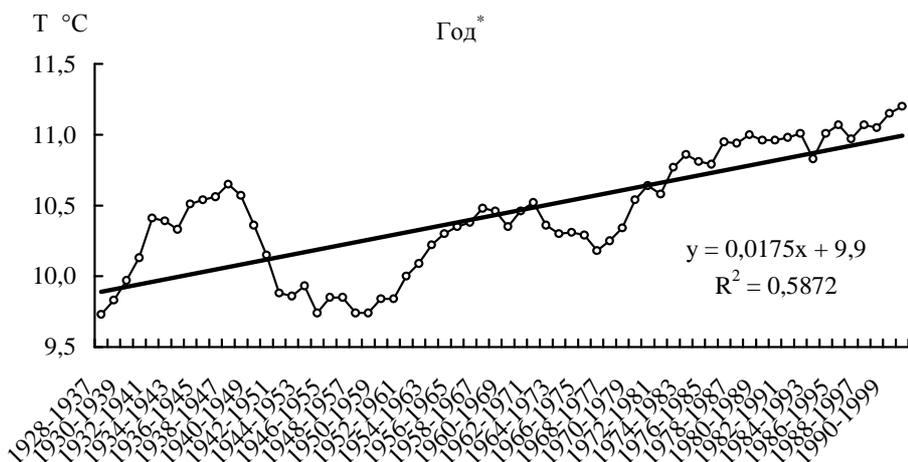


Рис. 2. 10-летние скользящие средние и их линейные тренды температуры воздуха, осредненной за год, холодный период и по центральным месяцам сезонов по М Бишкек (* – отмечен значимый тренд).

В табл. 1 даны координаты точек основных максимумов и минимумов на кривых временного хода 5-летних средних, определяющих смену периодов потеплений и похолоданий, в табл. 2 и 3 приведены рассчитанные по всем станциям уравнения трендов для скользящих 5 и 10-летних средних с оценкой их значимости по t-критерию.

Днища долин. Чуйская долина. В днище Чуйской долины с 1928 по 2000 гг. самым теплым пятилетием было последнее (табл. 1) со средней годовой температурой 11,4 °С, а самыми холодными – пятилетия 1931...35 гг. и 1948...52 гг. с температурами 9,6 °С и 9,5 °С. На рис. 1 для года четко выделяются три основных максимума (1937...41 гг; 1961...65 гг. и 1996...2000 гг., причем, последний является условным, т.к. температура, возможно, будет продолжать повышаться), и 3 минимума (1931...35 гг.; 1948...52 гг. и 1968...72 гг.), которые достаточно хорошо совпадают с ходом глобальной температуры северного полушария [8]. В целом, для года положительный тренд 5-летних скользящих средних значим на уровне $p = 0,95$ и имеет угловой коэффициент $\beta = 0,18$ °/10 лет, так что трендовое изменение температуры в пересчете на 100 лет оказалось равным 1,8 °С.

Для холодного периода временной ход 5-летних средних выражен более ярко, имея амплитуду 2,8 °С (рис. 1), и здесь дополнительно выделяется еще один максимум (1979...1983 гг.) и один минимум (1982..1986 гг.).

Таблица 1

Характеристики основных максимумов и минимумов на кривых временного хода 5-летних скользящих средних годовых температур воздуха (Т) по метеостанциям ССЗК, °С

Вид экстремума	Период	Т	Период	Т	Период	Т	Период	Т
Бишкек (756 м, Чуйская долина)								
Максимум	1937...1941	11,1	1961...1965	10,8	1996...2000	11,4*		
Минимум	1931...1935	9,6	1948...1952	9,5	1968...1972	10,0		
Талас (1217 м, Таласская долина)								
Максимум	1938...1942	8,3	1962...1966	8,0	1979...1983	8,6	1996...2000	8,9*
Минимум	1933...1937	6,5	1948...1952	6,8	1972...1976	7,4	1992...1996	8,0
Байтык (1579 м, Чуйская долина)								
Максимум	1923...1927	6,5	1938...1942	7,3	1977...1981	7,0	1996...2000	6,7*
Минимум	1918...1922	5,3	1933...1937	5,8	1948...1952	6,0	1992...1996	6,3
Тюя-Ашуу северная (3071 м, Чуйская долина)								
Максимум	1959...1963	-1,2	1976...1980	-1,0				
Минимум	1954...1958	-1,8	1972...1976	-1,7	1981...1985	-1,6		

Примечание: * – условные экстремумы.

Таблица 2

Характеристики линейных трендов 5-летних скользящих средних температур приземного воздуха, осредненных за различные периоды года

Период	Уравнение тренда	β	σ_{β}	Доверительный интервал β при $p = 0,95$
Бишкек, 756 м				
Год	$y = 0,0184x + 9,8$	0,18*	0,002	0,014..., 0,023
Холодный	$y = 0,0244x + 2,1$	0,24*	0,003	0,018..., 0,031
Январь	$y = 0,0345x - 5,2$	0,34*	0,008	0,018..., 0,051
Апрель	$y = 0,0076x + 11,6$	0,08	0,004	-0,0001..., 0,0153
Октябрь	$y = 0,0045x + 10,5$	0,04	0,004	-0,004..., 0,014
Байтык, 1579 м				
Год	$y = 0,0076x + 6,1$	0,08*	0,002	0,004..., 0,011
Холодный	$y = 0,0099x - 0,1$	0,10*	0,002	0,006..., 0,014
Январь	$y = 0,0162x - 5,8$	0,16*	0,005	0,005..., 0,027
Апрель	$y = 0,0049x + 6,6$	0,05	0,003	-0,002..., 0,012
Октябрь	$y = -0,0082x + 6,9$	-0,08*	0,003	-0,015..., -0,002
Тюя-Ашуу северная, 3071 м				
Год	$y = 0,0092x - 1,6$	0,09*	0,004	0,0005..., 0,0179
Холодный	$y = -0,0181x - 6,4$	-0,18*	0,005	-0,029..., -0,007
Январь	$y = -0,0266x - 11,0$	-0,27	0,016	-0,059..., 0,006
Апрель	$y = -0,0053x - 0,9$	-0,05	0,015	-0,035..., 0,025
Октябрь	$y = 0,002x - 1,0$	0,02	0,012	-0,023..., 0,027

Период	Уравнение тренда	β	σ_β	Доверительный интервал β при $p = 0,95$
Талас, 1270 м				
Год	$y = 0,0211x + 7,1$	$0,21^*$	0,003	0,016..., 0,026
Холодный	$y = 0,0287x + 0,1$	$0,29^*$	0,003	0,021..., 0,036
Январь	$y = 0,0264x - 6,1$	$0,26^*$	0,010	0,007..., 0,046
Апрель	$y = 0,0137x + 8,7$	$0,14^*$	0,004	0,005..., 0,022
Октябрь	$y = 0,005x + 7,8$	0,05	0,004	-0,004..., 0,014

Примечание: β – угловой коэффициент, °C/10 лет, σ_β – стандартное отклонение β , доверительная вероятность $p = 0,95$, * – значимый коэффициент.

Однако, в целом кривые изменения температур за год и холодный период хорошо совпадают. Коэффициент тренда $\beta = 0,24$ °C/10 лет значим при $p = 0,95$, так что трендовое повышение температуры в пересчете на 100 лет составило около 2,4 °C. Временной ход температуры января выражен более резко (амплитуда 5,4 °C), чем для холодного периода, но, в целом, кривая январской температуры хорошо совпадает с холодным периодом, имея 4 максимума и 4 минимума. Причем, самым теплым было 5-летие 1985...1989 гг. со средней температурой -1,9 °C. Самым холодным было пятилетие 1933...1937 гг. (-7,8 °C), что не совпадает с самыми холодными пятилетиями для года и холодного периода (1931...1935 гг.). Коэффициент тренда для января значим и равен $\beta = 0,35$ °C/100 лет – самый большой из месяцев года, дающий повышение температуры в пересчете на 100 лет, равное 3,5 °C.

Весной (апрель) колебания 5-летних средних в интервале 1928...2000 гг. также значительны (амплитуда 4,6 °C), но положение максимумов и минимумов не совпадает с предыдущими кривыми.

Самым теплым был период 1978...1982 гг., самым холодным – 1933...1937 гг. Тренд не значим $\beta = 0,08$ °C/10 лет. Осенью (октябрь) тренд еще меньше, ($\beta = 0,05$ °C/10 лет) и не значим. Колебания изменения температуры по фазе также носят индивидуальный характер. Самым теплым был период 1995...1999 гг., а самым холодным – пятилетия 1929...1933 гг. и 1983...1987 гг. Из всего этого можно сделать вывод, что основную роль в формировании временного хода средней годовой температуры и температуры холодного периода сыграли зимние месяцы.

Таласская долина. Как видно из данных табл. 1 и 2, здесь тенденция к общему и более значительному повышению 5-летних скользящих средних годовых температур воздуха и температуры холодного периода прослежива-

ется более четко, чем по данным остальных станций. В днище Таласской долины после холодного пятилетия 1933...1937 г.г. (6,5 °С) наступает период почти плавного устойчивого повышения температуры воздуха до 8,9 °С в 1996...2000 гг. – самого теплого пятилетия в году (табл. 1).

В скользящем среднем годовой температуры выделяются 4 основных максимума (1938...42 гг.; 1962...1966 гг., 1979...1983 гг. и 1996...2000 гг., причем, последний является условным, так как температура, возможно, будет продолжать подниматься) и 4 минимума (1933...1937 гг.; 1950...1954 гг., 1972...1976 и 1992...1996 гг.). В целом, положительный тренд 5-летних скользящих средних годовых температур значим на уровне $p = 0,95$ и имеет угловой коэффициент $\beta = 0,21$ °/10 лет, так что трендовое изменение температуры в пересчете на 100 лет оказалось равным 2,1 °С (табл. 2).

Для холодного периода временной ход 5-летних средних выражен более ярко, имея амплитуду 3,3 °С (табл. 1), но наступление максимумов и минимумов практически синхронно с ходом годовой температуры. Коэффициент тренда $\beta = 0,29$ °С/10 лет значим при $p = 0,95$, так что трендовое повышение температуры в пересчете на 100 лет составило около 2,9 °С.

Временной ход температуры января выражен еще более резко (амплитуда 7,0 °С), хотя, общий вид кривой январской температуры отличается от хода годовой температуры и холодном периоде но, в целом, январская кривая хорошо совпадает с холодным периодом, имея 4 максимума и 4 минимума. Самым теплым было 5-летие 1940...1944 гг. со средней температурой -2,7 °С. Самым холодным было пятилетие 1933...1937 гг. (-9,7 °С), что полностью совпадает с самыми холодными пятилетиями для года и холодного периода (1933...1937 гг.). Коэффициент тренда для января значим и равен $\beta = 0,26$ °С/100 лет – самый большой из месяцев года, дающий повышение температуры в пересчете на 100 лет, равное 2,6 °С.

Весной (апрель) колебания 5-летних средних скользящих температур также значительны (амплитуда 3,1 °С), но положение максимумов и минимумов совершенно не совпадает с предыдущими кривыми. Самым теплым был период 1978...1982 гг., самым холодным – 1933...1937 гг. Тренд мал $\beta = 0,14$ °С/10 лет, но значим.

Осенью (октябрь) колебания 5-летних средних скользящих температур имеют амплитуду как и весной 3,0 °С, и положение максимумов и минимумов также не совпадает с предыдущими кривыми. Тренд еще меньше, $\beta = 0,05$ °С/10 лет и не значим. Самым теплым был период

1995...1999 гг., а самым холодным – пятилетия 1949...1953 гг. и 1983...1987 гг.

Тенденция к общему повышению температуры воздуха во все месяцы в Таласе определяется настолько четко, что все коэффициенты значимы, за исключением осени. Также необходимо отметить синхронность наступления максимумов и минимумов в Чуйской и Таласской долинах.

Таким образом, в Таласской долине тенденция повышения температуры в холодный период, которая, как и в Чуйской долине, наиболее хорошо выражена зимой, играет основную роль в формировании временного хода температур года и холодного периода.

Нижняя часть склонов. Нижняя подгорная зона Чуйской долины (М Байтык) (табл. 1, 2) характеризуется более сглаженными периодами роста и спада температуры. Самым теплым пятилетием со средней годовой температурой было 1938...1942 гг. 7,3 °С, а самым холодным – 1918...1922 гг. с температурой 5,3 °С. Четко выделяются 4 максимума (1923...1927, 1938...1942, 1977...1981 и 1996...2000 гг.) и 4 минимума (1918...1922, 1933...1937, 1948...1952 и 1992...1996 гг.). В целом, для года тренд 5-летних скользящих средних значим на уровне $p = 0,95$, хотя и мал – угловой коэффициент $\beta = 0,08$ °/10 лет.

Для холодного периода выделяются также 4 максимума и 4 минимума, первые три из которых, почти совпадают с ходом годовой температуры. Имея такую же амплитуду, как и для года, тенденция к повышению температуры в холодный период выражена более ярко. Коэффициент тренда $\beta = 0,10$ °С/10 лет и значим при $p = 0,95$.

Временной ход температуры для января выражен более резко (амплитуда 4,7 °С), чем для года и холодного периода. Он имеет отличный рисунок от временного хода средней годовой температуры и температуры за холодный период, имея 3 максимума и 3 минимума. Причем, самым теплым было 5-летие 1959...1963 гг. со средней температурой -3,3°С. Самым холодным было пятилетие 1933...1937 гг. и 1969...1973 гг. (-8,0 °С). Коэффициент тренда для января значим и равен $\beta = 0,16$ °С/100 лет – самый большой из исследованных месяцев года.

Весной (апрель) колебания 5-летних средних в интервале 1915...2000 гг. меньше зимних (амплитуда 2,9 °С), положение экстремумов отличается от всех кривых. Самым теплым был период 1978...1982 гг., самым холодным – 1917...1921 гг. и 1933...1937 гг., что

совпадает с ходом температуры в днище Чуйской долины. Тренд мал $\beta = 0,05 \text{ } ^\circ\text{C}/10$ лет и не значим.

Осенью (октябрь) тренд отрицательный $\beta = -0,08 \text{ } ^\circ\text{C}/10$ лет и значим на уровне $p = 0,95$. Амплитуда колебаний такая же, как и весной $3,0 \text{ } ^\circ\text{C}$. Самым теплым был период 1924...1928 гг., а самым холодным – пятилетие 1984...1988 гг.

Таким образом, в среднегорной зоне по 5-летним средним выявляется значимое повышение годовой температуры воздуха, холодном периоде и зимой, и значимое понижение осенью. Такая взаимная компенсация уменьшает тенденцию повышения температуры воздуха в году.

Верхняя часть склонов. Как видно из данных табл. 1 и 2, (М Тюя-Ашуу северная, 1954...1987 гг.), временной ход 5-летних средних годовых температур воздуха имеет более сглаженные периоды повышения и понижения температур. Самым теплым пятилетием в году был период 1976...1980 гг. со средней температурой $-1,0 \text{ } ^\circ\text{C}$, а самым холодным – 1954...1958 гг. с температурой $-1,8 \text{ } ^\circ\text{C}$. Ввиду малого периода наблюдений, на графике для средней годовой температуры четко выделяются 2 максимума (1959...1963 и 1976...1980 гг.) и 3 минимума (1954...1958, 1972...1976, 1981...1985 гг.). В целом, для средней за год температуры тренд 5-летних скользящих средних мал $-\beta = 0,09 \text{ } ^\circ\text{C}/10$ лет, хотя и значим на уровне $p = 0,95$.

Для холодного периода выделяются также 2 максимума и 3 минимума, почти совпадающие с ходом годовой температуры, причем, в холодный период отмечается устойчивая тенденция к понижению температуры воздуха. Коэффициент тренда отрицателен $\beta = -0,18 \text{ } ^\circ\text{C}/10$ лет и значим при $p = 0,95$.

Временной ход температуры января имеет 2 максимума и 2 минимума. Самым теплым было 5-летие 1959...1963 гг. со средней температурой $-10,0 \text{ } ^\circ\text{C}$, а самым холодным было пятилетие 1969...1973 гг. ($-12,9 \text{ } ^\circ\text{C}$), как и во всей Чуйской долине. Отрицательный коэффициент тренда для января хотя и значителен $\beta = -0,27 \text{ } ^\circ\text{C}/100$ лет, но не значим.

Весной (апрель) колебания 5-летних средних отличаются от всех предыдущих месяцев. Самым теплым был период 1958...1962 гг., самым холодным – 1964...1968 гг. Отрицательный тренд мал $\beta = -0,05 \text{ } ^\circ\text{C}/10$ лет и не значим.

Осенью (октябрь) тренд очень мал $\beta = 0,02$ °C/10 лет и не значим на уровне $p = 0,95$. Временной ход температуры имеет также 2 максимума и 2 минимума. Самым теплым был период 1976...1980 гг., а самым холодным – пятилетия 1964...1968 и 1983...1987 гг.

Таблица 3

Характеристики линейных трендов 10-летних скользящих средних температур приземного воздуха, осредненных за различные периоды года

Период	Уравнение тренда	β	σ_{β}	Доверительный интервал
Бишкек, 756 м				
Год	$y = 0,0175x + 9,8719$	0,18*	0,002	0,014..., 0,021
Холодный	$y = 0,0244x + 2,1417$	0,24*	0,002	0,018..., 0,028
Январь	$y = 0,0283x - 4,8811$	0,28*	0,006	0,015..., 0,041
Апрель	$y = 0,0107x + 11,518$	0,11*	0,003	0,004..., 0,017
Октябрь	$y = -0,0015x + 10,662$	-0,02	0,003	-0,001..., 0,005
Байтык, 1579 м				
Год	$y = 0,0069x + 6,1561$	0,07*	0,001	0,005..., 0,009
Холодный	$y = 0,0091x - 0,0479$	0,09*	0,001	0,007..., 0,012
Январь	$y = 0,0183x - 5,8281$	0,18*	0,005	0,009..., 0,028
Апрель	$y = 0,0052x + 6,6675$	0,05	0,008	-0,011..., 0,021
Октябрь	$y = -0,0108x + 6,9516$	-0,11	0,012	-0,036..., 0,014
Тюя-Ашуу северная, 3071 м				
Год	$y = 0,0098x - 1,5439$	0,10*	0,002	0,006..., 0,014
Холодный	$y = -0,0162x - 6,4105$	-0,16*	0,003	-0,022..., -0,011
Январь	$y = -0,0406x - 10,917$	-0,41*	0,014	-0,069..., -0,012
Апрель	$y = 0,0246x - 1,3765$	0,25*	0,011	0,002..., 0,047
Октябрь	$y = 0,0228x - 1,2712$	0,23*	0,009	0,005..., 0,041
Талас, 1270 м				
Год	$y = 0,019x + 7,1941$	0,19*	0,002	0,015..., 0,023
Холодный	$y = 0,0254x + 0,3392$	0,25*	0,002	0,021..., 0,029
Январь	$y = 0,0145x - 5,5667$	0,14*	0,007	0,001..., 0,028
Апрель	$y = 0,0147x + 8,7015$	0,15*	0,004	0,005..., 0,022
Октябрь	$y = 0,0013x + 7,8684$	0,01	0,004	-0,006..., 0,008

Примечание: β – угловой коэффициент, °C/10 лет, σ_{β} – стандартное отклонение β , доверительная вероятность $p = 0,95$, * – значимый коэффициент.

Таким образом, в высокогорной зоне по 5-летним средним выявляется значимое повышение годовой температуры воздуха и значимое ее понижение за холодный период. Основной вклад в повышение годовой температуры воздуха вносит потепление в теплый период года. Такая взаимная компенсация уменьшает тенденцию повышения годовой температуры

воздуха. В табл. 3 в дополнение к сделанному анализу приведены рассчитанные по значениям 10-летних скользящих линейные тренды и оценена их значимость. Как видно из этих данных, графики хода 10-летних средних температур воздуха более сглажены по сравнению с 5-летними.

Общий характер изменения температуры воздуха сохраняется, изменения в значимости некоторых угловых коэффициентов трендов, по существу, произошли лишь в высокогорной зоне – все изменения температуры стали значимы.

Таким образом, в целом в году, в холодный период и в январе для всех зон коэффициенты трендов 5 и 10-летних скользящих средних температур для долин и нижней части склонов оказались положительными и значимыми. В другие сезоны они могут быть как значимыми, так и не значимыми.

В высокогорной зоне картина обратная: 10-летние средние температуры в холодный период и в январе дают отрицательный значимый тренд, а в апреле, октябре и в целом за год значимый положительный. По 5-летним средним скользящим температурам значимы только отрицательный тренд для холодного сезона и положительный – для года.

Правда, в высокогорной зоне возможна неопределенность из-за ограниченности материала (данные за период 1954...1987 гг.). Хотя тренд изменений температуры для года, холодного периода и зимы оказались отрицательными, это может быть следствием неполноты ряда в начале и конце рассматриваемого периода, так как фактически имеются данные только по неполной второй половине 20 века.

Если предположить, что неопределенность отсутствует, то можно сделать вывод о противоположных тенденциях в многолетнем изменении температуры в долинах и низкогорных зонах склонов по сравнению с высокогорными. А именно повышение температуры зимой и в целом за холодный период для первых и понижение для вторых. В целом, анализ временных трендов 5 и 10-летних средних, полученных по исходным рядам средних месячных температур, как, и следовало ожидать, дал практически совпадающие результаты.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бакиров К.Б. Тенденции изменения температуры воздуха и атмосферных осадков в высокогорной зоне Внутреннего Тянь-Шаня // Погода и климат Кыргызстана. – Вып. 1. – Бишкек: Изд. КРСУ, 2004. – С. 31-33.
2. Брусенская И.С., Подрезов О.А. Тенденция изменения температуры воздуха в конце XX века и сценарии ее изменений в XXI веке в высокогорной зоне Кыргызстана. // Погода и климат Кыргызстана. – Вып. 1. – Бишкек: Изд. КРСУ, 2004. – С. 15-20.
3. Груза Г.В., Ранькова Э.Я. Обнаружение изменений климата: состояние, изменчивость и экстремальность климата. // Метеорология и гидрология. – 2004. – №4. – С. 50-67.
4. Дроздов О.А. Роль статистических закономерностей в метеорологии и климатологии. // Труды ГГО. – 1965. – Вып. 181. – С. 48-69.
5. Дроздов О.А., Орлова В.В., Швер Ц.А. К вопросу об оптимальной длительности периода осреднения при климатологических исследованиях. // Труды ГГО. – 1965. – Вып. 181. – С. 14-45.
6. Изменение климата, 2001 г. Обобщенный доклад ВМО/ЮНЕП. – 210 с.
7. Кобышева Н.В., Наровлянский Г.Я. Климатическая обработка метеорологической информации. – Л.: Гидрометеиздат, 1978. – 295 с.
8. Наш будущий климат/ВМО, №925. – Женева, 2003. – 37 с.
9. Первое национальное сообщение Кыргызской Республики по Рамочной конвенции ООН об изменении климата. – Бишкек, 2003. – 98 с.

Кыргызско-Российский Славянский университет, Кыргызстан, г. Бишкек

**СОЛТҮСТІК, СОЛТҮСТІК-БАТЫС ҚЫРҒЫЗСТАН
АУМАҒЫНДАҒЫ ОРТАША АУА ТЕМПЕРАТУРАСЫНА ЖЕР
БЕДЕРІ ЭЛЕМЕНТТЕРІНІҢ ӘСЕРІ**

М.В. Перова

Орташа ауа температурасының ұзақ кезеңдік тербелісін анықтау үшін олардың жылжымалы 5 жылдық және 10 жылдық мәндері және 2000 жыл бойынша құрал сайманды бақылау уақытындағы уақыттық тренд Солтүстік, Солтүстік - батыс Қырғыстан: Бішкек, Байтық, солтүстік Тюя-Ашуу және Таластағы 4 метеорологиялық станцияларға арнап есептелді. Биік таулы зоналармен салыстырғанда аңғарлар мен беткейлердің аласа таулы зоналарында температураның көпжылдық өзгеруінде қарама – қайшы тенденциялар бары жөнінде шешім жасауға болады: салыстырғанда аңғарлар мен беткейлердің аласа таулы зоналарында қыс мезгілінде

және түгелімен суық кезеңде температураның көтерілуі ал биік таулы зоналарда төмендеуі.

УДК 551.501: 629.195.1

**ОПРЕДЕЛЕНИЕ КОЭФФИЦИЕНТОВ ОБЪЕМНОГО
ПОГЛОЩЕНИЯ ИНФРАКРАСНОГО ИЗЛУЧЕНИЯ
ПАРНИКОВЫМИ ГАЗАМИ**Доктор техн. наук А.Х. Ахмеджанов
А.Н. Искаков

Представлена методика определения коэффициентов объемного поглощения инфракрасного излучения парниковыми газами H_2O , CO_2 , CH_4 , O_3 и N_2O с учетом их спектральных свойств. Знание коэффициентов поглощения позволяет оценить степень поглощения длинноволнового излучения в атмосфере.

В настоящее время большое внимание уделяется исследованиям радиационных процессов в атмосферах планет. Одним из наиболее весомых факторов, влияющих глобально на радиационный режим планет, является изменение концентрации оптически активных компонент в атмосфере. Исследованиям оптически активных парниковых газов привлечено большое внимание [1-5]. Предсказываемое к концу столетия удвоение концентрации CO_2 в земной атмосфере в результате парникового эффекта может привести к увеличению уходящего длинноволнового излучения на 3...4 Вт/м² и средней температуры поверхности Земли на 1,5...4 °С с учетом внутренних обратных связей. За минувшее столетие в парниковом эффекте отчетливо наблюдается резкое повышение содержания ключевых парниковых газов (CO_2 , CH_4 и др.) в атмосфере, сопровождающееся ростом среднегодовой температуры поверхности Земли. Аномально высокое содержание ключевых парниковых газов в современной атмосфере и большая скорость их накопления в настоящее время указывает на возможность антропогенного характера современных процессов. Рост температуры поверхности планеты в свою очередь способствует увеличению эмиссии углекислого газа из таких резервуаров как океан и карбонаты земной коры, где его запасы огромны и достаточны для создания давления в десятки атмосфер, практически как на Венере. Также с увеличением температуры поверхности возрастает вероятность выхода большого количества CH_4 в атмосферу. В связи с проблемой аномально быстрого роста концентраций углекислого газа и метана в атмосфере в настоящее время и нали-

чем огромного количества этих газов в различных земных резервуарах, актуальным становится вопрос о глобальной устойчивости современного термического режима поверхности Земли при условии потенциально возможного «неограниченного» накоплении парниковых газов в атмосфере.

Прогресс в развитии инфракрасной техники и появление в 1990-х годах спутниковых Фурье спектрометров достаточно высокого разрешения (до $0,05 \text{ см}^{-1}$) и Фурье спектрометров наземного базирования с разрешением до $0,001 \text{ см}^{-1}$ позволяет иметь десятки-сотни тысяч спектральных каналов в тепловой инфракрасной области. В результате существенно повысилась информативность натуральных спектров атмосферы. Обратная задача по определению параметров атмосферы из ее тепловых спектров высокого разрешения стала существенно переопределенной. Произошли качественные изменения в методах обработки и интерпретации спутниковых данных. Успехи в области прикладной атмосферной инфракрасной спектроскопии, создание баз данных детальной спектроскопической информации по атмосферным газам [6]: *HITRAN*, *GEISA* и другие, накопление априорной информации по профилям температуры и концентраций оптически активных газовых составляющих атмосферы в базе *TIGR*, информационной системе *British Atmospheric Data Center* и другие способствуют прогрессу в дистанционном зондировании парниковых газов, таких как: H_2O , CO , O_3 , CH_4 , N_xO_y , CO_2 и др. Наличие системы многолетнего мониторинга управляющих параметров климатической системы Земли (радиационный баланс планеты, альbedo, концентрация парниковых газов, водный цикл, баланс энтропии и свободной энергии на верхней границе атмосферы) позволит в перспективе получать новые знания о физике теплового баланса нашей планеты, выявить характерные тренды в процессе глобального потепления и их количественные характеристики. Одним из важных являются концентрации парниковых газов в атмосфере и их общее содержание в атмосферном столбе. Восстановление глобальных трехмерных распределений температуры и концентраций парниковых газов и наблюдение этих распределений в течение длительного промежутка времени могли бы существенно улучшить понимание зависимости между ростом концентраций парниковых газов и глобальным потеплением. Технологии термического зондирования атмосферы из космоса с целью получения метеорологических параметров разрабатывается уже более 30 лет и созданию эффективной космической системы мониторинга атмосферных газов уделяется особое внимание. До недавнего времени термическое зондирование атмосферы

ры в надир основывалось на данных, получаемых многоканальными спектро радиометрами, регистрирующими тепловое излучение атмосферы в различных спектральных интервалах. Например, многоканальный спектрометр, размещенный на борту спутников GOES-8/9, регистрирует ИК излучение атмосферы в 18 каналах в диапазоне $650 \dots 2800 \text{ см}^{-1}$, с полушириной функции фильтра порядка $10 \dots 50 \text{ см}^{-1}$. В последнее время, в дополнение к орбитальным многоканальным спектро радиометрам, которые регистрируют уходящее тепловое излучение атмосферы Земли в нескольких спектральных интервалах, на орбиту выводятся или планируются к запуску Фурье-спектрометры относительно высокого спектрального разрешения (до $0,1 \text{ см}^{-1}$) с непрерывным спектральным покрытием и направлением зондирования в надир.

Рассмотрим объемные коэффициенты поглощения парниковых газов H_2O , CO_2 , O_3 , CH_4 , N_2O . Ослабление ИК излучения поглощающими газами характеризуется коэффициентами поглощения (КП) соответствующих газов. Различают объемный (линейный) k_λ [см^{-1}] и массовый α_λ [$\text{см}^2 \text{ г}^{-1}$] КП, которые связаны соотношением:

$$k_\lambda = \alpha_\lambda \rho_w, \quad (1)$$

здесь ρ_w – плотность поглощающего газа при $p = 1 \text{ атм}$ и $T = 273 \text{ °К}$, k_λ измеряется в лабораторных условиях, или рассчитывается, если известны т.н. лабораторные спектры колебательных и вращательных переходов молекулы газа:

$$k_\omega(h) = k_\omega^{cont}(h) + N_0(h) \cdot \sum_{i=1}^{N_g} n_i(h) \sum_k R_{ik}(h) \sum_j S_{ikj}(T(h)) \cdot \Phi_{ikj}(\omega_{ikj} - \omega, T(h), p(h)), \quad (2)$$

где $p(h)$, $T(h)$, $N_0(h) = \frac{p(h)}{k_b T(h)}$ – давление, температура и концентрация

молекул на высоте h соответственно; $n_i(h)$ – относительная концентрация 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 [$\text{см} \cdot \text{моль}^{-1}$]; Φ_{ikj} – форма спектральной линии; k_ω^{cont} – континуальный коэффициент поглощения. Температурная зависимость интенсивности линии описывается Больцмановским уравнением:

$$S_{ikj}(T) = S_{ikj}(T_0) \cdot \Gamma(\omega_{ikj}, T) \frac{\Omega_{ik}(T_0)}{\Omega_{ik}(T)} \exp\left\{-\frac{hcE_{ikj}}{k_b} \left(\frac{1}{T} - \frac{1}{T_0}\right)\right\}, \quad (3)$$

где $T_0 = 296$ °К; E_{ikj} – основной энергетический уровень [см⁻¹]; ω_{ikj} – волновое число перехода; $\Omega(T)$, $\Omega(T_0)$ – колебательно-вращательные статистические суммы при данной и стандартной температурах; $\Gamma(\omega_{ikj}, T) = (1 - \exp(-hc\omega_{ikj}/k_bT)) / (1 - \exp(-hc\omega_{ikj}/k_bT_0))$.

Существует несколько банков лабораторных спектральных данных (БД) для атмосферных газов: HITRAN, GEISA, ИОА СО РАН (<http://spectra.iao.ru>). Основными параметрами, входящими в БД являются индекс молекулы, индекс изотопа молекулы, центральная частота спектральной линии, интенсивность линии, матричный элемент дипольного момента перехода, полуширина лоренцевской линии поглощения, энергия нижнего состояния соответствующего перехода, показатель температурной зависимости полуширины линии, параметр сдвига центра линии при $p = 1$ атм и $T = 296$ °К, квантовые числа верхнего и нижнего состояния соответствующего перехода.

Метод «line-by-line» для расчета спектральных характеристик атмосферы, в частности k_ν , учитывающий все линии поглощения, является точным. Для сравнения спектральных характеристик поглощения, полученных в лабораторных условиях, со спектральными характеристиками спутникового спектрометра, необходимо «привести» лабораторный спектр $S^{lab}(\omega')$ к спутниковому $S^{conv}(\omega)$, т.е. выполнить операцию свертки (конволюцию):

$$S^{conv}(\omega) = \int_{\omega-\Delta\omega}^{\omega+\Delta\omega} S^{lab}(\omega') g(\omega' - \omega) d\omega', \quad (4)$$

здесь $g(\omega)$ – аппаратная (инструментальная) функция, $\pm \Delta\omega$ – крылья линии.

Спектрометр MODIS на спутниках Terra и Aqua регистрируют излучение в диапазоне длин волн от 0,4 мкм до 14,3 мкм. Для ближнего и дальнего инфракрасной области спектра объемные коэффициенты поглощения парниковых газов, рассчитанные по вышеописанной методике, представлены на рис. 1 и 2 с использованием банка данных HITRAN.

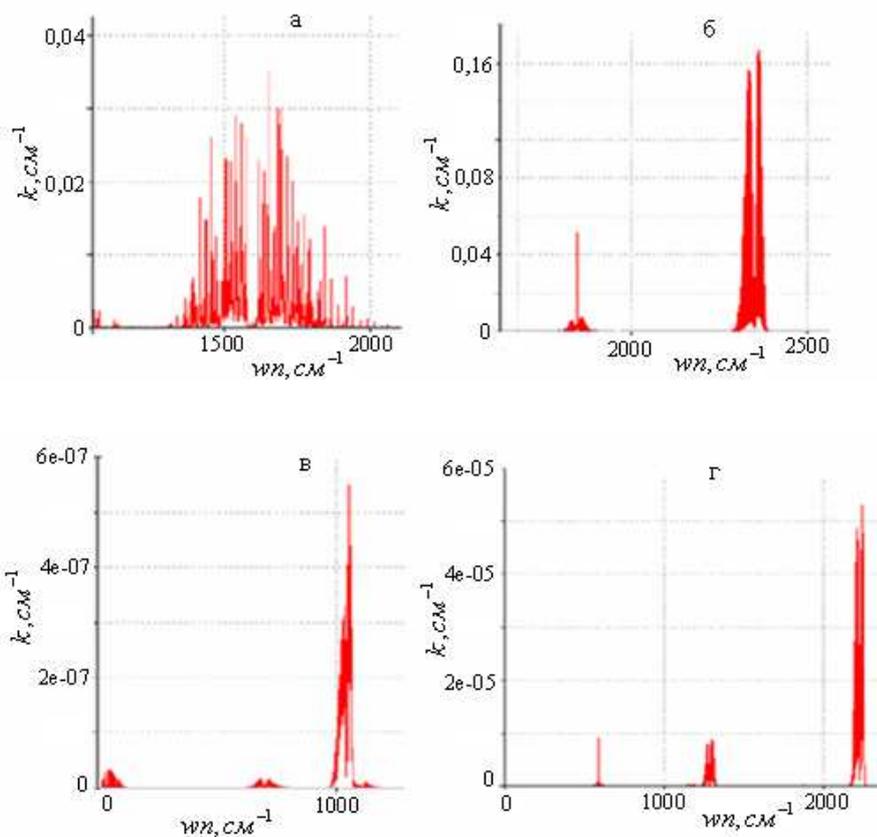


Рис. 1. Зависимости значений объемных коэффициентов поглощения парниковых газов от волновых чисел (а – H_2O , б – CO_2 , в – O_3 , г – CH_4).

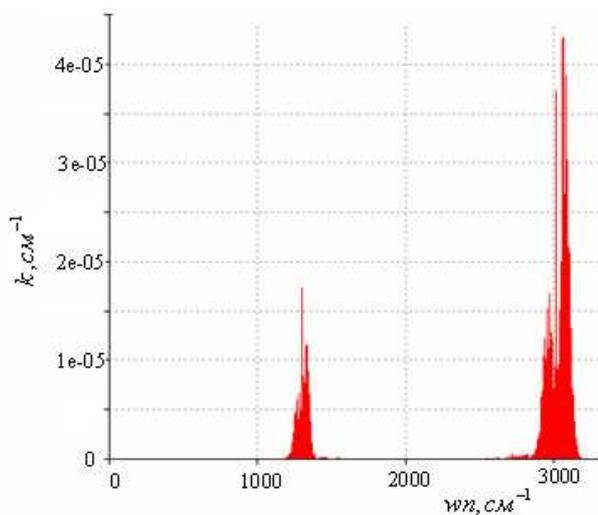


Рис. 2. Зависимость значений объемных коэффициентов поглощения N_2O от волновых чисел.

Программный пакет для расчета объемных коэффициентов поглощения парниковых газов создает возможность для расчета содержания этих газов в атмосфере.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Возможности исследования содержания малых газовых составляющих атмосферы с искусственного спутника Земли быстродействующим спектрометром типа Икар-2. / Занадворов П.Н., Тимофеев Ю.М., Поляков А.В. и др. // Тез. докладов 1-й всесоюзной конференции по количественному анализу неорганических газов. – Л.: Гидрометеоздат, 1983. – С. 73–76.
2. Исследование функций пропускания CO_2 в области полос 4,3 и 15 мкм / Буланин И.О., Булычев В.П., Гранский П.В. и др. / Проблемы физики атмосферы. – Л.: Издательство ЛГУ, 1976. – № 14. – С. 14-23.
3. Применение фурье-спектрометра для определения концентраций загрязняющих веществ в атмосфере. / Дворук С.К., Кочиков И.В., Морозов А.Н. и др. / Оптический журнал. – 2000. – Том 67. – № 3. – С. 37-42.
4. *Spectral signature of chemical agents and simulants // Optical Engineering.* – 1985. – Vol. 24. – No 6. – P. 982-984. / Hoffland L., Piffath R., Bouk J.
5. The HITRAN2004 Molecular Spectroscopic Database, JQSRT, 96, 139-204 (2005)./ Rothman, L.S., Jacquemart, D., Barbe, A. etc.
6. The HITRAN Molecular Spectroscopic Database: Edition of 2000 Including Updates Through 2001 // *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer.*, 82, 5-44 (2003)/ Rothman, L.S., Barbe, A., Benner, D.C. etc.

АО «Национальный центр космических исследований и технологий»
НКА РК, г. Алматы

ИНФРАҚЫЗЫЛ СӘУЛЕЛЕНУДІҢ ПАРНИКТИ ГАЗДАРМЕН КӨЛЕМДІ ЖҰТЫЛУ КОЭФФИЦИЕНТТЕРІН АНЫҚТАУ

Техн. ғылымд. докторы А.Х. Ахмеджанов
А.Н. Искаков

Инфрақызыл сәуленің H_2O , CO_2 , CH_4 , O_3 , және N_2O парникті газдарымен көлемді жұтылу коэффициенттерін олардың спектрлік қасиеттерін есепке ала отырып анықтау әдістемесі келтірілді. Жұту коэффициенттерін білу атмосферадағы ұзын толқынды сәулеленуді жұту дәрежесін бағалауға мүмкіндік береді.

УДК 551.554

**ВЛИЯНИЕ ГОРИЗОНТАЛЬНОЙ РАЗНЕСЕННОСТИ
АНЕМОМЕТРОВ НА РАССЧИТАННЫЕ ЗНАЧЕНИЯ
ВЕРТИКАЛЬНЫХ СДВИГОВ ВЕТРА**

И.С. Брусенская

Рассматривается влияние горизонтальной разнесенности анемометров на величину вертикальных сдвигов ветра в приземном слое атмосферы на примере аэропорта Манас (Чуйская долина).

Одной из важных характеристик пространственной изменчивости ветра, знание которой необходимо учитывать при пилотировании воздушных судов, является вертикальный сдвиг ветра (ВСВ), который относится к опасным для авиации явлениям погоды [1].

Численно ВСВ $\vec{\beta} = \partial \vec{V} / \partial Z$ есть вертикальный градиент вектора ветра \vec{V} , который имеет модуль β и направление γ , совпадающее с направлением векторной разности скоростей в слое. Единицей измерения $\vec{\beta}$ и β является с^{-1} .

На практике, по рекомендации Международной организации гражданской авиации (ИКАО) [6, 7], предлагается рассматривать модуль сдвига ветра β для приземного 30-метрового слоя (10...40 м), где наиболее велико влияние сдвигов на взлет и посадку воздушного судна. ВСВ, рассчитанные для этого слоя, подразделяются на слабые ($0 < \beta < 0,07 \text{ с}^{-1}$), умеренные ($0,07 \leq \beta < 0,14 \text{ с}^{-1}$), сильные ($0,14 \leq \beta < 0,21 \text{ с}^{-1}$) и очень сильные ($\beta > 0,21 \text{ с}^{-1}$).

Следует отметить, что рассчитанное значение β , соответствующее одной и той же метеорологической ситуации, уменьшается при увеличении слоя ΔZ . Это объясняется тем, что β в приземном слое уменьшается по закону, близкому к обратной экспоненте. Поэтому при анализе ВСВ надо обязательно указывать толщину слоя ΔZ , по которому рассчитано β , и высоту положения этого слоя.

Целью настоящей работы является исследование влияния горизонтальной разнесенности ветроизмерительных приборов на ВСВ в зоне аэродрома на примере аэропорта Манас (Чуйская долина).

Для этого использованы анемометрические и шаропилотные наблюдения в аэропорту Манас за 1981...1991 гг. (11123 измерений). Схема расположения приборов показана на рис.: а) анемометр на мачте (10 м) и шаропилот (40 м), расположенные на конце взлетно-посадочной полосы (ВПП), давали сдвиг ветра в слое 10...40 м; б) этот же анемометр и анемометр на диспетчерской вышке (30 м), удаленный на 2 км, давали сдвиг ветра в слое 10...30 м. Таким образом, оценивались численные различия характеристик ВСВ, рассчитанных для этих двух комбинаций расположения ветроизмерительных приборов – слой 10...40 м (измерения в одной точке); слой 10...30 м (измерения разнесены по горизонтали на 2 км).

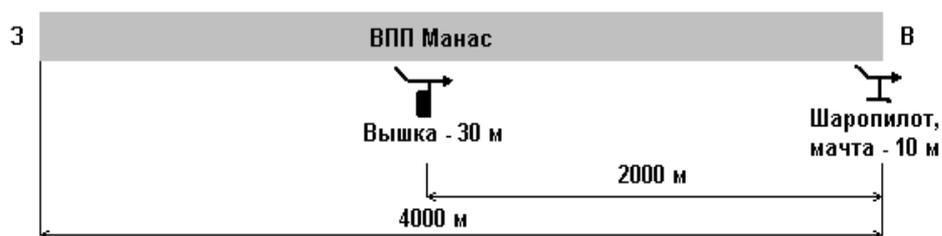


Рис. Схематическое расположение анемометров и места выпуска шаропилотов относительно ВПП аэропорта Манас.

По исходным данным рассчитаны значения и основные статистики распределений β для слоев 10...30 м (анемометры) и 10 (анемометр)...40 м (шаропилот): среднее значение – $\bar{\beta}$; коэффициенты вариации – $C(\beta)$, асимметрии – $A(\beta)$ и эксцесса – $E(\beta)$, $\bar{\beta}_M$ – средние из годовых максимумов β и β_M – абсолютные максимальные по выборке значения.

Прежде всего, рассчитанные средние и максимальные значения β для приземного слоя 10...30 м ($\Delta Z = 20$ м) надо привести к толщине слоя $\Delta Z = 30$ м, который рекомендован ИКАО. Это можно сделать по зависимостям Глазунова В.Г. для $\bar{\beta}$ и β_M , полученным по измерениям на высотной метеорологической мачте (ВММ) в Обнинске [5], с учетом фактических данных аэропорта Манас.

В результате, для приведения β от слоя $\Delta Z = 20$ м к $\Delta Z = 30$ м были получены поправки: $\Delta\bar{\beta}(\Delta Z=10\text{ м}) = -0,011$ и $\Delta\beta_M(\Delta Z=10\text{ м}) = -0,074\text{ с}^{-1}$.

Как видно, корректировка средних и максимальных сдвигов ветра в слое 10...30 м с целью их пересчета на слой 10...40 м мало изменяет значения β . Поэтому эти поправки можно не вводить.

Рассмотрим по сезонам года и времени суток рассчитанные нами статистические характеристики ВСВ в приземном слое 10...40 м и 10...30 м, считая их идентичными по толщине, но значения β в которых определены при существенно различном положении точек ветроизмерения: анемометр (мачта 10 м) – анемометр (вышка 30 м на удалении 2 км) и анемометр (мачта 10 м) – шаропилот (40 м в этой же точке). Расчетные данные о характеристиках β приведены в табл. 1 и 2. Кроме того, в табл. 3 дано также отношение $k = \bar{\beta}(10...30) / \bar{\beta}(10...40)$.

В слое 10...40 м (табл. 1) во все сезоны года и время суток, средние сдвиги ветра $\bar{\beta}$ находятся вблизи границы перехода от слабого к умеренному ВСВ ($\bar{\beta} = 0,052...0,071 \text{ с}^{-1}$). Наименьшие значения $\bar{\beta}$ в среднем за сутки наблюдаются зимой ($0,057 \text{ с}^{-1}$), а наибольшие – летом ($0,068 \text{ с}^{-1}$), весной и осенью они одинаковы ($0,060 \text{ с}^{-1}$). В суточном ходе наибольшие значения ВСВ приходится зимой и осенью на утренние часы ($0,069 \text{ с}^{-1}$ и $0,066 \text{ с}^{-1}$), а весной и летом – на вечерние и ночные часы ($0,060 \text{ с}^{-1}$ и $0,071 \text{ с}^{-1}$).

Таблица 1

Статистические характеристики ВСВ для слоя 10...40 м

Сезон		Зима ($n = 1973$)				Весна ($n = 2747$)			
Время суток		Утро	День	Вечер	Ночь	Утро	День	Вечер	Ночь
Параметры ВСВ	$\bar{\beta}, \text{ с}^{-1}$	0,069	0,052	0,052	0,053	0,059	0,059	0,060	0,060
	$C(\beta)$	0,68	0,79	0,82	0,71	0,74	0,80	0,81	0,68
	$A(\beta)$	1,52	1,72	2,01	1,45	1,93	3,97	2,68	1,21
	$E(\beta)$	4,74	4,33	5,80	3,18	7,38	40,76	13,38	2,33
	$\bar{\beta}_M, \text{ с}^{-1}$	0,228	0,209	0,227	0,200	0,243	0,384	0,279	0,232
	$\beta_M, \text{ с}^{-1}$	0,337	0,271	0,299	0,246	0,359	0,750	0,433	0,290
Сезон		Лето ($n = 3352$)				Осень ($n = 3051$)			
Время суток		Утро	День	Вечер	Ночь	Утро	День	Вечер	Ночь
Параметры ВСВ	$\bar{\beta}, \text{ с}^{-1}$	0,066	0,067	0,070	0,071	0,066	0,057	0,060	0,060
	$C(\beta)$	0,66	0,70	0,76	0,65	0,75	0,86	0,68	0,73
	$A(\beta)$	1,11	1,92	2,11	1,16	2,21	2,73	1,20	1,51
	$E(\beta)$	1,59	7,79	6,41	1,60	10,40	14,07	1,56	3,68
	$\bar{\beta}_M, \text{ с}^{-1}$	0,203	0,376	0,311	0,246	0,281	0,366	0,180	0,247
	$\beta_M, \text{ с}^{-1}$	0,258	0,429	0,339	0,290	0,453	0,473	0,230	0,310

Таблица 2

Статистические характеристики ВСВ для слоя 10...30 м

Сезон		Зима ($n = 1942$)				Весна ($n = 2730$)			
Время суток		Утро	День	Вечер	Ночь	Утро	День	Вечер	Ночь
Параметры ВСВ	$\bar{\beta}, \text{с}^{-1}$	0,099	0,074	0,076	0,085	0,090	0,098	0,095	0,088
	$C(\beta)$	0,75	0,79	0,78	0,68	0,65	0,76	0,79	0,66
	$A(\beta)$	0,94	1,53	1,39	0,80	1,01	2,96	2,17	0,94
	$E(\beta)$	1,19	4,23	2,56	0,81	2,18	24,79	7,90	1,36
	$\bar{\beta}_M, \text{с}^{-1}$	0,299	0,325	0,259	0,268	0,295	0,561	0,471	0,278
	$\beta_M, \text{с}^{-1}$	0,436	0,423	0,338	0,317	0,379	1,057	0,550	0,394
Сезон		Лето ($n = 3332$)				Осень ($n = 2979$)			
Время суток		Утро	День	Вечер	Ночь	Утро	День	Вечер	Ночь
Параметры ВСВ	$\bar{\beta}, \text{с}^{-1}$	0,090	0,109	0,099	0,104	0,082	0,089	0,091	0,089
	$C(\beta)$	0,64	0,74	0,70	0,62	0,66	0,86	0,67	0,70
	$A(\beta)$	1,26	1,70	1,67	1,62	0,83	2,74	1,15	1,14
	$E(\beta)$	2,97	5,45	4,59	6,25	1,03	15,84	2,99	2,16
	$\bar{\beta}_M, \text{с}^{-1}$	0,292	0,546	0,370	0,403	0,250	0,565	0,307	0,336
	$\beta_M, \text{с}^{-1}$	0,362	0,725	0,436	0,517	0,304	0,744	0,435	0,395

Таблица 3

Отношение $k = \bar{\beta}(10...30) / \bar{\beta}(10...40)$ для сезонов и различного времени суток

Время года	Время суток				Среднее за сутки
	Утро	День	Вечер	Ночь	
Зима	1,43	1,43	1,46	1,59	1,48
Весна	1,52	1,65	1,58	1,46	1,55
Лето	1,36	1,64	1,43	1,46	1,47
Осень	1,24	1,58	1,51	1,50	1,46

Рассчитанные сдвиги ветра для слоя 10...30 м (анемометр-анемометр) оказались примерно в 1,5 раза выше по всем сезонам в целом (табл. 2 и 3), а по времени суток находились в пределах 1,24...1,65. Средние сдвиги ветра $\bar{\beta}$ находятся в градации умеренного сдвига ($\bar{\beta} = 0,074...0,109 \text{ с}^{-1}$), с наименьшими значениями зимой ($0,074 \text{ с}^{-1}$), а наибольшими летом. Суточный ход ВСВ в слое 10...30 м отличается от хода в слое 10...40 м. Наибольшие значения ВСВ приходятся зимой на утренние часы ($0,099 \text{ с}^{-1}$), весной и летом на дневные часы ($0,098 \text{ с}^{-1}$ и $0,109 \text{ с}^{-1}$), а осенью – на вечерние ($0,074 \text{ с}^{-1}$). Статистические распределения ВСВ во все рассматриваемые сезоны года и во все периоды суток имеют в целом одинаковый характер в обоих рассматриваемых слоях.

Распределения β обоих слоев сильно правоасимметричны ($A(\beta) > 0,8 \dots 1,1$), островершинны ($E(\beta) > 0,8 \dots 1,6$) и поэтому не могут быть описаны нормальным законом. Одновременно с этим изменчивость β относительно своих средних значений $\bar{\beta}$ также велика. В среднем за сутки значение $C(\beta)$ наибольшее весной ($C(\beta) = 0,76$) в слое 10...40 м и зимой в слое 10...30 м ($C(\beta) = 0,75$), а наименьшее летом ($C(\beta) = 0,69$) в обоих слоях. В течение суток коэффициент вариации изменяется (все сезоны года) в рассматриваемых слоях в пределах $C(\beta) = 0,62 \dots 0,86$.

Средние из максимальных сдвигов ветра во все сезоны и периоды суток попадают в градацию сильных и очень сильных сдвигов ветра (табл. 1 и 2) по шкале ИКАО. Зимой $\bar{\beta}_M$ для слоя 10...40 м равны $0,20 \dots 0,23 \text{ с}^{-1}$, с максимальным значением, приходящимся на утренние и вечерние часы. Весной и летом значения $\bar{\beta}_M$ наибольшие в году и находятся в пределах от $0,20 \dots 0,25 \text{ с}^{-1}$ (утром или ночью) до $0,38 \text{ с}^{-1}$ (днем). Осенью $\bar{\beta}_M$ равно $0,37 \text{ с}^{-1}$ днем, а уже вечером оно опускается до $0,18 \text{ с}^{-1}$. В слое 10...30 м $\bar{\beta}_M$ могут достигать $0,26 \dots 0,33 \text{ с}^{-1}$, с максимальным значением, наблюдающимся уже днем. Весной и летом значения $\bar{\beta}_M$ наибольшие в году и днем могут достигать $0,56 \text{ с}^{-1}$. Осенью $\bar{\beta}_M$ в среднем равны $0,37 \text{ с}^{-1}$, хотя днем равны $0,57 \text{ с}^{-1}$.

Для обоих рассматриваемых слоев характерно превышение значений абсолютных максимумов β_M над средними $\bar{\beta}_M$ примерно в 2 раза (табл. 1 и 2) и аналогичность суточного хода. Так, β_M для зимнего периода равны $0,25 \dots 0,34 \text{ с}^{-1}$ и $0,32 \dots 0,44 \text{ с}^{-1}$ соответственно для слоя 10...40 м и 10...30 м, для летнего и осеннего периодов – $0,26 \dots 0,47 \text{ с}^{-1}$ и $0,30 \dots 0,74 \text{ с}^{-1}$, а весной могут достигать $0,75 \text{ с}^{-1}$ и $1,06 \text{ с}^{-1}$, что, возможно, объясняется наличием в это время двух видов сдвига ветра – горизонтального и вертикального. Расхождения значений ВСВ в рассматриваемых слоях могут объясняться следующими причинами: 1) влиянием различных методик измерений ветра с осреднением по времени (анемометр) и по слою (шаропилот); 2) значительной удаленностью мачты (10 м) и диспетчерской вышки (30 м) – около 2 км (см. рис.), т.е. разнесенностью измерений по горизонтали с возможным влиянием зданий аэропорта и самой вышки на показания анемометра; 3) увеличением β за счет меньшей толщины слоя 10...30 м, равной 20 м; 4) реальными особенностями режима сдвига в районе ВПП Манас.

Наиболее просто было попытаться исключить третью причину. Однако, как уже было отмечено, поправка оказалась малой, всего – $0,01 \text{ с}^{-1}$, что не

дало заметного результата. В тоже время влияние различных методик измерений ветра, по-видимому, оказалось несущественным, что показано в работах [2, 3, 4]. Остается признать значимой вторую причину – искажение результатов измерений за счет значительной удаленности анемометров, т.е. пространственную неравномерность режима ветра в районе ВПП аэропорта Манас в нижнем приземном слое на расстоянии 2 километров.

Полученные численные различия в результатах сдвигов ветра при аналогичных схемах расположения анемометров могут быть использованы в других аэропортах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богаткин О. Г. Авиационная метеорология. – СПб: Изд-во Государственного гидрометеорологического университета, 2005. – 328 с.
2. Брусенская И.С. Аэроклиматическая характеристика режима ветра в пограничном слое атмосферы в районе аэропорта Манас. // Вестник Кырг.-Росс. Славян. ун-та. – Том 7, №12. – Бишкек, 2007. – С. 109-116.
3. Брусенская И.С. О вертикальных сдвигах ветра в горных котловинах// Седьмое сибирское совещание по климато-экологическому мониторингу: Материалы российской конференции / Под ред. М.В. Кабанова. – Томск: Аграф-Пресс, 2007. – С. 58-61.
4. Брусенская И.С., Подрезов О.А. Вертикальные сдвиги ветра в пограничном слое атмосферы в аэропорту Манас. // Вестник Кырг.-Росс. Славян. ун-та. – Том 7, №12. – Бишкек, 2007. – С. 103-108.
5. Глазунов В.Г. Величина вертикального сдвига ветра при различной толщине слоя в приземной части атмосферы// Труды Гидрометцентра СССР. – Вып. 70 – Л.: Гидрометеиздат, 1970. – С. 45-57.
6. Руководство по прогнозированию метеорологических условий для авиации / Гидрометцентр СССР. – Л.: Гидрометеиздат, 1985.– 301 с.
7. Сдвиг ветра. Циркуляр ИКАО 186-AN/122. – Международная классификация гражданской авиации. – Монреаль (Канада), 1987. – 200 с.

Кыргызско-Российский Славянский университет, Кыргызстан, г. Бишкек

ЖЕЛДІҢ ТІК ЖЫЛЖУЛАРЫНЫҢ ЕСЕПТЕЛГЕН МӘНДЕРІНЕ АНЕМОМЕТРЛЕРДІҢ ГОРИЗОНТАЛЬДЫ ТАРАЛУЫНЫҢ ӘСЕРІ

И.С. Брусенская

Манас әуежайы мысалында (Шу алқабы) атмосфераның төменгі қабатындағы желдің тік жылжуы мәніне анемометрдің көлденең таралуының әсері қарастырылады.

УДК 551.501: 629.195.1

**ОПРЕДЕЛЕНИЕ ОПТИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ АТМОСФЕРЫ ПО
ДАНЫМ КОСМИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ**

Доктор техн. наук А.Х. Ахмеджанов
 Т.К. Караданов

Разработана методика применения данных дистанционного зондирования для восстановления оптических параметров атмосферы в момент космической съемки.

Серьезные изменения экологической обстановки на Земле (глобальное потепление, поднятие уровня моря, обезлесение, разрушение озонового слоя, кислотные дожди, обеднение биологического разнообразия) обусловили все возрастающий в последние годы интерес к экологической обстановке на нашей планете. Моделирование природных процессов требует регулярного получения и анализа объективных данных о разных компонентах окружающей среды. Такие данные должны покрывать всю поверхность Земли, накапливаться в течение длительного периода и охватывать широкий спектр излучения. Эти свойства присущи данным спутникового зондирования [2, 3, 4]. Применение космических данных в решении различных задач оценки состояния природной среды имеют решающее значение. Ранее были разработаны методы улучшения их качества, методы распознавания земных объектов. При изучении земной поверхности с космических аппаратов полезной информацией являются регистрируемые со спутников интенсивности солнечной радиации, отраженной от естественных образований на земной поверхности. Актуальной задачей является их максимальное использование для получения параметров состояния атмосферы и земной поверхности, дополняющие результаты наземных исследований оптических параметров атмосферы.

С учетом этих требований с начала 1980-х годов в Национальном Управлении по Аэронавтике и Космонавтике (NASA) США разрабатывалась программа EOS (Earth Observing System). Ее основные составляющие: 1) серии искусственных спутников Земли, предназначенных для изучения глобальных изменений во всей их сложности; 2) передовая компьютерная сеть для обработки, хранения и распространения данных (EOSDIS); 3) научные коллективы по всему миру для анализа этих данных.

В рамках программы EOS в 1999 году был запущен спутник EOS-AM1 (под названием Terra) и EOS-PM1 (Aqua) в 2002. Спутники имеют солнечно-синхронные полярные орбиты (высота – 705 км, период обращения – 99 мин, наклонение – 98,2 °; EOS-AM1 пересекает экватор, двигаясь с севера на юг в 10:30 по местному времени, а EOS-PM1 – с юга на север – в 13:30). Срок службы каждого спутника 5 лет, по его истечении планируются дальнейшие запуски. Вся программа рассчитана на 15 лет.

Съемочные системы на борту Terra.

Аппаратура спутника Terra – это пять съемочных систем, предназначенных для одновременного согласованного сбора информации о радиационном балансе Земли, атмосферной циркуляции, взаимодействии суши и океанов, биопродуктивности, свойствах поверхности суши:

ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) – гиперспектральная 14-канальная съемка в диапазоне от 0,52 до 11,65 мкм с разрешением 15...90 м и стереосъемка в диапазоне 0,76...0,86 мкм.

MODIS (MODerate-resolution Imaging Spectroradiometer) – гиперспектральная 36-канальная съемка в диапазоне от 0,45 до 14,36 мкм с разрешением 250...1000 м.

MISR (Multi-angle Imaging Spectro-Radiometer) – четырехзонная съемка под 9 углами наклона в диапазоне от 0,42 до 0,87 мкм с разрешением от 250×275 до 1100×1100 м.

CERES (Clouds and the Earth's Radiant Energy System) – съемка в трех широких спектральных зонах в диапазоне от 0,3 до более 100 мкм с разрешением от 20 км (в надире).

MOPITT (Measurements of Pollution in the Troposphere) – двухзонная съемка (4,7 и 2,2...2,4 мкм) с разрешением 22 км.

Основные характеристики: MODIS состоит из двух сканирующих спектрометров, один из которых (MODIS-N) снимает в надир, а ось съемки другого (MODIS-T) может быть отклонена. 36 спектральных зон MODIS охватывают диапазон с длинами волн от 0,4 до 14,4 мкм. Съемка в двух зонах (620...670 и 841...876 нм) ведется с разрешением 250 м, в пяти зонах видимого и ближнего инфракрасного диапазона с разрешением 500 м, а в остальных (диапазон от 0,4 до 14,4 мкм) – 1000 м. Функция прозрачности атмосферы из документации MODIS для среднеширотных условий представлена на рис. 1.

Радиометрическое разрешение исходных снимков весьма высоко: 12 бит. Пиковая скорость передачи данных составляет 10,6 Мбит/с. Траек-

тория движения носителя и угол обзора системы 110° (ширина полосы обзора 2330 км) позволяют MODIS за сутки получать изображение почти всей поверхности Земли, за исключением узких промежутков между полосами сканирования в низких широтах.

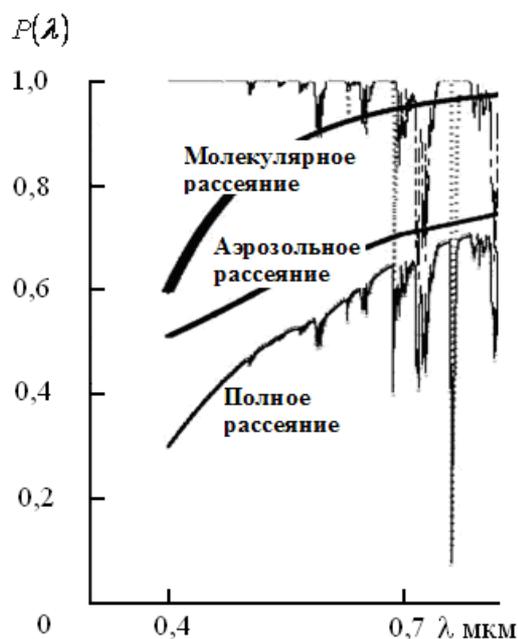


Рис. 1. Функция прозрачности в оптическом диапазоне солнечного спектра.

При проектировании системы MODIS была сделана ставка на специализированные виды продукции, представляющие результаты специальной обработки данных в определенных зонах, предусматривающей получение вторичных изображений, обеспечивающих изучение избранных объектов и явлений. Например, к таким тематическим продуктам относятся изображения LAI – индекса зеленой листовой площади растительного покрова, FPAR – индекса фотосинтетической активной радиации, поглощаемой растительностью. Всего на настоящий момент предлагается 44 вида производных изображений ([полный список приведен на сайте MODIS](#)). Для их разработки были созданы четыре тематических группы, специализирующихся на калибровке данных и их использовании для исследования суши, атмосферы, и океана. На сайтах этих групп приводится новейшая информация о качестве различных производных продуктов, не всегда доступная через основной портал заказа [EOS Data Gateway](#).

Изображения MODIS, предназначенные для изучения атмосферы и океанов хранятся в [GSFC Earth Sciences Distributed Active Archive Center](#) (Ар-

хив для наук о Земле Годдардовского центра полетов); для изучения суши – в [USGS-NASA Land Processes DAAC](#) (Архив Геологической съемки и NASA для изучения процессов на суше); для изучения снега и льда – в [National Snow and Ice Data Center](#) (Национальный центр данных по снегу и льду).

Ослабление солнечных лучей в атмосфере происходит за счет двух процессов: поглощения и рассеяния. Поглощенная солнечная радиация переходит в другие виды энергии, в основном в тепловую, т.е. расходуется на нагревание воздуха. Поглощение солнечной радиации газами атмосферы носит избирательный, или селективный, характер, т.е. поглощаются определенные длины или участки длин волн. Главными поглотителями солнечной радиации являются озон, водяной пар и углекислый газ. Основное поглощение происходит в УФ- и ИК-областях солнечного спектра. В видимой части спектра поглощение играет малую роль в сравнении с рассеянием. Именно за счет рассеяния происходит главное ослабление световых солнечных лучей. Оптическая толщина (оптическая толща) среды τ_λ , безразмерная величина, характеризующая ослабление оптического излучения в среде за счёт совместного действия поглощения света и рассеяния света (но без учёта эффектов усиления излучения, обусловленного многократным рассеянием). Оптическая толщина слоя среды связана с его прозрачностью p соотношением $\tau_\lambda = -\ln p_\lambda$. Согласно [1] коэффициент рассеяния может определяться по обратно пропорциональной зависимости от прозрачности атмосферы p_λ .

Индикатриса при релеевском рассеянии описывается формулой:

$$g(\gamma) = \frac{3}{4} (1 + \cos^2 \gamma),$$

где γ – угол рассеяния излучения.

Индикатриса при аэрозольном и релеевском рассеянии представляется по формуле, предложенной В.Г. Фесенковым [4],

$$g(\gamma) = 1 + a \cos \gamma + b \cos^2 \gamma + c \cos^3 \gamma.$$

Угол рассеяния γ связан с углом визирования ϑ и азимутом φ соотношением:

$$\cos \gamma = \cos \vartheta \cos \vartheta_0 + \sin \vartheta \sin \vartheta_0 \cos \varphi$$

где ϑ_0 – зенитное расстояние Солнца.

Учитывая различие в рассеянии прямой и рассеянной радиации, удобно разделить последние члены в уравнениях переноса излучения в атмосфере на две части – на однократное и многократное рассеяние. Наземные экспериментальные работы показали, что в полном рассеянии сол-

нечного излучения большую часть составляет однократное рассеяние (свыше 80 %). При условии однократного рассеяния излучения в атмосфере введем средневзвешенную индикатрису, учитывающую релеевское и аэрозольное рассеяние. Средневзвешенная индикатриса в нижних слоях атмосферы в основном определяется аэрозольной составляющей, которая оказывается намного больше релеевской. С ростом высоты концентрация аэрозолей в атмосфере убывает и увеличивается роль релеевского рассеяния. Однако данные наблюдений показывают, что и в верхних слоях атмосферы встречаются замутненные слои, в которых индикатриса рассеяния сильно вытянута вперед. Вообще изменчивость индикатрисы и оптических толщин наряду с чисто математическими трудностями приводит к практической невозможности корректного решения уравнений переноса рассеянной радиации. Изменение индикатрисы с высотой не очень сильно влияет на поток рассеянной радиации (в отличие от интенсивности). Поэтому реальную средневзвешенную индикатрису можно заменить осредненным по высоте значением $\bar{\chi}_{\lambda cp}$. В таком случае обыкновенное неоднородное дифференциальное уравнение с постоянными коэффициентами решается методом Лагранжа. Его решение имеет вид

$$J_{\lambda}^{\uparrow} = \frac{A_{\lambda}}{\pi} \left[S_{\lambda 0} \cos \vartheta_0 e^{-\tau_{\lambda} \sec \vartheta} + D_{\lambda}(0) \right] e^{-\tau_{\lambda} \sec \vartheta} + \frac{S_{\lambda 0} \bar{\chi}_{\lambda cp} \sec \vartheta}{\sec \vartheta + \sec \vartheta_0} \left[1 - e^{-\tau_{\lambda} (\sec \vartheta_0 - \sec \vartheta)} \right],$$

$$J_{\lambda}^{\downarrow} = \frac{S_{\lambda 0} \bar{\chi}_{\lambda cp} \sec \vartheta}{\sec \vartheta_0 - \sec \vartheta} \left[1 - e^{-\tau_{\lambda} \sec \vartheta_0} \right],$$

$$D(0) = 2\pi S_{\lambda 0} \bar{\chi}_{\lambda cp} \left[1 - e^{-\tau_{\lambda} \sec \vartheta_0} \right] \int_0^{\pi/2} \frac{\sin \vartheta}{\sec \vartheta_0 - \sec \vartheta} d\vartheta,$$

где J_{λ}^{\uparrow} и J_{λ}^{\downarrow} – восходящее и нисходящее излучения, A_{λ} – альbedo земной поверхности, $S_{\lambda 0}$ – спектральная солнечная постоянная, ϑ_0 – угол Солнца, τ_{λ} – оптическая толщина атмосферы, ϑ – угол зондирования.

Эти соотношения дают спектральную интенсивность восходящей и нисходящей рассеянной радиации на произвольном уровне $\tau_{\lambda}(z)$ в безоблачной атмосфере. Интенсивность рассеянной радиации на рассматриваемом уровне складывается из интенсивности лучей, рассеянных всеми вышележащими или нижележащими слоями. Полагая, что J_{λ}^{\uparrow} – измеряемая на спутнике интенсивность отраженного излучения с выбранного участка

земной поверхности с известным значением альбедо A_λ , а оптическая толщина атмосферы τ_λ может быть определена из рис. 1 и 2, можно рассчитать средневзвешенное значение индикатрисы $\bar{\chi}_{\lambda cp}$

$$\bar{\chi}_{\lambda cp} = \frac{j_{\lambda cp}^\uparrow - \frac{A_\lambda}{\pi} S_{\lambda 0} \cos \vartheta_0 e^{-\tau_\lambda \sec \vartheta_0}}{2A_\lambda S_{\lambda 0} \left(1 - e^{-\tau_\lambda \sec \vartheta_0}\right) \left(\cos \vartheta_0 + \cos^2 \vartheta_0 \ln \left| \frac{\cos \vartheta_0}{1 - \cos \vartheta_0} \right| \right) + P},$$

$$P = \frac{S_{\lambda 0} \sec \vartheta}{\sec \vartheta + \sec \vartheta_0} \left(1 - e^{-\tau_\lambda (\sec \vartheta_0 - \sec \vartheta)}\right).$$

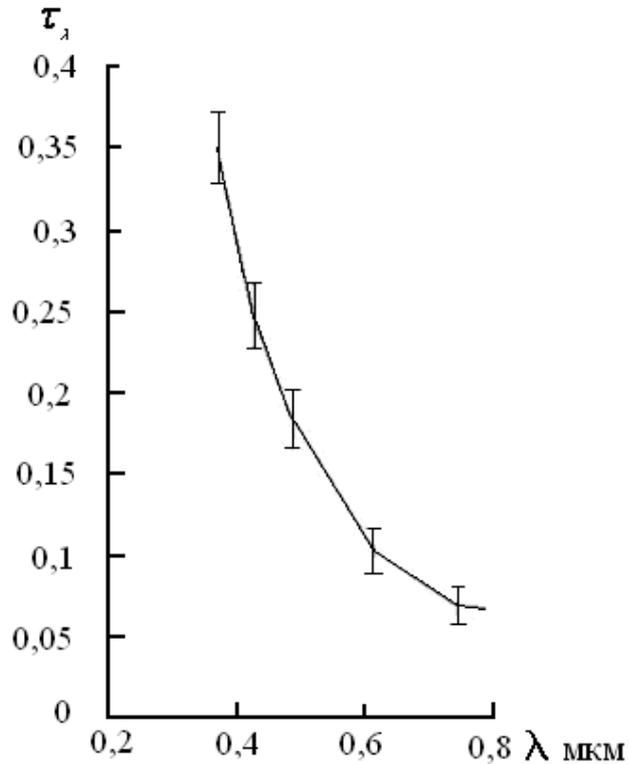


Рис. 2. График зависимости оптической толщины атмосферы от длины волны.

Результаты расчетов зависимости индикатрисы рассеяния яркости при $\lambda = 0,488$ мкм (1 – по формуле В.Г. Фесенкова [1], 2 – по спутниковым данным) от угла рассеивания γ показаны на рис. 3 при $\lambda = 0,488$ мкм, что соответствует 10 каналу сканера MODIS.

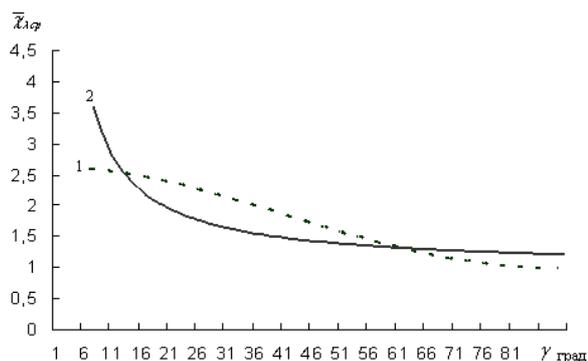


Рис. 3. Индикатрисы рассеяния света при $\lambda = 0,488$ мкм (1 – по формуле В.Г. Фесенкова, 2 – по спутниковым данным).

Измеряемые на спутнике величины radiances (интенсивность поступающего на сканер излучения $\text{Вт}/\text{м}^2\text{мкм ср}$), reflection (отношение поступающего на сканер излучения на спектральную солнечную постоянную), а также материалы NASA для сканера MODIS дают возможность определения количественных значений физических параметров атмосферы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кондратьев К.Я. Лучистая энергия Солнца–Л.:Гидрометиздат, 1954.
2. Поляков А.В., Тимофеев Ю.М. Предельные точности восстановления вертикальных профилей атмосферных параметров (спутниковый метод прозрачности). 2. Спектральный коэффициент аэрозольного ослабления // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. – 2003. – Т. 39. – № 2. – С. 262–268.
3. Chu D.A., Kaufman Y.J., Ichoku C. Validation of MODIS aerosol optical depth retrieval over land // Geophys. Res. Lett. 2002. V. 29. № 12. P. MOD 2/1-MOD 2/4.
4. Ichoku C., Levy R., Kaufman Y.J. et al. Analysis of the performance characteristics of five-channel Microtops II Sun photometer for measuring aerosol optical thickness and precipitable water vapor // J. Geophys. Res. D. 2002. V. 107. № 13. P.5/1–5/17.

АО «Национальный центр космических исследований и технологий» НКА РК

ҒАРЫШТЫҚ ЗОНДЫЛАУ МӘЛІМЕТТЕРІ БОЙЫНША АТМОСФЕРАНЫҢ ОПТИКАЛЫҚ КӨРСЕТКІШТЕРІН АНЫҚТАУ

Техн. ғылымд. докторы А.Х. Ахмеджанов
Т.К. Караданов

Ғарыштық түсіру кезінде атмосфераның оптикалық көрсеткіштерін қалпына келтіру үшін арақаштық зондылау мәліметтерін қолдану әдістемесі әзірленді.

УДК 551.48.212 (479.24)

**МЕТОДИКА РАСЧЁТА ИЗМЕНЧИВОСТИ НАИБОЛЬШИХ
РАСХОДОВ ВЗВЕШЕННЫХ НАНОСОВ РЕК БОЛЬШОГО
КАВКАЗА (В ПРЕДЕЛАХ АЗЕРБАЙДЖАНСКОЙ РЕСПУБЛИКИ)**

Канд. геогр. наук ДЖ.Г. Мамедов

Статья посвящена методике расчёта изменчивости наибольших расходов взвешенных наносов рек. Выявлено, что между изменчивостью (C_{VR}) и количеством суточных максимальных атмосферных осадков существует тесная связь. Значительная контрастность физико-географических условий территории Большого Кавказа (высотная поясность, экспозиция склонов и др.) позволила нам выявленную связь между C_{VR} и суточными максимальными атмосферными осадками представить в виде 5-и уравнений. Их анализ указывает на удовлетворительную зависимость вычисленных величин C_{VR} с фактическими данными. Погрешность расчёта, не превышает $\pm 20\%$. Поэтому считаем, что рекомендуемые расчётные уравнения зависимости могут быть использованы для расчёта C_{VR} неизученных рек исследуемой территории.

В начале 70-х годов, в связи с глобальным потеплением климата в отдельных регионах, в том числе на Большом Кавказе, наблюдается активизация водно-эрозионных процессов.

В последние годы при выпадении интенсивных ливневых дождей, особенно в летний сезон, на исследуемых реках повторение и прохождение селей увеличилось. Признаком увеличения водно-эрозионных процессов является увеличение доли взвешенных наносов в реках. Это, несомненно, оказывает свое влияние на изменчивость наибольших расходов взвешенных наносов рек (C_{VR}). В летний сезон его величина зависит от первичного выпадения ливневых дождей и выносимых ими продуктов выветривания в этот период. Далее подобное состояние не наблюдается. Этой особенностью изменчивость наибольших расходов взвешенных наносов рек (C_{VR}) отличается от годового. Годовому значению (C_{VR}) посвящено большое количество работ [1, 2, 4, 5, 6, 7, 8, 10].

Вопросы C_{VR} наибольших расходов взвешенных наносов рек исследуемой территории, а также всей территории республики до сих пор не изучены.

Как известно, сведения о C_{VR} можно получить путём построения карт изолиний и расчётных формул. Карта изолиний даёт приблизительную оценку C_{VR} территориального распределения, а расчётные формулы более конкретное определение C_{VR} . Однако при проектировании и строительстве гидротехнических сооружений необходимы более надёжные и точные данные о C_{VR} , а также методика их расчёта. В связи с этим, в статье поставлена задача разработки методики расчёта C_{VR} для слабоизученных и неизученных рек исследуемой территории.

Следует отметить, что исследуемая территория находится на стыке двух климатических поясов (субтропического и умеренного), и эта особенность, очевидно, должна влиять на C_{VR} . Для разработки на исследуемой территории методики расчёта C_{VR} , необходимо располагать более обширным фактическим материалом. С этой целью нами обобщён обширный материал стационарных наблюдений за наибольшими расходами взвешенных наносов рек по 2006 год (данные Национального Департамента Гидрометеорологии Министерства Экологии и Природных Ресурсов Азербайджанской Республики).

Собранный и систематизированный фактический материал стационарных наблюдений за наибольшими расходами взвешенных наносов позволяет провести более углублённое исследование C_{VR} и разработать методику его расчёта при отсутствии данных многолетних наблюдений.

Произведенные нами расчёты показывают, что величина C_{VR} на исследуемых реках изменяется от 0,17 до 4,31 (таблица). Наибольшая величина C_{VR} порядка 1,1 и более, характерна для верховьев рек и наблюдается в пунктах р. Кара Самур - с. Лучек, Деркчай - с. Дерк, Гамамчай - с. Илису, а также рек среднегорья Гайнар - близь устья, Чухадурмаз - близь устья и др., где в основном широко распространены очаги образования селей. Величина C_{VR} на отдельных пунктах рек составляет 2,62...4,31, что связано с легкоразмываемыми горными породами, противозэрозийная устойчивость которых изменяется от 0,30 до 3,1 м/с [4].

Таблица

Характеристики изменчивости наибольших расходов взвешенных наносов рек Большого Кавказа

Река - пункт	Средняя высота водосбора, м	Среднесуточные максимальные атмосферные осадки, мм	Изменчивость наибольших расходов взвешенных наносов		Отклонение вычисленных величин C_{VR} от фактических, %
			C_{VR} фактическая	C_{VR} вычисленная	
Гуручай - Сусай	2930	40	1,22	1,2	-2
Гудйалчай - Гырыз	2590	35,6	0,92	1,09	+18
Гудйалчай - Хыналыг	2960	39,9	1,23	1,2	-3
Гудйалчай - Кюпчал	2400	36,7	4,31	3,72	-14
Агчай - Джек	2590	41,8	3,74	4,15	+11
Гарачай - Рюк	2600	49,9	1,58	1,45	-8
Джагаджукчай - Рустов	1450	42,1	2	2,18	9
Деркчай - Дерк	2050	41,8	2,62	2,17	-17
Хармидорчай - Халтан	1380	40	1,99	2,09	+5
Сумгайтчай - Пирикишкюл	890	30	0,88	0,94	+7
Балакенчай - Балакен	1560	66	0,81	0,79	-2
Талачай - Загатала	1710	93	0,97	0,96	-1
Курмухчай - Илису	2270	58,8	0,7	0,74	6
Кунахису - Сарыбаш	2370	58,8	0,88	0,74	-16
Булангысу - Сарыбаш	2540	58,8	0,74	0,74	0
Агчай - Агчай	1990	58,8	0,69	0,74	+7
Агричай - Башдашагыл	1560	58,1	0,8	0,74	-8
Агричай - близь устья	1040	54	1,82	1,72	-5
Гайнар - близь устья	2040	58	2,86	2,44	-15
Чухадурмаз - близь устья	2210	59,9	2,93	2,85	-3
Дамирчик - близь устья	1860	55,4	2,61	1,95	-25
Тиканлычай - Тиканлы	2380	42	0,53	0,51	-4
Сангерчай - Галаджык	2050	44	0,55	0,64	-16
Гейчай - Гейчай	970	45,3	0,98	0,73	-25
Агричай - Исмайыллы	940	52,1	2,02	1,45	-28
Гирдиманчай - Гаранохур	1820	38,4	0,4	0,33	-18
Агсу - Агсу	1030	38,4	0,32	0,33	+2
Пирсаатчай - Поладлы	1000	44	0,67	0,64	-5

Примечание: - атмосферные осадки, взятые путем интерполяции.

Наряду с этим водность рек также влияет на C_{VR} . Как известно,

водность рек, горных стран, в том числе и рассматриваемой территории, не остаётся постоянной из года в год. В последние годы её колебание происходит в связи с потеплением климата [3, 9].

Следует отметить, что Большой Кавказ в геоморфологическом отношении характеризуется большой контрастностью рельефа (-28...+4466 м над уровнем моря). По этой причине ливневые дожди не всегда могут охватывать большую площадь водосбора рек. Поэтому на отдельных реках величина C_{VR} разная. Автор считает, что между суточными максимальными атмосферными осадками и изменчивостью C_{VR} должна быть тесная связь.

По мнению автора, атмосферные осадки, быстро превращаясь в поверхностный сток, влияют на величину C_{VR} . Указанная связь может быть представлена уравнением

$$C_{VR} = a\bar{x}^n, \quad (1)$$

где \bar{x} – средняя величина суточных максимальных осадков в мм; C_{VR} – изменчивость наибольших расходов взвешенных наносов в кг/с; n – степень, соответствующая группе рек; a – переменный коэффициент (безразмерный), величина которого изменяется в зависимости от физико-географических условий территории.

Следует отметить, что из-за сложности физико-географических условий территории, исследованная нами C_{VR} описывается 5 видами уравнений. Из них 3 – для северо-восточного, а 2 – для южного склонов Большого Кавказа. Для северо-восточного склона Большого Кавказа исследованная связь подчиняется высотной поясности территории, а на южном склоне – территориальному распределению. На северо-восточном склоне Большого Кавказа для расчёта C_{VR} выделены следующие группы:

Группа рек имеющих среднюю высоту водосбора 1380...2400 м

$$C_{VR} = 0,0892 \cdot x^{-0,855}. \quad (2)$$

Группа рек, имеющих среднюю высоту водосбора 2590...2930 м

$$C_{VR} = 0,0512 \cdot x^{-0,855}. \quad (3)$$

Группа рек, имеющих среднюю величину водосбора 2400-2590 м

$$C_{VR} = 0,1707 \cdot x^{-0,855}. \quad (4)$$

На южном склоне Большого Кавказа для расчёта C_{VR} одна группа охватывает территорию междуречья от Балакенчая до Агричай-

Башдашагыл. Эта часть территории отличается наибольшим выпадением атмосферных осадков, особенно летом ливневыми дождями, а также сильным прохождением селевых потоков. В геологическом отношении здесь в основном распространены легкоразмываемые породы. Почти вся территория хозяйственно освоена. Поэтому здесь C_{VR} отличается от рек северовосточного склона Большого Кавказа. Для этих рек уравнение для вычисления C_{VR} имеет следующий вид:

$$C_{VR} = 0,079 \cdot x^{-0,55} . \quad (5)$$

Другая группа рек охватывает междуречье Агричай - близь устья и Пирсаатчай - с. Поладлы включительно. Следует отметить, что эта часть территории отличается от предыдущей аридностью. Здесь выпадение атмосферных осадков наблюдается сравнительно меньше. В геологическом отношении территория характеризуется высокой сейсмичностью, тектоническими глубинными разломами (особенно долина Гирдиманчая) и оползневыми явлениями, в результате чего, например, C_{VR} на р. Агричай - с. Исмайыллы равно 2,02. Для этой группы рек при вычислении изменчивости C_{VR} используется уравнение:

$$C_{VR} = 0,0063 \cdot x^{-4,87} .$$

Результаты вычислений C_{VR} по представленным формулам приведены в таблице. Их анализ указывает на удовлетворительную сходимость вычисленных величин C_{VR} с фактическими данными. Погрешность расчёта, в основном, не превышает $\pm 20 \%$.

На основании вышеизложенного, рекомендуем использовать предлагаемые формулы для расчёта величины C_{VR} наибольших расходов взвешенных наносов слабоизученных и неизученных рек данной территории.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ахундов С.А. Изменчивость годового стока взвешенных наносов горных рек Азербайджанской ССР. – Изв. АН Азерб. ССР. Сер наук о Земле, Баку, 1973. – №3. – С. 67-51.
2. Горецкая З.А. Закономерности распределения параметров изменчивости годового стока взвешенных наносов рек по территории Украины. // Труды Укр.НИГМИ. – 1980. – № 175. – С. 65-70.
3. Груза Г.В. Климатическая изменчивость и прогноз изменений климата. – Природа, 1992. – № 8. – 236 с.

4. Косов Б.Ф., Любимов Б.П. Опыт районирования территории СССР по размываемости покровных горных пород. / Сб. Эрозия почв и русловые процессы. – М.: Изд-во МГУ, 1974. – Вып. 21. – С. 26-27.
5. Лисицина К.Н., Ткачева Л.Г. Изменчивость годового стока наносов рек. / Сток наносов его изучение и географическое распределение. – Л.: Гидрометеоздат, 1977. – С. 164-171.
6. Лопатин Г.В. Наносы рек СССР. – М.: Географгиз, 1952. – 366 с.
7. Мамедов Дж.Г. Изменчивость годового стока взвешенных наносов рек юго-западного склона Малого Кавказа. / Материалы XIII научной конференции молодых ученых ИГ АН Азерб. ССР. – Баку: 1985. – С. 36-37.
8. Мамедов Дж. Г., Абдуллаев В.Р. Влияние основных факторов на изменчивость годового стока взвешенных наносов рек Малого Кавказа и Талыша (в пределах Азербайджанской Республики) // Тр. Геогр. об-ва Азерб., Баку. – 2004. – № IX. – С. 410-416.
9. Махмудов Р.Н. Гидрометеорология, климатические изменения, природные катастрофы и жизнь. – Баку: Нурлан, 2006. – 76 с.
10. Хмаладзе Г.Н. Выносы наносов реками Черноморского побережья Кавказа. – Л.: Гидрометеоздат, 1978. – 167 с.

Институт гидрометеорологии Министерства Экологии и Природных Ресурсов Азербайджана, г. Баку

ҮЛКЕН КАВКАЗ ӨЗЕНДЕРİNДЕ ЖҮЗГІН ШЫҒАРЫНДЫЛАРДЫҢ ЕҢ ҮЛКЕН ШЫҒЫНЫНЫҢ ӨЗГЕРГІШТІГІН ЕСЕПТЕУ ӘДІСТЕМЕСІ (ӘЗІРБАЙЖАН РЕСПУБЛИКАСЫ ШЕГІНДЕ)

Геогр. ғылымд. канд. ДЖ.Г. Мамедов

Мақала өзендердің жүзгін шығарылымдарының ең үлкен шығынының өзгергіштігін есептеу әдістемесіне арналған. Өзгергіштік (C_{VR}) пен атмосфералық жауын-шашынның тәуліктік максималды мөлшері арасында тығыз байланыс бар екені анықталды. Үлкен Кавказ аумағының физика-географиялық едәуір қарама-қайшылығы (биіктік белдеулік, беткейлердің экспозициясы т.б.) C_{VR} мен атмосфералық жауын-шашынның тәуліктік максималды мөлшері арасында анықталған байланысты 5 теңдеу түрінде ұсынуға мүмкіндік берді. Олардың талдауы есептеп шығарылған C_{VR} мәнінің нақты мәліметтермен қанағаттанарлық тәуелділіктің бар екендігін көрсетеді. Есеп қателігі $\pm 20\%$ аспайды. Сондықтан, ұсынылған тәуелділіктің есептік теңдеулері аумақтағы зерттелмеген өзендерінің C_{VR} есептеу үшін қолдануға болады деп есептейміз.

ӘОЖ 551.583 (282.255.51)

**ІЛЕ АЛАБЫНЫҢ КЛИМАТТЫҚ ЖАҒДАЙЫН ЗЕРТТЕУДІҢ
КЕЙБІР НӘТИЖЕЛЕРІНЕН**

Ж.Қ. Турениязова

Техн. ғылымд. докторы М.Ж. Бурлібаев

Іле алабының төменгі бөлігінде климаттық жағдайдың өзгеруі салыстырмалы түрде талданып, соңғы онжылдықта ауа температурасы мен жауын-шашын мөлшерінің өсуі айқын байқалады.

Балқаш көліне келіп құятын ағынның 80 % құрайтын, су шаруашылық алабының негізгі су жүйесі Іле өзені болып табылады. Өзен ағындысының қалыптасуында аумақтың климаттық ерекшеліктері маңызды роль атқарады. Әсіресе соңғы кезде ғаламдық климаттың жылынуына байланысты Іле алабындағы ағын қалыптастырушы негізгі факторларды, атап айтқанда, ауа температурасының, ылғал қорының өзгерісін зерттеу көкейкесті мәселе болып табылады.

Іле өзені алабындағы климаттық жағдайдың өзгеру сипатын анықтау мақсатында Іле алабының жазық аймағындағы көпжылдық бақылау қатары бар метеостансалар қатары іріктеліп алынды (кесте 1). Метеостансалардың орналасу биіктігі теңіз деңгейінен 345...567 м жоғары. Ең ұзақ үздіксіз бақылау бақылау қатары Қапшағай метеостансасының үлесіне келеді.

Кесте 1

Іле алабындағы метеорологиялық стансалар

Метеостансалар	Биіктігі, м	Ашылған жылы
Балқаш	422,2	1930
Ауыл-4	353,0	1977
Құйған	345,3	1929
Бақанас	396,2	1935
Айдарлы	567,4	1947
Алғазы	346,0	1934
Қапшағай (Іле т/ж ст.)	455,0	1905

Зерттеу жұмысында ауа температурасына, жауын-шашынның мөлшеріне, ылғалдың жетімсіздігі, су буының серпімділігі мен салыстырмалы ылғалдылыққа талдау нәтижелері Қазгидрометтің стансалар бойынша көпжылдық мәліметтері негізінде жасалды. Ескерте кететін жайт, қарастырылған аумақтағы климаттық элементтерге бақылау жүргізу кезінен бастап 1997 жылға дейінгі аралықтың көпжылдық орташа жылдық көрсеткіштерін анықталып, талдау жүргізілгенген болатын [7]. Осы жұмыста барлық бақылау қатары 2008 жылға дейінгі мәліметтермен

толықтырылып, екі кезеңнің көпжылдық орташа көрсеткіштері салыстырмалы түрде талданды.

Қазақстан аумағында Іле алабы қыста жиі Сібір антициклонының оңтүстік-батыс тармағының ықпалында болады, яғни ауа райы суық, қарлы күндер аз және бұлтсыз келеді. Антициклонды ауа райы жағдайында радиациялық суытуға байланысты ауа температурасы жерге жақын қабатта инверсиялық таралуда болады. Ауа температурасының ең төменгі көрсеткіштері жылдың қаңтар-ақпан айларына сәйкес келеді. Бұл арктикалық және Сібірлік суық ауа массаларындағы адвекциялық процестердің жиілігіне байланысты, ашық антициклонды ауа райында күн суыта бастайды. Мәселен, Құйғанда орташа айлық ауа температурасының -20°C төменгі мәндерінің қайталануы ақпан айында 10 % құрайды [2, 8].

Жазда Оңтүстік Қазақстанның барлық аумағы Орта Азиялық термиялық депрессияның ықпалында болып, ыстық, көбінесе бұлтсыз ауа райы қалыптасады. Көктемде циклондық әрекеттің күшеюі барысында тұрақсыз ауа райы ұзақ байқалады. Суық ауа массаларының басым болуы қатқақтың қалыптасуына ықпал жасайды. Күз айларында меридиандық айналыммен бірге солтүстік-батыс және солтүстік тармақтың да ықпалы күшейе түседі.

Іле алабындағы жер бедерінің күрделілігіне байланысты климаттық жағдайдың ерекшеліктері әртүрлі. Аумақтың жазық бөліктерінде шөл және шөлейттердің климаты қалыптасқан. Жазы ыстық және құрғақ, қысы суық. Таулы аймақтарда биіктіктің өсуімен бірге жауын-шашынның мөлшері көбейсе, ал ауа температурасы төмендеп, ылғал жетімсіздігі мен температураның ауытқуы азаяды.

Қарастырылған аумақтағы ауа температурасының екі кезеңдегі өзгеруін салыстырмалы түрде талдау нәтижелері көрсеткендей, соңғы жылдарда ауа температурасының орташа жылдық көрсеткіштерінің біршама өсуі айқын байқалады (кесте 2). Мәселен, Іле алабында орташа жылдық температура $1,3^{\circ}\text{C}$ көтерілген. Әсіресе ауа температурасының елеулі дәрежеде өзгеруі Құйған метеостансасына тән, мұнда температураның $1,9^{\circ}\text{C}$ өсуі тіркелді. Қапшағай қаласы маңында жылдық температураның өзгерісі небәрі $0,7^{\circ}\text{C}$. Қаңтар айындағы ауа температурасының өсу қарастырылған аумақта $0,6^{\circ}\text{C}$ құрайды, әсіресе Қапшағай және Бақанас метеостансаларында температураның едәуір көтерілуі ($1,2^{\circ}\text{C}$) тіркелді. Тек ғана Ауыл-4 және Алғазы маңында қаңтар айының температурасы сол қалпында сақталып отыр. Ал шілде айындағы көпжылдық орташа температураның аумақ ішінде таралуында айтарлықтай өзгеріс байқалмайды, температураның ауытқуы небәрі $0,1...0,8^{\circ}\text{C}$. Бақанас, Балқаш және Қапшағай стансаларында ауаның температурасы $0,3...0,8^{\circ}\text{C}$ төмендесе, басқа өңірлерде керісінше көтерілу жағдайы орын алған. Алайда шілде айының температурасы Ауыл-4, Құйған,

Айдарлы, Алғазы стансаларында небәрі 0,1...0,4 °С көтерілген. Шілде айында ауа температурасының орташа көпжылдық көрсеткіштері 24...26 °С, қаңтарда -7...-13 °С, ал орташа жылдық мәні 6...11 °С аралығында ауытқиды.

Кесте 2

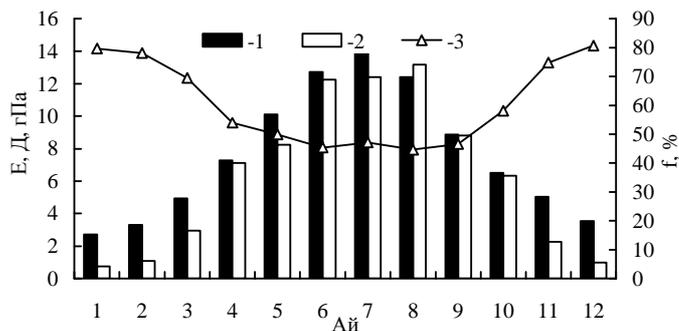
Іле алабында орташа көпжылдық ауа температурасының өзгеруі

Метеостансалар	Қаңтар			Шілде			Жыл		
	А	В	Δ	А	В	Δ	А	В	Δ
Балқаш	-14,3	-13,6	+0,7	24,2	23,8	-0,4	5,6	6,7	+1,1
Ауыл-4	-12,6	-12,6	0,0	25,0	25,1	+0,1	7,2	8,5	+1,3
Құйған	-12,6	-11,8	+0,8	24,8	25,2	+0,4	6,8	8,7	+1,9
Бақанас	-11,6	-10,4	+1,2	25,8	25,5	-0,3	8,1	9,6	+1,5
Айдарлы	-7,8	-7,5	+0,3	26,0	26,1	+0,1	9,3	10,7	+1,4
Алғазы	-13,6	-13,6	0,0	24,8	25,0	+0,2	6,4	7,6	+1,2
Қапшағай	-8,5	-7,3	+1,2	25,5	24,7	-0,8	9,3	10,0	+0,7

Ескертпе: А – метеорологиялық бақылаудың бастапқы жылдарынан 1997 жылға дейін; 1998...2008 жылдар аралығы; екі кезеңнің айырмашылығы.

Соңғы жылдардағы зерттеу жұмыстары Қазақстан аумағында ауа температурасының көтерілу бағытын көрсетіп отыр [3]. Сонымен қатар Е.Н. Пивеннің [5] Іле-Балқаш алабының жазық және тауалды аймақтарындағы зерттеу нәтижелері де ауа температурасының өсу бағытын көрсеткен болатын. Оның 1930...1997 жылдар кезеңіндегі ауа температурасына талдау жасау негізінде аймақта жылдық температураның 1,4 °С, ал суық айларда 2 °С көтерілуі анықталды. Сонымен қатар қыс айындағы температураның басым түрде өсуі [1] пайымдаулары бойынша да келтірілген. Соңғы жылдарда Іле алабының жазық аудандарымен қатар ағын қалыптастырушы биік таулы аудандарда да ауа температурасының жылдан жылға көтерілуі орын алған [4, 6]. Мәселен, Іле Алатауының Мыңжылқы, Тұйықсу метеостансаларында 1970 жылдардан бастап жылдық және қысқы температура жазғы көрсеткітерге қарағанда негұрлым басым түрде өсуі байқалған.

Іле алабындағы аумақтың ылғалдану сипатын анықтауда су буының серпімділігі, салыстырмалы ылғалдылық пен қанығу жетімсіздігінің деректері 1948...2008 жылдар аралығында қарастырылып, көпжылдық орташа мәндері есептелінді. Іле алабының континенталдық климаты жағдайында ауа ылғалдылығының жыл ішінде өзгеруі айқын байқалады. Мәселен, су буының серпімділігі мен қанығу жетімсіздігінің орташа көпжылдық көрсеткіштерінің максимумы шілде айында, ал минимумы желтоқсан-қаңтар айларында тіркелген. Төмендегі суретте келтірілгендей, салыстырмалы ылғалдылықтың жылдық өзгеруі барысында керісінше жағдай қалыптасқан, яғни оның көпжылдық орташа мәндерінің максимумы қыс айларына (желтоқсан – қаңтар) сәйкес келеді.



Сурет. Бақанас метеостансасында ылғану көрсеткіштерінің жыл ішінде өзгеруі. 1 – су буының серпімділігі, гПа; 2 – қанығу жетімсіздігі, гПа; 3 – салыстырмалы ылғалдылық, %.

Қарастырылған аумақтағы метеорологиялық элементтердің өзгерісін талдау нәтижелері көрсеткендей, суық айларда ауаның абсолюттік ылғалдылығы төмен, су буының серпімділігі 2,5...3,8 гПа аралығында өзгереді. Ал салыстырмалы ылғалдылықтың көрсеткіші болса 80 % жоғары, сонымен бірге осы уақыттағы қанығу жетімсіздігі 0,5...1,0 гПа аспайды.

Іле алабы аумағында су буының серпімділігінің көрсеткіштері шілде айында 14,3...14,7 гПа құрайды. Оның ең жоғарғы көрсеткіштері Балқаш көліне жақын орналасқан метеостансаларда байқалады.

Қанығу жетімсіздігінің ең жоғарғы көрсеткіштері де шілде айында тіркелген (12,3...18,9 гПа). Бақанас стансасында салыстырмалы түрде қанығу жетімсіздігінің көрсеткіштері жазда біршама төмен. Егер Ауыл-4, Құйған метеостансаларында қанығу жетімсіздігі 12,4...19,8 гПа болса, ал Бақанаста бұл көрсеткіштер небәрі 13,2...12,4 гПа құрайды.

Салыстырмалы ылғалдылықтың көрсеткіштері жаз айларында ең төменгі көрсеткіштеріне жетіп, оның мөлшері 45...49 % аралығында өзгереді. Жыл ішіндегі ең жоғарғы көрсеткіші желтоқсан айында тіркелген, салыстырмалы ылғалдылық 81...85 % құрайды.

Су буы серпімділігінің орташа жылдық көрсеткіштері 7,6...7,7 гПа аралығында ауытқиды, оның тәулік ішінде өзгеру барысы айқын байқалады. Жазда су буының серпімділігі көп ауытқуға ұшырайды, оның шілде айындағы көпжылдық орташа мәні 4,4 гПа. Осы мезгілдегі ең жоғарғы мәні таңертеңгі уақытта, ал қыста – күндіз тіркелген. Ылғалдылық жетімсіздігінің тәуліктік ауытқуында ең жоғарғы көрсеткіш күндіз сағат 13 шамасында байқалады, орташа көпжылдық деректер бойынша шілде айындағы Бақанас стансасында ол 36,6 гПа. Ылғалдылық жетімсіздігінің тәуліктік өзгерісінде көктемгі көрсеткіштің өсуі күзгі төмендеуіне қарағанда жылдам іске асады. Салыстырмалы

ылғалдылықтың тәулік ішінде ауытқуында ең төменгі көрсеткіші күндіз байқалады, жаз айларында көпжылдық орташа мәні 30 % аспайды.

Жауын-шашынның көпжылдық орташа мәндерін есептеу нәтижелері көрсеткендей (кесте 3), қарастырылған аумақта оның жылдық мөлшері 144...316 мм. Іле өзенінің алабында жауын-шашынның жыл ішінде таралуы төмендегідей: Оңтүстік Балқаш маңы шөлінде жауын-шашынның ең көп айлық мөлшері көктемгі маусымда (сәуір-мамыр) түседі, мардымсыз кезеңі – қыстың аяғы (ақпан) мен жазғы-күзгі айлар (тамыз-қыркүйек). Таулы аудандарда жауын-шашынның мардымсыз мөлшері қыркүйек айына, аласа таулы және тауалды аудандарында тамыз айына сәйкес келеді. Қарастырылған аумақтың шілде айындағы жауын-шашынның мөлшері 16,5...48,4 мм, қаңтарда – 7,0...17,0 мм.

Екі кезеңдегі жауын-шашынның көпжылдық орташа көрсеткіштерін салыстыру барысында шілде айында барлық стансалар бойынша айлық мөлшері 5,0...24,8 мм дейін көбейе түскен. Әсіресе жауын-шашынның көрсеткіштері Қапшағай, Айдарлы, Бақанас және Құйған метеостансаларында едәуір дәрежеде көбейе түскен. Сонымен қатар қаңтар айында жауын-шашын мөлшерінің көбею жағдайы Бақанас, Алғазы және Қапшағай стансаларында орын алған, яғни көбею көрсеткіші 1,2...2,7 мм аралығында. Ал Ауыл-4 және Балқаш метеостансалары бойынша қаңтардағы жауын-шашынның мөлшері 0,2...1,9 мм азая түскен. Жылдық жауын-шашынның мөлшері бойынша көбею жағдайы Бақанас, Айдарлы, Алғазы, Қапшағай стансаларында тіркелген. Әсіресе Қапшағай маңында жылдық жауын-шашынның мөлшері 33,8 мм өскен. Керісінше, Құйған стансаларында жылдық жауын-шашынның мөлшері 0,4мм күрт азая түскен.

Кесте 3

Іле алабындағы жауын-шашынның көпжылдық орташа көрсеткіштері

Метеостанса	Қаңтар			Шілде			Жыл		
	А	В	Δ	А	В	Δ	А	В	Δ
Балқаш	12,2	12,0	-0,2	11,8	16,8	+5,0	136,2	141,7	+5,5
Ауыл-4	8,9	7,0	-1,9	10,7	16,5	+5,8	137,1	132,5	+4,6
Құйған	10,5	11,1	+0,6	8,8	18,8	+10,0	137,6	137,2	-0,4
Бақанас	11,8	14,1	+2,3	15,1	25,8	+10,7	189,7	201,1	+11,4
Айдарлы	14,2	14,4	+0,2	17,4	32,0	+14,6	236,8	250,4	+13,6
Алғазы	8,3	9,5	+1,2	15,0	23,7	+8,7	128,4	144,5	+16,1
Қапшағай	14,3	17,0	+2,7	23,6	48,4	+24,8	282,0	315,8	+33,8

Ескертпе: шартты белгілерді 2-кестеден қараңыз.

Қорыта келе, Іле алабындағы климаттық жағдайдың өзгеруіне талдау жасау барысында соңғы жылдарда ауа температурасының көтерілуі анықталып отыр. Қаңтар айы мен жылдық ауа температурасының орташа өсуі 0,6...1,3 °С болса, шілде айында температураның өзгерісі небәрі 0,1 °С.

Су буының серпімділігі мен қанығу жетімсіздігінің орташа көпжылдық көрсеткіштерінің ең жоғарғы көрсеткіштері шілде айында тіркелсе, ал салыстырмалы ылғалдылықтың максимумы қыс айларына (желтоқсан-қаңтар) сәйкес келеді. Іле алабында жауын-шашынның орташа жылдық мөлшері 12,1 мм-ге көбейген.

ПАЙДАЛАНҒАН ӘДЕБИЕТТЕР

1. Воронина Л.А. О Влиянии озера Балхаш на климат прилегающего региона // Гидрометеорология и экология. – 2003. – №2. – С. 31-34.
2. Гидрологические и водохозяйственные аспекты Или-Балхашской проблемы. – Л: Гидрометеоздат, 1989. – 312 с.
3. Долгих С.А. и др. К вопросу о построении сценариев изменения Климата Казахстана // Гидрометеорология и экология. – 2006. - №1. – С. 7-19.
4. Кудеков Т.К. и др. Современные изменения природной среды и гидрологический режим озера Балхаш // Гидрометеорология и экология. – 2008. – №3. – С. 64-72.
5. Пивень Е.Н. Территориальное распределение изменений температуры воздуха и осадков в Или-Балхашском регионе // Материалы конференции «Географическая наука в Казахстане: результаты и пути развития». – Алматы, 2001 – С. 112-116.
6. Пивень Е.Н. Климат гляциально-нивальной зоны юго-восточного Казахстана, его современные изменения и возможное влияние на водные ресурсы региона // Материалы международной научно-практической конференции «Географические проблемы устойчивого развития: теория и практика. – Алматы, 2008. – С. 112-123.
7. Проблемы гидроэкологической устойчивости в бассейне озера Балхаш / Под. ред. А.Б. Самаковой. – Алматы: Каганат, 2003. – 584 с.
8. Ресурсы поверхностных вод СССР. Центральный и Южный Казахстан. Бассейн оз. Балхаш. Т. 13, Вып. 2. – Л: Гидрометеоздат, 1966. – 645 с.

Казгидромет, г. Алматы

Казахстанское агентство прикладной экологии, г. Алматы

О НЕКОТОРЫХ РЕЗУЛЬТАТАХ ИЗУЧЕНИЯ КЛИМАТИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ В БАССЕЙНЕ РЕКИ ИЛЕ

Ж.К. Турениязова
М.Ж. Бурлибаев
Доктор техн. наук

Приведен сравнительный анализ изменения климатических условий в нижней части бассейна р. Иле, в последнее десятилетие отмечаются повышение температуры воздуха и увеличение осадков.

УДК 556.048. (282.256.16)

**РЕКОНСТРУИРОВАНИЕ РЯДОВ МАКСИМАЛЬНЫХ РАСХОДОВ
ВОДЫ ВЕСЕННЕГО ПОЛОВОДЬЯ РЕК БАССЕЙНА
ВЕРХНЕГО ЕРТИСА**

Канд. геогр. наук

С.Б. Саиров

В.Г. Ушаков

Приведены результаты реконструирования рядов ежегодных срочных максимальных расходов воды ряда рек бассейна Верхнего Ертиса с помощью метода гидрологической аналогии. Рассчитаны коэффициенты корреляции и выведены уравнения регрессии между реконструированными рядами и рядами рек аналогов.

Проблема расчета максимального стока весеннего половодья является наиболее важной в учении о стоке, как в практическом, так и в научном отношении.

Практическая важность этой проблемы определяется тем, что от величины максимального стока зависит размер отверстий плотин, мостов и других гидротехнических сооружений, а часто эффективность всего сооружения в целом. Научное значение этой проблемы определяется ролью паводков в формировании всего режима рек, а также ее центральным среди других проблем гидрологии и смежных с ней дисциплин [6].

Процессы в водной среде, как правило, протекают медленно, последствия обнаруживаются через десятки лет. Требуется новые подходы, более современные методы прогнозирования и моделирования этих процессов. В числе наиболее актуальных научно-технических проблем, которые требуют решения в ближайшем будущем, можно выделить следующие:

- прогнозирование половодий и паводков, наводнений и других экстремальных явлений, обоснование мер, способов и средств их предотвращения; оценка социально – экономических последствий;
- изучение и прогноз воздействия максимальных расходов воды на природную среду и экосистемы;
- разработка методов и моделей оптимального управления водно-ресурсными системами, в том числе многоцелевого назначения [1].

Для расчета максимальных расходов воды весеннего половодья рек бассейна Верхнего Ертиса необходимо располагать достаточно длин-

ными и репрезентативными рядами наблюдений. В связи с отсутствием на большинстве рек таких данных возникают задачи восстановления пропущенных величин стока, привлекая материалы рек-аналогов, т.е. применяя метод гидрологической аналогии [5].

Максимальные расходы воды рек бассейна Верхнего Ертиса наблюдаются преимущественно в период весеннего половодья и имеют снеговое или смешанное (снеговое и ледниковое) питание [4].

Основой для данных исследований являются результаты многолетних наблюдений за гидрологическим режимом на сети «Казгидромета» включительно по 2008 год.

Реконструирование рядов проведено по 6 гидропостам, имеющим от 17 до 73 лет наблюдений. Однако величина данных рядов зачастую недостаточна для всесторонней оценки характеристик максимального стока. В данной статье приведены примеры реконструирования и приведения величин максимального стока к многолетним периодам.

Для расчетов и реконструирования рядов использовались срочные максимальные расходы воды.

При выборе рек-аналогов, как и в случае годового стока, учитываются следующие факторы:

- расчетная река и потенциальная река-аналог должны находиться в максимальной географической близости;

- климатические условия, определяющие формирование стока рассматриваемых рек, должны быть практически одинаковыми;

- колебания рассматриваемой характеристики стока на сравниваемых реках должны быть синхронными;

- рельеф водосбора, почво-грунты и гидрогеологические условия в бассейнах рассматриваемых рек не должны существенно отличаться;

- площади водосборов не должны различаться более чем в 10 раз для равнинных рек, а в горах различия в средней высоте водосборов должны быть в пределах 300 м;

- продолжительность совместных лет наблюдений за годовым стоком на расчетной реке и реке-аналоге должна быть не менее 10 лет [3].

Объективным критерием правильности выбора пункта-аналога, в соответствии с требованиями СНиПа 2.01.14-83, является достаточно тесная связь за годы одновременных наблюдений, характеризуемая коэффициентом корреляции r при условии $r \geq 0,70$.

За аналог могут быть приняты один или несколько пунктов наблюдений за стоком, отвечающих вышеперечисленным требованиям. Но подобрать аналог, а тем более, несколько аналогов, полностью отвечающих перечисленным требованиям, нередко бывает очень трудно. Поэтому при восстановлении максимального стока исследуемого района обязательно соблюдалось условие $r \geq 0,70$ (хотя в отдельных случаях из корреляционной связи приходилось исключить некоторые «отскакивающие» от линии корреляционной зависимости точки, поскольку такое несоответствие, видимо, связано с низким качеством исходных данных). Остальные требования в отдельных случаях соблюдались не столь строго. Это касалось, например, различий в площадях водосбора, высотах и величинах максимального стока. В результате проведенного гидрологического анализа материалов наблюдений были произведены расчеты по восстановлению пропусков в гидрологических рядах и их удлинению по методу аналогии аналитическим способом с выводами и расчетами уравнений регрессии [2]. Они приведены в табл. 1, примеры графиков связи максимальных срочных расходов воды показаны на рис. 1-3.

Соответствующие сведения о коэффициентах корреляции и полученные уравнения регрессии приведены в табл. 2.

Таблица 1

Восстановленные и дополненные ряды максимального стока рек бассейна Верхнего Ертиса по методу аналогии

Река-пункт	Площадь водосбора, км ²	Период общего наблюдения	Восстановленные годы
р. Калжыр – с. Калжыр	3090	1911...1916, 1937...59, /1959/	1917...1936
р. Калжыр – с. Калжыр	3090	1960...1996, 1998...2000, 2002...2005	1997, 2001, 2006...2008
р. Куршим – с. Вознесенское	5840	1911...1916, 1935...1959	1917...1934
р. Куршим – с. Вознесенское	5840	1960...1997, 1999...2008	1998
р. Буктырма – с. Берель	6860	1958...1997, 2005...2008	1998, 2000...2004
р. Ульби – ст. Ульби Перевалочная	4900	1942...1959, /1936, 1955, 1958/	1940, 1941

Река-пункт	Площадь водосбора, км ²	Период общего наблюдения	Восстановленные годы
р. Журавлиха – г. Риддер	209	1940...1946, 1956...1958	1947...1955, 1959...1991
р. Мал. Ульби – с. Горно-Ульбинка	2170	1931...1933, 1952...1991	1934...1951, 1992...2008

Примечание: В косых скобках указаны года, когда наблюдаются некоторые «отскакивающие» от линии зависимости точки.

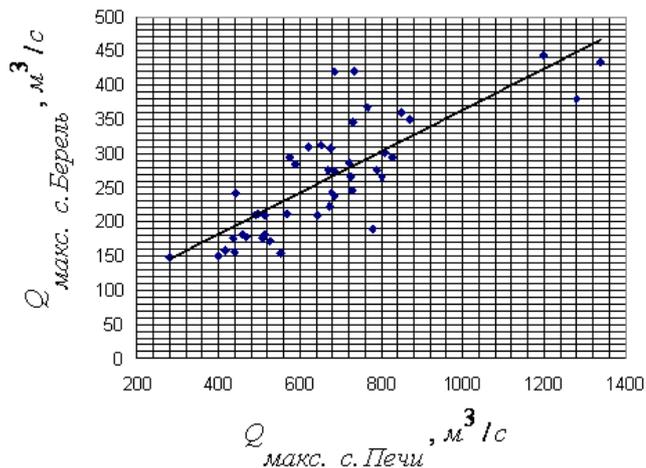


Рис. 1. График связи значений максимальных срочных расходов воды гидропоста р. Буктырма – с. Берель с гидропостом р. Буктырма – с. Печи.

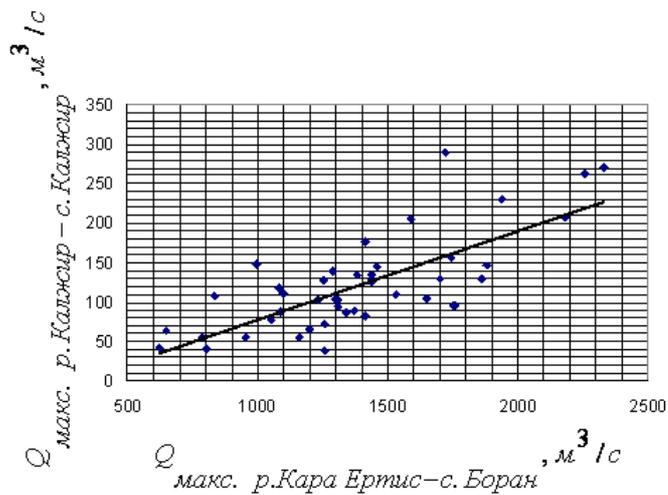


Рис. 2. График связи значений максимальных срочных расходов воды гидропоста р. Калжир – с. Калжир с гидропостом р. Кара Ертыш – с. Боран.

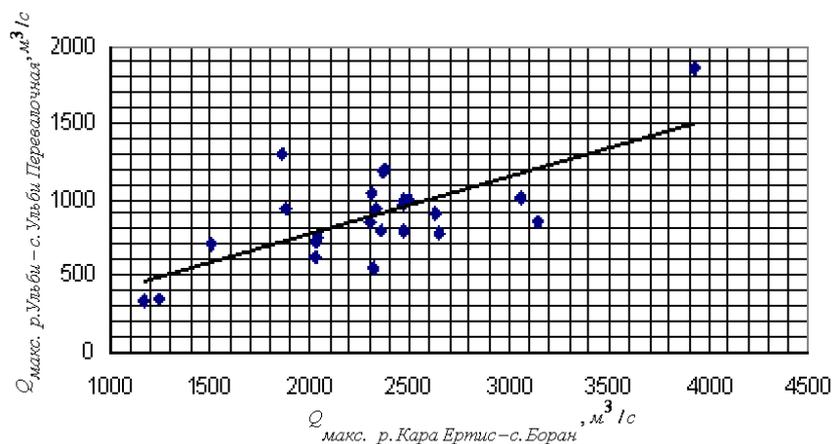


Рис. 3. График связи значений максимальных срочных расходов воды гидропоста р. Ульби – с. Ульби Перевалочная с гидропостом р. Кара Ертис – с. Боран (период восстановления 1939...2008 гг.).

Таблица 2

Коэффициенты корреляции и уравнения регрессии восстановленных и дополненных рядов максимального стока рек бассейна Верхнего Ертиса

Река-пункт	Коэффициент корреляции	Уравнение регрессии	Река-пункт аналог
р. Калжыр – с. Калжыр	0,72	$y = 0,050 x - 11,812$	р. Ертис – г. Усть-Каменогорск
р. Калжыр – с. Калжыр	0,74	$y = 0,112 x - 34,259$	р. Кара Ертис – с. Боран
р. Куршим – с. Вознесенское	0,75	$y = 0,204 x - 27,775$	р. Ертис – г. Усть-Каменогорск
р. Куршим – с. Вознесенское	0,74	$y = 0,397 x - 82,283$	р. Кара Ертис – с. Боран
р. Буктырма – с. Берель	0,79	$y = 0,303 x + 61,117$	р. Буктырма – с. Печи
р. Ульби – ст. Ульби Перевалочная	0,71	$y = 0,376 x + 19,482$	р. Ертис – г. Усть-Каменогорск
р. Журавлиха – г. Риддер	0,91	$y = 1,902 x + 26,473$	р. Шаравка – с. Шаравка
р. Мал. Ульби – с. Горно-Ульбинка	0,79	$y = 0,421 x + 198,67$	р. Ульби – с. Ульби Перевалочная

После восстановления пропусков в наблюдениях и дополнения рядов до 2008 года были получены непрерывные ряды максимального стока.

Восстановленные и дополненные ряды можно использовать для анализа многолетнего хода величин максимальных расходов воды.

УДК 556.16. (282.255.45.)

ШУ ӨЗЕНІНІҢ ТӨМЕНГІ АҒЫСТАҒЫ ДЕҢГЕЙЛІК ТӘРТІБІ

Техн. ғылымд. докторы М.Ж. Бүрлібаев
А.М. Бажиева

Мақалада антропогендік факторлардың әсерінен Шу өзені экожүйесінің тіршілігінде ерекше роль атқаратын деңгейлік тәртібінің өзгеруі қарастырылған. Ағындының реттелуімен байланысты су тасу көлемінің қысқарып, өзеннің төменгі бөлігінің шөлге айналғаны анықталды.

Соңғы жылдарда экономиканың табиғи-шаруашылық саласының құлдырау процесі өсуде. Шу өзенінің аңғары елеулі түрде шөлге айналуға, Топырақтану институтының зертеулері бойынша 80-жылдарда төменгі өзен аңғарының ең жоғарғы атырауында шөлді алаңдар 20 % артты [7].

Бүгінгі таңда су қорларын пайдалану көкейкесті мәселе болып табылады. Су қорларын пайдаланудың басым үлесін (су қолданудың жалпы көлемінің 70 %) тұрақты түрде суару алады. Сонымен қатар, су қорларының жоғалу мөлшері де жоғары болып отыр. Мысалы, шаруашылық іші жүйесінде – 30 %, ал шаруашылық аралық жүйесінде – 15 % көп су жоғалады.

Су қорларын қолданудың екінші үлесін коммуналдық және өндірістік сумен қамту болып табылады. Шу қаласы, Бірлік, Фурмановка, Новоторицкі ауылдары ірі халық орналасқан орындар. Шу қаласының және ауылдық елді-мекендердің халқын сумен қамту жергілікті жүйелі сумен қамту құрылыстары арқылы жер асты суларын қолданумен жүзеге асады [4].

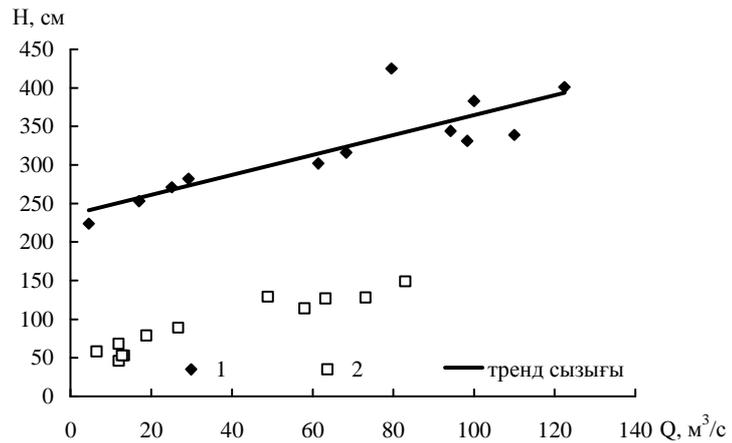
Өзеннің гидрологиялық тәртібі қоғамның сұраныстарына сай болуы үшін, біріншіден ағындының жыл ішіндегі таралуының табиғи гидрографын бөгенмен реттеу арқылы ағындыны суармалы сілемдерге жеткізу, гидроэнергетикалық мақсатта тұрмыстық жіберілімдерді қолдану және т.б. жүргізіледі. Соның салдарынан ағындының табиғи жыл ішіндегі таралуы үлкен өзгерістерге ұшырайды.

Шу өзенінің төменгі ағысына келіп түсетін су көлемі 1953...2002 жылдар аралығында қарастырылды. 1975 жылы Тасөткел бөгені салынуына байланысты гидрологиялық тәртібін шартты табиғи (1953...1974) және антропогендік реттелген (1975...2002) мерзімдеріне бөлдік.

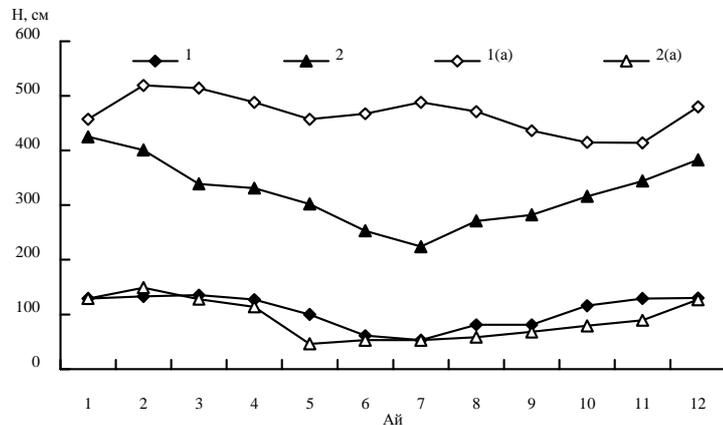
Соңғы жылдарда байқалып отырған белсенді кешенді антропогендік әсер, сонымен қатар өзеннің деңгейлік тәртібін жасанды түрде өзгерту, өзен экожүйесін айтарлықтай құлдыратуда. Өзен ағындысының өзгеруі, қайтарымсыз қолдану және аумақтық қайта бөліну ең бірінші сулылыққа ғана әсер етіп қоймай, сонымен қатар деңгейлік тәртіптің жаппай өзгеруіне әкеліп соғады. Пішен шабындықтары және фитофилдік балықтардың уылдырық шашуы үшін өте қажет көктемдік өзен суы жайылған шалғындарға өзеннің деңгейлік тәртібінің әсері маңызды. Деңгейлік тәртіптің динамикасын тәжірбеде сулылықпен қатаң байланыста қарастырамыз, бұл Қазақстан өзендері үшін дұрыс шешім деп санаймыз. Табиғи және өзгертілген гидрологиялық тәртіптер үшін барлық ағын сулардың деңгейлік тәртібі сулылыққа (ағындыға) тәуелді функциясы болып табылады. Егер су әлеуетіне антропогендік әсер ағындының реттелуімен (қайтарымсыз қолдану және аумақтық қайта бөліну) және де басқа шаруашылық белсенділікпен ықпал етсе байланыс бұзылады.

Шу өзенінің су деңгейінің сулылықпен байланысы шартты табиғи және реттелген гидрологиялық тәртіптерде тығыз байланысты. Мысалы, $P = 25\%$ қамтамасыздығындағы бұл байланыс шартты табиғи гидрологиялық тәртіп кезеңінде корреляциялық қатынас $0,78$ болса, реттелген гидрологиялық тәртіп кезеңінде $0,67$ тең. Орта суы көп мезгіл $P=50\%$ қамтамасыздығында шартты табиғи гидрологиялық тәртіп кезеңінде корреляциялық қатынас $0,85$ тең болса, реттелген гидрологиялық тәртіп кезеңінде $0,96$ тең. Орта суы аз $P = 75\%$ қамтамасыздығындағы шартты табиғи гидрологиялық тәртіп кезеңінде $0,91$ корреляциялық қатынаста болса, реттелген гидрологиялық тәртіп кезеңінде $0,98$ тең. Суы аз $P = 95\%$ қамтамасыздығында шартты табиғи гидрологиялық тәртіп кезеңінде корреляциялық қатынас $0,95$ тең болса, реттелген гидрологиялық тәртіп кезеңінде $0,96$ тең (1-сурет).

Шу өзенінің төменгі ағысындағы (Амангелді тұс.) су деңгейіне салыстырмалы талдау жасап, шартты табиғи су деңгейінен реттелген гидрологиялық тәртіптегі су деңгейі айтарлықтай төмендегенін көреміз. Ал Тасөткел тұстамасында керісінше су деңгейінің өскенін байқаймыз (2 сурет). Бұл қарама қайшылықтың себебі, Тасөткел тұстамасы Тасөткел бөгенінен $4,3$ км төмен, сужинағыш Тасөткел бөгетінен $25,7$ км жоғары орналасқан. Сондықтан бұл тұстамадағы су деңгейі толығымен реттелген, олай болса төменгі ағыстағы деңгейлік тәртіпті қарастыру еш нәтиже бермейді.



Сур. 1. Шу өзенінің Амангелді тұстамасында $P = 50\%$ қамтамасыздығындағы су деңгейінің (H) ағындыдан (Q) тәуелділігі: 1 – шартты табиғи гидрологиялық тәртіптегі кезең; 2 – реттелген гидрологиялық тәртіптегі кезең.



Сур. 2. Шу өзенінің $P = 50\%$ қамтамасыздығындағы су деңгейінің (H) жыл ішіндегі өзгеруі: 1 – Тасөткел тұстамасындағы шартты табиғи гидрологиялық тәртіп; 1(a) – Тасөткел тұстамасындағы реттелген гидрологиялық тәртіп; 2 – Амангелді тұстамасындағы шартты табиғи гидрологиялық тәртіп; 2(a) – Амангелді тұстамасындағы реттелген гидрологиялық тәртіп.

Алдыңғы [1, 2, 3] зерттеулер бойынша жоғарғы бітікшөп өндіруге және тұз жиналудың кемуіне қолайлы болып табылатын табиғи гидрологиялық тәртіптің ($P = 51\text{...}60\%$) қамтамасыздықтардағы көктемгі су тасуы болып табылатын. Ал 1-суреттен байқап отырғанымыздай төменгі ағыстағы ең жоғарғы деңгей қаңтарға сәйкес келіп тұр, сонымен

қатар шартты табиғи гидрологиялық тәртіптің өзінде көктемгі-жазғы су тасудың орнына күзгі-қысқы су тасу процесі басым байқалады. Шу өзенінің төменгі ағысында гидрологиялық тәртібін толығымен табиғи деп қарастыра алмаймыз, өйткені кейбір деректер бойынша Шу өзенінің ағындысы 1920...1930 жылдардың өзінде өзгерген болып отыр [6].

Шу өзені алабында суармалы жерлердің қарқынды өсуі және ағындының реттелуі төменгі ағыстағы су көлемінің шұғыл төмендеуіне әкеп соқты. Суы аз жылдарда Гуляев атырауын біршама ғана суландырады, орта сулы жылдарда су Оңтүстік – Қазақстан облысына мүлдем жеткізілмейді. Төменгі ағыста жайылымдар 1975...1985 жылдар аралығында толығымен нашарланды.

Табиғи қалпын сақтау үшін қажет жіберілімнің су теңсіздігі жайылым топырағына сіңген су көлеміне тікелей байланысты. Бұл көлем су басатын алаңның ұзақтығына тәуелді. Су басатын алаң өз кезегінде жіберілімнің толқын жалындағы көлемі мен ағындыға тәуелді. Жіберілім көлемі деңгей төмендеген кезеңнен Фурмановка – Ұланбел жоғарғы телімінің су басатын алаңына өз әсерін тигізеді, ол төмен жатқан телімдегі ағынды көлемін анықтайды [5].

Жүргізілген зерттеулер нәтижелері өзен экожүйесінде бітікшөптің биотиімділік динамикасын, тұздың жиналуын, топырақ түзуші процестер мен фитофилдік балықтар қорын қайта өрлендіру үшін, қарастырылып отырған шартты табиғи гидрологиялық және жылдан жылға өзгеріп отырған гидрологиялық тәртіпте, өздігінен қалыпқа келтіретін не сақтап қалатын мүмкіншіліктер жоқтығын көрсетіп отыр. Сондықтан, өзен экожүйесінің пайда болған жағдайға бейімделуге тұрақты қарсыласатын мүмкіншілігі жоқ.

Табиғи гидрологиялық тәртіптің антропогендік өзгеруі және ағындық тасқын көлемінің азаюы төменгі ағыстағы Шу өзенінің ландшафты үшін тұрақты шөлге айналып отыр. Бірақ, ландшафттың тұрақты шөлге айналуы өзен экожүйесін толығымен өзгертуде.

Табиғи жүйені (геожүйе толығымен) қалыпты тепе-теңдікте жағдайда ұстап тұратын, өзара байланысқан шаралар кешенін жетілдіру қажет. Сондықтан қазіргі уақытта құлдыраған өзен экожүйесін қалпына келтіру (алғашқы) маңызды мәселе болып тұр.

Шу өзенінің төменгі ағысы мен атырауын қайта қалпына келтіру үшін ағындыны, сонымен қатар қалалар мен ауыл өнеркәсіптерінің ағынды суларын тиімді пайдалану қажет. Ылғалсүйгіш дақылдар (Шу

өзені алабындағы үлкен қызылша алаңдарын) егудің маңыздылығын, өзеннің ағындысын бөгендермен реттеуді қайта қарастыру қажет және өзеннен су алуды тез арада төмендететін суарудың ылғал жинағыш технологияларын дамыту керек. Осыған байланысты, өзен экожүйесін қайта қалпына келтіру жоспарында бірінші орынға үлкен гидротехникалық құрылымдардан төменгі өзен ағындысын қалған экологиялық ағынды негізінде өңдеу әдістерін, өзен толерантылығына байланысты әртүрлі қамтамасыздықтардағы жылдар үшін тұрақтылық көрсеткіштер мен критерилерін енгізу қажет.

ПАЙДАЛАНҒАН ӘДЕБИЕТТЕР

1. Бурлибаев М.Ж. Об одной попытке испытания устойчивости речной экосистемы на примере р. Шу // Гидрометеорология и экология. – 1998. – № 1 – 2. – С. 94-106.
2. Бурлибаев М.Ж. Об одной задаче оценки сравнительной устойчивости речной экосистемы из детерминированного равновесного состояния ее развития // Гидрометеорология и экология. – 1998. – № 3 – 4. – С. 69-85.
3. Бурлибаев М.Ж. К вопросу определения устойчивости речных экосистем // Географические основы устойчивого развития Республики Казахстан. – Алматы, Ғылым, 1998. – С. 212-216.
4. Вагапова А.Р. Анализ водообеспеченности растительности поймы // Гидрометеорология и экология. – 2004. – № 4. – С. 61-68.
5. Заурбек А.К., Сарсекеева Г.С. Водный баланс природоохранных попусков р. Шу // Гидрометеорология и экология. – 2005. – № 1. – С. 88-93.
6. Семенова М.И. Джамбульская область. – Алма-Ата, 1961. – С. 27, 29, 71.
7. Исследования водопользования и управления в сельском хозяйстве. Годовой отчет за 1997 сельскохозяйственный год. – Ташкент, ИК МФСА? 1997. – 157 с.

Казахстанское агенство прикладной экологии, г. Алматы
РГП «Казгидромет», г. Алматы

УРОВЕННЫЙ РЕЖИМ В НИЗОВЬЕ РЕКИ ШУ

Доктор техн. наук М.Ж. Бурлибаев
 А.М. Бажиева

В статье рассматривается изменение уровня режима р. Шу под влиянием антропогенных факторов, которые играют значительную роль в жизнедеятельности экосистемы. Выявлено, что из-за зарегулированности в низовье реки наблюдается сокращение объемов паводкового стока, приводящее к опустыниванию.

УДК 536.54, 556.16

**АҒЫНДЫ ҚАТАРЛАРЫН ҚАЛПЫНА КЕЛТІРУ КЕЗІНДЕ
ТУЫНДАЙТЫН МӘСЕЛЕЛЕР**Геогр. ғылымд. докторы Ж.Д. Достай
С.Қ. Әлімқұлов

Мақалада Алакөл алабы өзендерінің негізінде ағынды қатарларының байланыс пішіндері талданған және алап өзендері ағындыларының қалыптасу заңдылықтарына қайшы келмейтін байланыс пішіндері келтірілген.

Ағынды көрсеткіштерін анықтау мәселелері негізінен бақылау қатарларының көлеміне тәуелді. Басым жағдайларда, ол көрсеткіштерді жарамды дәлдікте анықтау үшін нақты қатарларды ұзарту қажет. Қысқа ағынды қатарларын аналогиялық әдіс негізінде ұзартылады, ал ағынды қалыптастырушы факторлармен немесе басқа бір ұзын қатарлы ағынды қатарымен корреляциялық байланыстар көмегімен қалпына келтіруге мүмкін болса, ол кең қолданыстағы тәсіл болып табылады. Аналог – ағынды қатарын қолданудың шарттары әдебиеттерде [1, 2, 3] жан-жақты әрі толығырақ қарастырылған. Ең басты шектеуші шарттарға келесілер жатады [3]:

1) ұзартылатын (қалпына келтірілетін) және оған аналог ретінде алынған бекеттер алаптарының физикалық-географиялық жағдайлары ұқсас болуы;

2) есепке пайдаланылатын бекеттерде ағынды қатар бақыланған жылдар саны 10 жылдан кем болмауы;

3) корреляциялық коэффициенттің 0,7-ден кем болмауы;

4) регрессия коэффициентінің (r) оның орташа квадраттық қателігіне (σ_r) қатынасы 2-ден кем болмауы, яғни, келесі теңсіздіктің:

$$r/\sigma_r \geq 2,$$

орындалуы;

5) есепке алынған алаптар аудандарының қатынасы 10-нан аспауы;

6) таулы алаптарда, олардың орташа теңгермелі биіктіктері айырмасы 300 м-ден аспауы тиіс.

Іс жүзінде жоғарыдағы 3,4-пункттерде көрсетілген шарттардан басқалары гидрологиялық желінің сиректігі мен бақылау бекеттері жұмыстарының үзіктілігіне байланысты сирек сақталады. Бірақ, көп

жағдайда, ұқсас алаптардағы бірдей гидрологиялық құбылыстардың (біздің жағдайда, өзен ағындыларының) арасындағы байланыстардың түзу сызықтылығы тек аталған шарттардың толық орындалуымен ғана орын алуы мүмкін екені ескеріле бермейді. Жалпы, регрессиялық математикалық үлгілерді ағынды секілді стохастикалық үдірістер арасындағы байланыстарды дәйектеуде қолданудың дұрыстығының өзі математикалық тұрғыдан барлық шарттарға жауап бере алмайды [2].

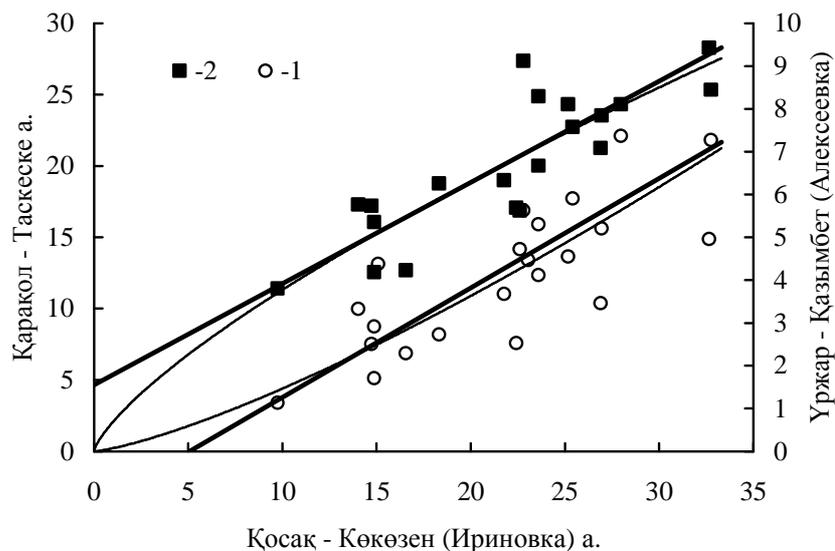
Аталған кемшіліктерге орай туындайтын қателіктерді бағалаудың теориялық дәйектелген тәсілдерінің жоқтығы әдісті қолдануда субъективтілікке жол береді. Түзу сызықты байланыстарды қолдану барысында көп кездесетін кемшіліктердің негізгісі – координата басындағы белгісіздік. Нәтижесінде, көп жағдайларда ұзартылатын қатар теріс мәндерге ие болады. Бұл кемшілікті қалыптандыру тәсілімен жою мүмкіндіктері кейбір әдебиеттерде [1] қарастырылған. Қалыптандыру тәсілі теріс мәндер мәселесін шешкенімен, орын алған нақты шамалардың табиғатын түсіндіре алмайды.

Жоғарыда айтып өткеніміздей, аналог бекетті таңдауда белгілі шарттарды сақтау үнемі мүмкін бола бермейді. Соған байланысты, ұсынылып отырған мақалада, Алакөл алабы өзендерінің аудандары мен орташа теңгермелі биіктік айырмашылықтары қойылған шектеу шегінен шығып кеткен жағдайлар үшін анықталған байланыстарға талдау жасалынды. Бұл жерде, таулы аумақтарда орналасқан физикалық-географиялық тұрғыдан біртекті аудандарда, 5,6-пункттерде көрсетілген шектеуші факторлар бойынша есептік және аналог алаптардың орташа теңгермелі биіктіктері мен аудандары айырмасының байланыс пішініне әсерін бағалау жүргізілді. Таулы алаптарда ағынды шамасына ауданның әсері әлсіз екені белгілі. Есептеулерде аудан әсерін толық ескерусіз қалдырмау мақсатында ағынды модульдері шамалары пайдаланылды. Егер есептік және аналог алаптар абсолютті ұқсас болған жағдайда байланыс қисығы координата басынан басталып, 45° еңістікпен өседі деп тұжырымдасақ, қалған жағдайлардың барлығында түзу сызықты байланыстың еңістігі мен координата басындағы шамаларын тыңғылықты талдау жасау қажет. Мұндай жағдайда екі түрлі түзу сызықты байланыс орын алуы мүмкін деп айтуға болады. Бірінші түрі – аргумент «0»-ге тең болғандағы функцияның белгілі мәні алаптардағы ағынды қалыптасу заңдылықтарына сай. Мұнда, байланыс еңістігі тұрақты шама. Екінші жағдай – аргумент «0»-ге тең болғандағы функцияның белгілі мәні

алаптардағы ағынды қалыптасу заңдылықтарына сай емес. Басқаша айтқанда, бірінші жағдайда аналог алапты таңдау шарттарына сай, яғни, түзу сызықты байланыстың дәйекті регрессия теңдеуін бере алады. Екінші жағдайда шектеуші шарттар орындалмаған, сондықтан, ол жағдайда түзу сызықпен сипатталатын дәстүрлі байланысты қолдануға болмайды. Тәжірибеде бірінші жағдайдың орын алуы ықтималдығы өте төмен. Тіпті ұқсастығы өте жоғары алаптар арасында да аталған жағдай орын ала бермейді. Жағдайды тек бақылау нәтижелерінің қателігіне байланысты деп айту қиын. Соған байланысты, көп жағдайларда, алаптар ағындылары арасындағы байланысты жоғарыда аталған нақты бір жағдайға жатқызу мүмкін емес. Нәтижесінде, гидрологиялық есептеулерде шектеулердің тек шартты түрде маңыздылары ғана ескеріліп, түзу сызықпен байланыстыру әдісінің қолдану аясы дәйексіз кеңейтілуге ұшыраған.

Берілген жұмыста шектеуші шарттар ескерілмей жүргізілген байланыстарды алаптардағы ағынды қалыптасу ерекшеліктеріне байланысты талдау арқылы барынша сәйкестенген қисықтарды таңдау мәселелері қарастырылды.

Зерттеліп отырған алапта жасалынған тәжірибеде орташа теңгермелі биіктіктері 1050-ден 1800 м-ге дейінгі, аудандары 54,6-дан 1340 км²-ге дейінгі өзен алаптары таңдап алынды. Нәтижесінде, негізінен орташа теңгермелі биіктіктерінің айырмашылықтары өсуімен олардың түзу сызықтан белгілі бір ауытқулары орын алатындығы байқалып отыр. Мысал ретінде, Тарбағатай жотасының оңтүстік беткейлерінде біртекті ауданда орналасқан алаптар ағындылары арасындағы байланыс алынды /1-сурет/. Мұнда аналог ретінде алынған Қосақ өзені – Көкөзен а. тұсындағы бекет, екі есептік: бірі – аналог бекеттен орташа теңгермелі биіктігі едәуір төмен Қарақол өз. – Таскескен а., екіншісі – аналог бекеттен сәйкесінше жоғары орналасқан Үржар өз. – Қазымбет а. тұстарындағы бекеттер, ағынды сипаттамасы ретінде ағынды модулі шамасы алынған. Суретте келтірілген дәстүрлі қисық сызықты байланыспен қатар координата басындағы белгісіздікті айқындайтын қисық жүргізілген. Түзу сызықты байланыс бойынша аналог бекетте ағынды байқалмағанда ($x = 0$) одан биік орналасқан Үржар өз. – Қазымбет бекетінде ағынды шамасы мынадай: $y = 4,66 \text{ л/(с·км}^2\text{)}$. Керісінше, аналог бекеттен төмен орналасқан Қарақол өз. – Таскескен а. бекетінде, аналог бекетте ағынды шамасы $x = 5,07 \text{ л/(с·км}^2\text{)}$ -ден төмен болғанда ағынды байқалмаған. Ал нақты жағдайда, есепке пайдаланылған алаптарда бүкіл аспаптық бақылаулар басталған мерзімде өзендер құрғап қалған жылдар кездеспейді.



1-сурет. Ағындылар арасындағы байланыс сызығы. 1 – Қосақ өз. - Көкөзен а. – Қарақол өз. - Таскескен а. тұстарындағы бекктер ағындылары байласыны; 2 – Қосақ өз. - Көкөзен а. – Үржар өз. - Қазымбет а. тұстары бекттері ағындылары арасындағы байланыс; — — қисық сызықты байланыс; — — дәстүрлі түзу сызықпен байланыстыру.

Оның үстіне, таулы аумақтарда алаптың орташа теңгермелі биіктігі өсуімен ағынсудың қорек көздерінің шамалары заңдылықты өзгеріске ұшырайтыны белгілі. Мысалы, алаптың аласаруына байланысты ағынсу қорегінде жауын-шашын үлесі төмендегенімен жер асты суларының үлесі өсетіні белгілі. Яғни, төмен орналасқан алапта жауын-шашынның ағынды коэффициенті нөл болғанның өзінде (аз сулы жылдары) жер асты сулары қорегін ескермеуге болмайды. Ал мол сулы жылдары олардың ағындылары арасындағы айырма азая түседі. Басқаша айтқанда, төмен орналасқан алап ағындысының биігірек орналасқан алап ағындысына қатынасы аз сулы жылдардан мол сулы жылдарға қарай өседі деп айтуға болады. Аталған заңдылық бірдей биіктікте алаптың ауданының өсуі кезінде де орын алады.

Алаптардың гидрографиялық сипаттамалары мен ағындылары арасындағы байланыс сипаттары кестеде келтірілген. Жалпы, түзу сызықты және қисық сызықты (біздің жағдайда дәрежелік байланыс) байланыстар тығыздығын көрсететін корреляциялық коэффициенттер (қатынастар) айырмасы аталған шаманың айырмалары дәлдігі шеңберінде ғана болады.

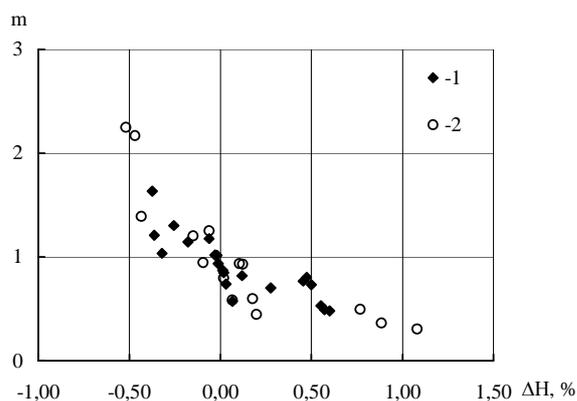
Алаптардың гидрографиялық сипаттамалары мен ағындылары арасындағы байланыс сипаттамалары

Ағынсу-бекет	Ауданы F , км ²	Орташа теңгермелі биіктігі H , м	Корреляция коэффициенті (қатынасы) r	
			түзу сызықты байланыс үшін	қисық сызықты байланыс үшін
Қосақ - Көкөзен а. (аналог бекет)	203	1630		
Үржар - Қазымбет (Алексеевка) а. (1-есептік)	88,4	1680	0,87	0,87
Қарақол - Таскескен а. (2-есептік)	1020	1050	0,84	0,80

Сонымен, орташа теңгермелі биіктіктерінің айырмашылықтары өсуімен алаптар ағындылары арасындағы түзу сызықтан белгілі бір ауытқулары орын алатындығын айтып өттік. Ол байланыстар міндетті түрде белгілі бір теңдеумен сипатталмауы мүмкін. Аталған ауытқулардың маңыздылығын байқап көру мақсатында қарастырылып отырған алап өзендері арасындағы байланыстар бірінғай дәрежелік теңдеумен сипатталды ($y = ax^m$). Анықталған корреляциялық қатынастар түзу сызықтық байланыстардағы корреляциялық коэффициенттерден аса алшақ емес, бір жағдайларда жоғары, бір жағдайларда төмен. Пайдаланылған теңдеулердегі дәрежелік коэффициент m айтылып отырған ауытқуларды сипаттай алады. Коэффициент $m < 1$ болғанда қисық дөңес, $m > 1$ болғанда ойыс келеді. Осы коэффициенттерді есептік алаптың орташа теңгермелі биіктігінің аналог алаптың сол шамасынан айырмасымен байланысы зерттелді. Нәтижесінде, алаптағы «тарбағатайлық» өзендер мен «жетісулық» өзендер үшін біртекті аудандар болғандықтан жеке анықталған дәрежелік коэффициент биіктіктер айырмасымен тығыз байланысты екенін көруге болады (2-сурет). Сонымен бірге, екі бөлек ауданға жүргізілген есептеулер нәтижелері ұқсас заңдылықпен өзгеретіндігі байқалады. Орташа теңгермелі биіктіктер айырмасы пайыздық түрде белгілері сақтала отырып алынған.

Биіктіктер айырмашылығы жоқ, яғни, $\Delta H = 0$ болғанда, $m \approx 1$. Коэффициент m биіктіктер айырмасы оң және теріс болғанда бірдей мәнге ие емес.

Ұсынылып отырған дәрежелік функция қисығы жеке ағынды қатарлары арасындағы байланыстарды сипаттауға лайық деп кесіп айта алмаймыз. Жоғарыда айтылғандай, байланыстар ешқандай белгілі теңдеулермен сипатталмауы мүмкін. Өзен ағындысы секілді стохастикалық үдірістерге қандай да бір стационарлық теңдеулерді қолдану кемшіліктері аталған жағдайға да тән.



2-сурет. $m = f(\Delta H)$ тәуелділігі. 1 – тарбағатай жотасы өзендері үшін,
2 – Жетісу Алатауы өзендері үшін.

Осылайша, жеке алаптар арасындағы байланысты, қатарларды қалпына келтіруде аналог өзенді таңдауға қойылған шектеуші факторлар толық орындалмаған жағдайда түзу сызықпен сипаттау дұрыс емес деп айта аламыз. Өзен алаптарындағы ағындыны айқындаушы факторларымен қайшылыққа келмеген жағдайда байланыстың басқа бір, тіпті графикалық болсын, түрін пайдалану қажет деп ойлаймыз. Нәтижесінде, байланыс графиктерін тұрғызу барысында, әсіресе экстремалды сулы жылдары, қатты ауытқыған шамаларын жөнді-жөнсіз ескерусіз қалдыру мәселелерін де шешудің жолдары да айқындала түседі.

ӘДЕБИЕТТЕР ТІЗІМІ

1. Давлетғалиев С.К. Математические методы обработки гидрологических данных: Учебное пособие. – Алматы: «Қазақ университеті», 1998. – 166 с.
2. Пособие по определению расчетных гидрологических характеристик. – Л.: Гидрометеоздат, 1984. – 448 с.
3. Шелутко В.А. Численные методы в гидрологии. Л.: Гидрометеоздат, 1991. – 238 с.

Институт географии, г. Алматы

ПРОБЛЕМЫ ВОССТАНОВЛЕНИЯ СТОКОВЫХ РЯДОВ

Доктор геогр. наук Ж.Д. Достай
С.К. Алимкулов

В статье, на примере рек бассейна Алакольских озер проанализированы формы связи стокowych рядов, и сделана попытка подбора кривой связи, не противоречащей закономерностям формирования стока.

УДК 627.133

**СОВЕРШЕНСТВОВАНИЕ МЕТОДА КРИВЫХ
ОБЕСПЕЧЕННОСТИ НАПОЛНЕНИЙ ВОДОХРАНИЛИЩА**

Доктор техн. наук М.Ж. Бурлибаев
Канд. техн. наук Т.И. Нарбаев
 Марс.Т. Нарбаев

Усовершенствован метод кривых обеспеченности наполнений водохранилища многолетнего регулирования, в результате получено строгое теоретическое решение элементов режима работы водохранилища.

Метод кривых обеспеченности наполнений водохранилища, предложенный А.Д. Саваренским [3], позволяет определить не только обеспеченности гарантированной отдачи, но и объемы наполнений, сбросов, фактической отдачи водохранилища и т.д. Кроме того, он устанавливает режим работы водохранилища, позволяет правильно наметить этапы его строительства и эксплуатации в период первоначального наполнения.

При проектировании водохозяйственных и водно-энергетических объектов во всем постсоветском пространстве, наиболее распространенным стал метод вероятных вариантов А.Д. Саваренского [3]. По его методу рассчитаны такие крупные объекты как Братская ГЭС на р. Ангаре в России, Мингечаурская ГЭС на р. Куре в Азербайджане, в Казахстане Бухтарминская ГЭС на р. Иртыше, Куртинское водохранилище на р. Курты, Беркутинское водохранилище на р. Беркуты и другие крупные водохозяйственные сооружения. Полученная в результате расчетов кривая обеспеченности наполнений к концу первого, второго и других лет пускового периода, является ориентиром для правильного назначения сроков строительных работ, затопления земель, ввода в эксплуатацию отдельных агрегатов и сооружений [2].

В связи с этим этот метод вызвал огромный интерес к возможности его применения для малоизученных и неизученных рек Южного Казахстана с резкими колебаниями годового стока. Общеизвестно, что в процессе эксплуатации водохранилища режим регулирования стока состоит из наполнений, сбросов и сработки. Однако, в методе вероятных вариантов элемент режима работы водохранилища «сработка» отождествляется с фактической отдачей, с другой стороны, неясным становится, в ка-

ких пределах происходит сработка и когда начинается фактическая отдача при известной емкости водохранилища.

В связи с этим появилась необходимость соблюдения строгой последовательности элементов режима работы водохранилища (наполнение, сброс и сработка). Для этого, сначала выясним сущность метода вероятных вариантов. Она заключается в следующем. Расчет выполняется по типу обратной задачи, то есть при известной многолетней составляющей емкости, расчеты производятся последовательно в несколько этапов. Наполнение водохранилища в конце какого-то интервала времени равно сумме наполнений в начале этого интервала плюс приток и минус отдача за интервал. Анализируют наполнения водохранилища в конце этих интервалов. Если приток задан в виде кривой обеспеченности, то и наполнение водохранилища задаются и получаются также в виде соответствующих кривых обеспеченности.

Далее применяя известные способы сложения кривых обеспеченности и формулу полной вероятности, последовательными построениями от одного интервала к другому получают безусловные кривые обеспеченности наполнений, сбросов и отдачи. Критерием законченности расчета служит стабилизация формы кривой обеспеченности наполнений водохранилища [1 - 3].

Рассмотрим решение задачи многолетнего регулирования стока методом вероятных вариантов, иллюстрируя ход расчета условным примером. Пусть заданы: статистические параметры годового стока C_v , C_s , r и W_0 ; годовая отдача, характеризуемая коэффициентом зарегулирования стока α ; многолетняя составляющая объема водохранилища β .

Требуется найти обеспеченность бесперебойной работы водохранилища на гарантированную отдачу α , а также построить безусловные кривые обеспеченности наполнений, отдач и сбросов.

Расчет выполняют в несколько этапов в следующем порядке. По заданным параметрам C_v и C_s строят кривую обеспеченности годового стока (рис.). Ординаты кривой обеспеченности $K_p = f(C_v, C_s \text{ и } P\%)$ находят, пользуясь таблицами С.Н. Крицкого и М.Ф. Менкеля [1]. На этом же графике проводят горизонтальные линии, соответствующие ординате α (линия $a' - a'$) и $\alpha + \beta$ (линия $a - a$). Точка пересечения линии отдачи (линия $a' - a'$) с кривой обеспеченности соответствует обеспеченности плановой отдачи без регулирования стока. Отдача в маловодном году

осуществляется не только за счет стока текущего года, но и наполнения водохранилища в начале года β_{Hi} .

Начальное наполнение может изменяться от $\beta_H = 0$ до $\beta_H = \beta$. Весь возможный диапазон начального наполнения делят на несколько расчетных групп (интервалов). Обычно принимают 5...8 групп начальных наполнений; увеличение числа групп повышает точность вычислений. Прибавляя к ординатам кривой обеспеченности годового стока принятые начальные наполнения $\beta_{H1}, \beta_{H2}, \dots, \beta_{Hi}$, получаем кривые обеспеченности располагаемых водных ресурсов по числу расчетных начальных наполнений $K_p + \beta_{H1} = f(P), K_p + \beta_{H2} = f(P), K_p + \beta_{Hi} = f(P)$. Эти кривые называют условными кривыми обеспеченности, так как они связаны с заданным начальным наполнением. В рассматриваемом условном примере принято три ($i = 3$) группы начальных наполнений: $\beta_{H1} = 0; \beta_{H2} = \beta/2$ и $\beta_{H3} = \beta$ (см. рис.).

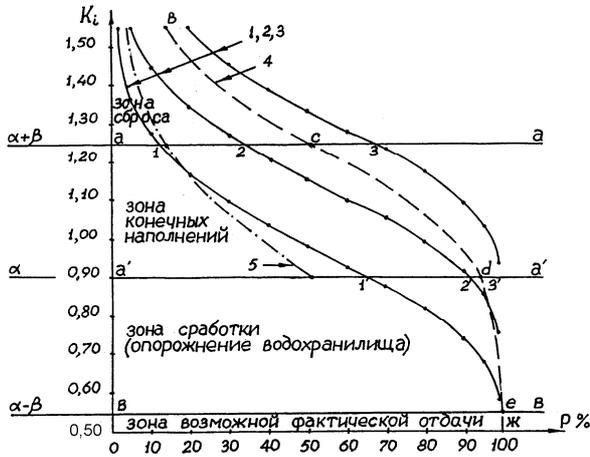


Рис. Режим работы Кировского водохранилища на р. Талас: 1, 2, 3 – условные кривые обеспеченности; 4 – кривая обеспеченности сбросов, конечных наполнений, сработки и возможной фактической отдачи; 5 – зарегулированный сток.

Горизонтальными линиями, условные кривые обеспеченности располагаемых водных ресурсов разбивают на три зоны как показано на рисунке: зона отдачи, ограничения снизу осью абсцисс, а сверху линией отдачи $a' - a'$; зона конечных наполнений между линией отдачи и $\alpha + \beta$; зона сбросов – выше линии $\alpha + \beta$.

Из сопоставления условных кривых обеспеченности располагаемых водных ресурсов с плановой отдачей α следует, что обеспеченность отдач зависит от начального наполнения водохранилища. С увеличением начального наполнения обеспеченность отдачи повышается. В условиях длительной эксплуатации обеспеченность отдачи при заданных параметрах стока, водохранилища и отдачи не зависят от принятого начального наполнения. Единственно возможную обеспеченность отдачи устанавливают на основе графика, который состоит из серии условных кривых конечных наполнений при заданных начальных (вторая зона) параметрах, с использованием формулы полной вероятности.

Конечное наполнение, то есть запас воды водохранилища в конце интервала времени (года) изменяется от $\beta_k = 0$ до $\beta_k = \beta$. Весь этот диапазон изменения β_k делят на несколько (j) интервалов, причем границы и число интервалов принимают такими же, как и для начальных наполнений, то есть $j = I$ (в примере $j = i = 3$); первый интервал $0 - 0$, второй $0 - \beta$, третий $\beta - \beta$.

Безусловную кривую обеспеченности конечных наполнений строят, вычисляя ее ординаты путем последовательных приближений по формуле полной вероятности:

$$P(\beta_{Kj})_n = \sum_1^n P(\beta_{Hi})_n \cdot P(\beta_{Kj})_y, \quad (1)$$

где $P(\beta_{Kj})_n$ – полная вероятность j -го интервала наполнения в конце n -го года; $P(\beta_{Hi})_n$ – полная вероятность i -го начального наполнения в n -ом году; $P(\beta_{Kj})_y$ – условная вероятность j -го интервала наполнения при заданном начальном β_{Hi} .

Условные вероятности конечных наполнений определяют по условным кривым обеспеченности конечных наполнений для каждой группы начальных наполнений:

$$P(\beta_{Kj})_y = P_j - P_{j-1} \quad (2)$$

где P_j и P_{j-1} – обеспеченность верхней и нижней границы интервала конечных наполнений.

Расчет безусловной кривой сбросов выполняют по формуле:

$$P(\beta_{c\bar{o}j}) = \sum_{\alpha+\beta}^{K_{\max}} [P(\beta_{c\bar{o}j})_y \cdot P(\beta_{Hi})], \quad (3)$$

где $P(\beta_{c\bar{o}j})$ – полная вероятность j -го интервала сбросов; $P(\beta_{Hi})$ – полная вероятность i -го начального наполнения водохранилища β_{Hi} ; $P(\beta_{c\bar{o}j})_y$ – условная вероятность j -го интервала сбросов при заданном начальном наполнении водохранилища β_{Hi} .

Полные вероятности начальных наполнений $P(\beta_{Hi})$ принимают равными установившимся вероятным конечных наполнений $P(\beta_{Kj})$ при $i = j$. Для нахождения условных вероятностей сбросов диапазон их возможных изменений делят на несколько интервалов. Сбросы $\beta_{c\bar{o}}$ изменяются от нуля, что соответствует значению ординаты $K = \alpha + \beta$ до K_{\max} .

Используя условные кривые обеспеченности сбросов, определяют условные вероятности сбросов для каждой группы начального наполнения по интервалам:

$$P(\beta_{c\bar{o}j})_y = P_j - P_{j-1}, \quad (4)$$

где P_j и P_{j-1} – обеспеченность нижней и верхней границы j -го интервала сбросов.

Следующий этап расчета усовершенствованного метода вероятных вариантов – расчет и построение безусловной кривой обеспеченности сработки из водохранилища. Для этого на кривой обеспеченности годового стока, необходимо дополнительно проводить линию $\alpha - \beta$ (линия b – b) (см. рис.), которая показывает конец сработки водохранилища. Тогда полную вероятность сработки вычисляют по формуле:

$$P(\beta_{cpij}) = \sum_{\alpha-\beta}^{\alpha} P(\beta_{Hi}) \cdot P(\beta_{cpij})_y, \quad (5)$$

где $P(\beta_{cpij})$ – полная вероятность j -го интервала сработки; $P(\beta_{Hi})$ – полная вероятность i -го начального наполнения водохранилища β_{Hi} ; $P(\beta_{cpij})_y$ – условная вероятность j -го интервала сработки при заданном начальном наполнении водохранилища β_{Hi} .

Условную вероятность j -го интервала сработки из водохранилища вычисляется:

$$P(\beta_{cpij})_y = P_j - P_{j-1}. \quad (6)$$

После сработки водохранилища от α до $\alpha - \beta$, далее происходит фактическая отдача в зависимости от поступления воды в водохранилище. Полную вероятность фактической отдачи вычисляют по формуле:

$$P(\alpha_{\phi j}) = \sum_0^{\alpha-\beta} P(K_i) \cdot P(\alpha_{\phi j})_y, \quad (7)$$

где $P(\alpha_{\phi j})$ – полная вероятность j -го интервала фактической отдачи; $P(K_i)$ – полная вероятность i -го начального наполнения в водохранилище в зависимости от поступления воды, в интервале от 0 до $\alpha - \beta$; $P(\alpha_{\phi j})_y$ – условная вероятность j -го интервала фактической отдачи, в зависимости от поступления воды в водохранилище $P(K_i)$.

Условную вероятность фактической отдачи определяют с помощью условных кривых обеспеченности отдачи, в зависимости от поступления воды, по формуле:

$$P(\alpha_{\phi j}) = P_j - P_{j-1}. \quad (8)$$

Кривую, образованную криволинейными участками безусловных кривых обеспеченности сбросов (bc), конечных наполнений (cd), сработки (dt) и фактических отдач (te), называют безусловной кривой обеспеченности результатов регулирования стока (кривая 4, рис.). Она позволяет определить все основные параметры регулирования стока (наполнение водохранилища, сбросы, сработки и фактическую отдачу) в зависимости от обеспеченности.

Если перестроить безусловную кривую обеспеченности результатов регулирования стока, опустив ее верхнюю часть (bc) на величину объема водохранилища β до линии, соответствующей отдаче (линия $a' - a'$), то получается обобщенная кривая обеспеченности зарегулированного стока (кривая 5, рис.), которая, отражает результаты регулирования, то есть характеризует сток ниже створа плотины водохранилища.

Вывод

Усовершенствован метод кривых обеспеченности наполнений водохранилища многолетнего регулирования, в результате достигнута строгая последовательность работы элементов режима эксплуатации водохранилища наполнение – сброс – сработка и отдача после опорожнения водохранилища.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Железняков Г.В., Неговская Т.А., Овчаров Е.Е. Гидрология, гидрометрия и регулирование стока. – М.: Колос, 1984 – 431 с.

2. Плешков Я.Ф. Регулирование речного стока. Л.: Гидрометеиздат, 1972. – 507 с.
3. Саваренский А.Д. Метод расчета регулирования стока. // Гидротехническое строительство. – 1940, – №2. – С. 24-28.

Казахстанское агентство прикладной экологии, г. Алматы
Казахский национальный аграрный университет, г. Алматы
Алматинский гуманитарно-технический университет, г. Алматы

**СУ ҚОЙМАСЫНЫҢ ТОЛУЫН ҚАМТАМАСЫЗ ЕТЕТІН
ҚИСЫҚТАР ТӘСІЛІН ЖЕТІЛДЕРУ**

Техн. ғылымд. докторы	М.Ж. Бурлібаев
Техн. ғылымд. канд.	Т.И Нарбаев
	Марс.Т. Нарбаев

Су қоймасының толуын қамтамасыз ететін қисық тәсілі жетілдірілген, соның нәтижесінде су қоймасының жұмыс режимінің элементтері қатаң теориялық шешімге жеткен.

УДК 556.5.114 (075.8)

**ГИДРОЭКОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ
БАССЕЙНА РЕКИ ЧУ**

Керез Мухтар кызы

Статья посвящена гидроэкологическому районированию территории бассейна реки Чу в пределах Кыргызской Республики. По результатам исследований рассматриваемая территория по степени водообеспеченности и загрязненности разделена на несколько районов.

Районирование, то есть характеристика районов как целостных территориальных образований имеет большое не только познавательное, но и практическое значение в географической науке [1]. В процессе выявления и следования объективно сложившихся районов необходимо обратить внимание, особенно на районы, которые отличаются кризисным состоянием. Проведя ряд комплексных исследований по оценке качества природных вод в течение ряда лет, нами осуществлено гидроэкологическое районирование бассейна р. Чу, где каждый район отличается специфической гидроэкологической ситуацией.

Гидроэкологические районы разделяются в зависимости от генезиса на три категории: неблагополучные по загрязненности, неблагополучные по водообеспеченности и неблагополучные по обоим показателям.

Речной сток распределен по поверхности суши очень неравномерно, что вызывает большие различия между районами рассматриваемой территории по величине среднедушевой обеспеченности речным стоком. Так, если показатели водообеспеченности на 1 км² территории для Ысык-Атинского района составляет 419 тыс. м³, а для Московского района – 143 тыс. м³ (табл.). По данным [3], распределение ресурсов речного стока в рассматриваемом регионе равно 2,7 тыс. м³ на одного жителя, что в три с лишним раза меньше среднереспубликанского показателя.

Проведенный анализ по загрязненности рек и водообеспеченности территории Чуйской долины позволяет выделить в его пределах шесть гидроэкологических районов. Среди них лишь один район может быть признан как *экологически благополучный*, он охватывает верховья рек Шамшы, Кегети, Ысык Ата, Аламедин, Ала Арча, Ак Суу, Карабалта, которые стекают с се-

верного склона Кыргызского хребта. Этот район слабо освоен как в промышленном, так и в сельскохозяйственном отношении.

Таблица

Распределение ресурсов речного стока по административным районам Чуйской долины

Административный район	Площадь, км ²	Население, тыс. чел.	Речной сток		Водообеспеченность	
			км ³ /год	%	тыс. м ³ на 1 км ²	тыс. м ³ на 1 чел.
Кеминский	3464,9	53,1	1,15	28,0	332	21,6
Чуйский	1612,1	104,4	0,65	15,9	403	6,2
Ысыккатынский	1893,2	125,0	0,80	19,5	419	6,4
Аламединский	1443,1	8884,9	0,40	9,8	277	0,5
Сокулукский	2027,2	136,1	0,35	8,5	172	2,8
Московский	1531,1	83,6	0,22	5,4	143	2,6
Жайылский	1678,6	100,3	0,25	6,1	148	2,5
Панфиловский	1716,2	43,6	0,28	6,8	163	6,4
Всего по бассейну	15366,4	1533,1	4,10	100,0	266	2,7

Второй район, охватывающий долины рек Чон Кемин и Кичи Кемин, которые берут своё начало со склонов хребта Кунгей Алатао и с Чу-Илейского водораздела, характеризуется как *экологически неблагоприятный по уровню загрязненности воды*. Здесь находится мощный промышленный узел – Актюзский горно-обогатительный комбинат. В пробах воды Кичи Кемин были обнаружены тяжелые металлы в концентрациях превышающих допустимые нормы, а также нитриты, нефтепродукты и синтетически поверхностно-активные вещества (СПАВ). Воды с хвостохранилища вносят заметный неблагоприятный вклад в ухудшение качества воды. В то время как показатели удельной водообеспеченности здесь высокие: на одного жителя приходится 21,6 тыс. м³ воды в год.

Гидроэкологическая обстановка в третьем районе (район г. Токмак и прилегающие к нему территории Чуйского и Ысык-Атинского районов) – формируется благодаря воздействию крупных промышленных узлов городов Токмак и Кант. Такие предприятия, как Кантский цементно-шиферный комбинат, Токмакский стекольный заводы к тому же расположены недалеко от рек. Их влияние отражается на экологическом состоянии рек Нооруз, Кегети, Шамшы и Ысык Ата. Данный район можно рассматривать как менее благоприятный в экологическом отношении. Здесь острее стоит гидроэкологическая проблема. Воды р. Чу ниже села Милянфан сильно загрязнены. В них обнаружены концентрации хрома, нефтепродуктов, несколько раз превышающих предельно допустимые концен-

трации. Длительное функционирование экологически нечистых технологий в промышленности и сельском хозяйстве, сброс недостаточно очищенных коммунальных стоков, поступлений стока с водосборных территорий привели к повсеместному загрязнению речных вод и ухудшению качества воды в них.

Показатели удельной водообеспеченности в этом районе составляют: для Чуйского района – 6,2 тыс. м³ воды на одного жителя и в Ысык-Атинском районе – 6,4 тыс. м³ воды на одного жителя (табл.).

Кроме загрязнения речных вод, в этом районе существует еще одна гидроэкологическая проблема – подтопление территорий, вызываемое повышением уровня грунтовых вод. Это одна из острейших экологических проблем сегодняшнего дня. Поэтому данный район можно назвать районом с *острой экологической ситуацией*.

Район, который охватывает среднее течение и низовья рек Алаарча и Аламедин рассматривается как *экологически неблагоприятный* по обоим показателям: по уровню загрязненности вод и по уровню водообеспеченности. В Аламединском районе, включая город Бишкек, на одного жителя приходится всего 0,5 тыс. м³ воды в год. В этом районе сконцентрировано значительное количество промышленных предприятий: район по объемам потребления воды является самым крупным в бассейне. Основные потребители: теплоэлектростанции г. Бишкека, пищевые предприятия, производства строительных материалов Сокулукского и Аламединского районов. Ресурсы речного стока при современном уровне орошения используются почти полностью, что является важнейшим неблагоприятным фактором дальнейшего социального и экономического развития региона.

Расчеты показателя загрязненности, выполненные по методике [3], показывают довольно значительный разброс его значений в пространстве. По направлению к низовьям рек увеличивается минерализация воды и содержание в ней тяжелых металлов, загрязнение органического и биогенного характера. Расчеты показателя загрязненности (ПЗ), выполненные для реки Ала Арча, показывают следующие значения: в четырех километрах выше столицы ПЗ = 0,4...1,0. В створе, находящемся в километре ниже города, ПЗ = 6,2...7,1. Для реки Аламедин ПЗ = 0,9...1,8 для верховий (1 км выше города) и ПЗ = 5,8...6,1 (2 км ниже г. Бишкека). Потому этот район нами назван районом с *острой экологической ситуацией*.

Среднее течение и низовье реки Аксуу выделяется отдельным районом, и, по уровню загрязненности, данный район может быть отнесен к числу *экологически неблагоприятных*. Результаты расчетов показателя загрязненности дают высокие значения. Например, ПЗ колеблется в пределах 5,9...6,2 единиц в трех километрах ниже села Тулеек. Характерны превышения ПДК по загрязнителям органического характера. Уменьше-

ние растительного покрытия в водоразделах из-за выкорчёвывания деревьев и культивации неподходящих земель ведёт к эрозии почвы и заилению водораспределительной системы, что так же влияет на качество воды.

Показатели удельной водообеспеченности низкие: 2,5 тыс. м³ воды в год; этот район в Чуйской долине является наименее обеспеченным водой. Подводя итоги сказанному, можно сделать вывод о том, что район может характеризоваться как район *с менее острой экологической ситуацией*.

Следующий район (долины рек Кара Балта и Сокулук) оценивали в сопоставлении с другими выделенными районами. Автор предполагает, что гидроэкологическая обстановка в этом районе формируется под воздействием Кара Балтинского уранообогатительного комбината, пищевых и промышленных предприятий города Кара Балта, коммунальных стоков города и прилегающих населенных пунктов.

Лабораторией рационального использования подземных вод Института водных проблем и гидроэнергетики НАН КР (2001...2007 гг.), изучено экологическое состояние подземных вод, которое выявило нитратное загрязнение с превышением ПДК в городе Кара Балта, селах Алексеевка, Беловодское, Петровка. Специфический состав загрязняющих компонентов обусловлен фильтрацией под землю промышленных стоков Кыргызского горнорудного комбината. Здесь, в подземных водах помимо нитратов и сульфатов, обнаружены марганец и молибден, в концентрациях превышающих ПДК. Загрязнение подземных вод отмечается также в районе Карабалтинского сахарного комбината. Оно обусловлено, в частности, утечкой сточных вод из очистных сооружений комбината.

Так как одним из источников питания речных вод является подземные воды, в реках рассматриваемого региона также могут обнаруживаться загрязняющие вещества химического и биогенного характера. Влияние выше рассмотренных источников загрязнения, также автотранспорта, отражается на качественном состоянии речных вод региона.

Как и в третьем районе, здесь, наблюдается подтопление населенных пунктов подземными водами, которое приводит к заболачиванию земель, к разрушению домов и других сооружений, выводом из оборота сельхозугодий. Процесс заболачивания зафиксирован в городе Кара Балта, в селах Чаловка, Степное и Каинды.

Показатели удельной водообеспеченности составляют для Жайылского района – 2,5 тыс. м³ воды в год, Панфиловского района – 6,4 тыс. м³ воды в год. Подводя итог сказанному, можно сделать вывод о том, что район может характеризоваться как район *с менее острой экологической ситуацией*.

Анализируя гидроэкологическую ситуацию в бассейне реки Чу, можно сделать заключение о том, что общее водноэкологическое состояние в данном регионе неблагоприятное. Для большинства районов характерны

большие значения показателя загрязненности и, несмотря на высокую в целом естественную обеспеченность ресурсами речного стока, наблюдается его неравномерное распределение по территории региона, а это играет немаловажную роль в формировании гидроэкологической ситуации.

Резюмируя сказанное, можно заключить, что, несмотря на определенный спад производства в промышленности и сельском хозяйстве, которые наблюдались после проведения экономических реформ в стране, загрязнение и засорение водных объектов на территории Чуйской области не снизилось. В пределах рассматриваемого бассейна накоплены миллионы тонн производственных отходов, включая породы горнорудной промышленности, в том числе радиоактивные и шламы хвостохранилищ, содержащие значительную долю тяжелых металлов и других токсичных веществ. Отвалы производственных отходов в связи с длительным сроком эксплуатации и недостаточностью средств, выделяемых для проведения ремонтно-восстановительных работ, находятся в плачевном состоянии их безопасного содержания. Этим обусловлено повышение вероятности аварийных ситуаций с последующим распространением радиоактивных и токсичных веществ в водную среду.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Голубчик М.М., Евдокимов С.В. География. – М.: 2003. – 304 с.
2. Плаксин Д.А., Менг С.В. Экологически мониторинг и развитие потенциала управления. / Отчет международного проекта Фаза 1. Мониторинг Чуйской области. – Бишкек, 2001. – 7 с.
3. Родина Е.М. Оценка состояния природной среды. – Бишкек: 2006. – 9 с.

Бишкекский Гуманитарный Университет им. К. Карасаева, г. Бишкек

ШУ ӨЗЕНІ АЛАБЫН ГИДРОЭКОЛОГИЯЛЫҚ АУДАНДАУ

Керез Мухтар кызы

Мақала Қырғыз Республикасы шегіндегі Шу өзені алабын гидроэкологиялық аудандауға арналған. Автор жүргізген зерттеулер нәтижесінде қарастырылған аумақ сумен қамтылу және ластану дәрежелері бойынша бірнеше аудандарға бөлінген.

УДК 631.67

ЛОГИСТИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ ВОДНЫМИ И ЗЕМЕЛЬНЫМИ РЕСУРСАМИ В СТЕПНОЙ ЗОНЕ КАЗАХСТАНА

Доктор геогр. наук М.Х. Сарсенбаев
Канд. техн. наук М.Г. Баженов
С.Р. Жанпеисова

Обращается внимание на аналогию некоторых понятий, принципов и методики исследований логистики и гидрологии (в частности, теория регулирования и использования речного стока). Для оптимизации преобразования речного стока предлагается учитывать водные и земельные ресурсы как целостную систему.

В настоящее время в мире резко обострились проблемы, связанные с диспропорцией земельных и водных ресурсов на какой-либо территории. В работе [3] показаны сложные проблемы развития производительных сил Центральноазиатского региона, в котором 80 % водных ресурсов формируются в высокогорье (Таджикистан и Кыргызстан), а пахотнопригодные земли находятся в равнинных условиях (Казахстан). Сложность заключается в территориальной разобщенности водных и земельных ресурсов и многих других факторов, препятствующих организации высокоэффективных природно-хозяйственных систем.

В данной статье мы хотели бы обратить внимание на наличие аналогичной проблемы, когда имеет место не только территориальный, но и временный дисбаланс между речным стоком и водопотребностью отраслей экономики в бассейнах рек аридной зоны Казахстана. Здесь наиболее актуальным является вопрос установления оптимального соотношения водных и используемых земельных ресурсов.

Особенности водохозяйственных объектов предопределяются их территориальной принадлежностью. Эффективное использование водных, земельных и других ресурсов на какой-либо территории возможно лишь при четких количественных и качественных ограничениях, характерных только для данного социально-экономического района. Распространение опыта других регионов чревато неожиданными последствиями. Необходимо учитывать теоретические положения экономической и социальной географии, в основе которых заложен комплексный подход к изучению различных объектов, процессов и явлений.

Казахстан, располагаясь в центре Евразии, отличается засушливостью климата, редкой речной сетью, большими расстояниями между насе-

ленными пунктами, слабой заселенностью и освоенностью территории, низким плодородием почв. Почти повсеместно требуется регулярное орошение и обводнение территории.

Водные ресурсы распределены крайне неравномерно и недостаточны для развития промышленности и сельского хозяйства: крупные реки протекают по окраинам республики, а мелкие и средние водотоки Центрального, Западного и Северного Казахстана маловодны, но в период весеннего половодья разливаются, а летом часто пересыхают. Таким образом, неблагоприятный гидрологический режим рек этих регионов ограничивает использование стока для хозяйственных нужд и без регулирования стока здесь невозможно дальнейшее развитие производительных сил.

В мире наибольшие дискуссии возникают при принятии решения о целесообразности строительства водохранилищ. Это связано с многочисленными, как положительными, так и отрицательными последствиями регулирования стока, которые особенно наглядно проявляются на крупных реках. Возведение гидротехнических сооружений, принявшие широкий размах в середине 20 века, столкнулось с серьезными трудностями в последнее время из-за повышения экологических требований к водохозяйственному строительству и дефицита земельных ресурсов. Регулирование стока стало возможным лишь на малых водотоках. Однако и здесь необходимо научное эколого-экономическое обоснование, не противоречащее социальным потребностям существующего и будущего поколения людей.

На наш взгляд, решение проблем регулирования речного стока и последующего использования объемов накопленной влаги заключаются в применении методов логистики для оптимизации размеров водного запаса. Логистика – это научная и практическая деятельность, связанная с организацией, управлением и оптимизацией движения материальных и сопутствующих потоков от источника сырья до конечного потребления [9]. Аналогия и применимость методологии логистики к решению проблем водного хозяйства основополагается в объединении целей, т.к. в общих случаях изучаются способы управления и оптимизации потоков и материальных запасов (в логистике – сырье, в водном хозяйстве – вода).

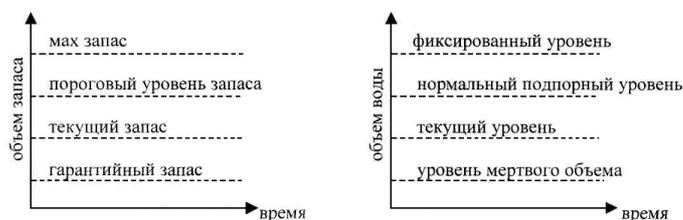
В логистике материальный поток образуется в результате транспортировки, складирования и выполнения других операций с сырьем. В водном хозяйстве водный поток получается за счет регулирования речного стока, водозабора и распределения воды по системе каналов. Понятие материального потока, и примыкающее к нему материального запаса, являются в логистике основополагающими [4]. Материальный поток здесь интерпретируют как находящиеся в состоянии движения материальные ресурсы, и, если продукция не находится в движении, то она переходит в запас [5]. В водном хозяйстве соответствующими категориями являются

расход воды и запас воды (в водохранилище, в почве, во всех водных объектах территории, именуемый водными ресурсами).

Важной характеристикой в логистике служит «интенсивность потока», под которой понимают количество объемных или массовых показателей (единиц) продукции за единицу времени. Данная характеристика аналогична понятию расхода в гидрологии. Она широко применяется в транспортной логистике, функция которой перемещение товаров по оптимальным маршрутам с наименьшими затратами времени и средств, т.е. с такими же задачами, как и распределение воды между водопотребителями. При этом материальный поток от истока до конечного потребителя может накапливаться в виде запаса на любом участке. В водном хозяйстве запасы воды в виде водохранилищ создаются преимущественно на реках (естественные транспортные пути) и на каналах, например, канал Иртыш-Караганда.

Определенная аналогия имеет место и в отношении категории запасов: в логистике выделяют текущие, страховые, сезонные и переходящие запасы, а в водном хозяйстве – текущие, сезонные, многолетние запасы воды, и соответствующие им виды водохранилищ.

Количественные уровни запасов в логистике и в водном хозяйстве изображены на схеме:



Характерные категории запаса в обоих случаях идентичны. Использование их происходит с той или иной интенсивностью – от максимальных значений к минимальным.

Управление запасами в обеих отраслях начинается с прогнозирования потребности в запасе и расчете оптимального размера запаса. Теоретической основой при этом служат математическая статистика, теория вероятности и прикладная математика. В математической форме изложенные выше понятия и процессы выражаются уравнениями:

- материальный поток:

$$P(t) = \frac{dS(t)}{dt}, \quad (1)$$

где $P(t)$ – функция интенсивности материального потока; $S(t)$ – функция запаса; dt – время.

Запас отражает результат изменения входного материального потока $P_{\text{вх}}(t)$ и выходного $P_{\text{вых}}(t)$ за время dt [4]:

$$S(t) = \int_{t_1}^{t_2} P(t) dt = \int_{t_1}^{t_2} [P_{\text{вх}}(t) - P_{\text{вых}}(t)] dt. \quad (2)$$

На практике чаще используют уравнение балансового типа:

$$S_H + P_{\text{вх}} = S_K + P_{\text{вых}} - S_{\text{ном}}, \quad \Delta S = P_{\text{вх}} - P_{\text{вых}} + S_{\text{ном}}, \quad (3)$$

где S_H и S_K – размеры запаса на начало и конец расчетного периода времени; $P_{\text{вх}}$ и $P_{\text{вых}}$ – интенсивности входного и выходного материального потока; $S_{\text{ном}}$ – величина потерь запаса за тот же период при хранении.

Аналогичное по смыслу балансовое соотношение применяется при табличном расчете водохранилищ [8]:

$$Q_a \Delta t = \pm \Delta V = (Q_{\text{нр}} - Q) \Delta t = [Q_{\text{нр}} - (Q_H + Q_C + Q_{\text{ном}})] \Delta t, \quad (4)$$

где $Q_a = Q_{\text{нр}} - Q$ – расход аккумуляции; ΔV – изменение запаса воды в водохранилище; Q_H , Q_C , $Q_{\text{ном}}$ – расходы: используемый, сбросной и потери; Δt – отрезок времени.

Из данных уравнений следует, что запас образуется из-за различия величин входного и выходного потоков. Обычно в логистике и в водном хозяйстве выходной поток является заданным или сравнительно просто определяемым. Величина запаса регулируется изменением интенсивности входного материального потока, и поэтому объектом управления в теории запасов являются не сами запасы, а параметры входного потока. В этом заключается суть логистики запасов.

Схематическое изображение динамики запасов в сравниваемых отраслях экономики представлено на рис. 1. Изменение исходного запаса S_0 на любой момент времени t определяется соотношением:

$$S(t) = S_0 - \Delta P(t), \quad (5)$$

где $\Delta P(t) = P_{\text{вх}}(t) - P_{\text{вых}}(t)$ – разность входного и выходного потоков в момент времени t .

В простейшем случае величина запаса $S(t)$, в течение равных промежутков времени (B_1, B_2, B_3) изменяется от максимальных значений S_{max} до минимальных S_{min} , вследствие различия величин входного и выходного потока, что изображено на рисунке наклонными линиями, динамика изменения запаса может описывать не только линейной, но и другой зависимостью.

В водном хозяйстве, в качестве S_{min} могут служить: мертвый объем водохранилища, минимальный допустимый запас почвенной влаги при описании режимов орошения или другие показатели. S_{max} – это соответственно полезный объем водохранилища или запас почвенной влаги после

полива. Расчетными периодами здесь являются либо виды регулирования стока (сезонное, многолетнее), либо межполивные периоды.

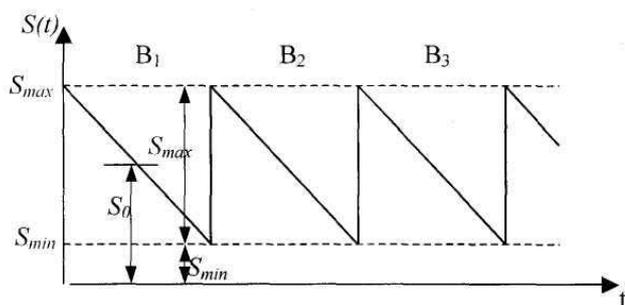
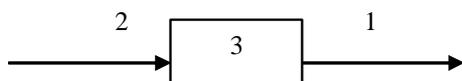


Рис. 1. Параметры уровней запаса. $S(t)$, S_0 , S_{min} , S_{max} – категории запаса; B_1 , B_2 , B_3 – расчетные периоды времени.

Исходя из аналогии основных элементов по их функциональному предназначению, можно воспользоваться методикой исследований, применяемой как в логистике, так и в водном хозяйстве. Так, в логистике, при рассмотрении проблем запаса, управления запасами и выбора оптимальных стратегий по их регулированию, всегда актуальным был вопрос о величине запаса. Она определяется согласно схеме: 1 – параметрами спроса (водопотребностью отраслей при регулировании стока); 2 – параметрами заказов и поставок (характеристиками речного стока); 3 – параметрами уровня запасов (составными частями объема водохранилища).

Запас служит для согласования объемов поступления и потребления материального потока:



Основное предназначение запаса в водном хозяйстве – «склады воды» по терминологии А.Б. Авакяна [2] – обеспечить бесперебойное снабжение производства и его экономическую эффективность. Однако создание запаса имеет целый ряд отрицательных последствий экономического и экологического характера [3]. В их числе: увеличение текущих затрат на хранение, затраты, связанные с потерями, затраты из-за ухудшения качества материального ресурса, затраты, возникающие вследствие увеличения занимаемых территорий и других факторов. Отсюда следует, что величина создаваемого запаса должна быть всесторонне обоснована и оптимизирована.

Существуют три подхода при выборе размера и максимизация запаса, минимизация запаса и оптимизация запаса. В мире, в разное историческое время и в разных отраслях экономики преобладает той или иной подход. В

водном хозяйстве, в послевоенные годы, при строительстве водохранилищ стремились создать максимальные запасы воды для выработки наибольшего количества электрической энергии на гидроэлектростанциях. Ирригационные водохранилища также должны были обеспечивать максимальную орошаемую площадь для гарантии окупаемости капитальных затрат на их строительство. Тоже можно сказать и о водохранилищах для рыбного хозяйства, водного транспорта, рекреации, борьбы с наводнениями.

Минимизация запаса в логистике в настоящее время реализуется в передовых отраслях промышленности в некоторых экономически развитых странах мира. В водном хозяйстве данная концепция в крайнем своем выражении означает работу соответствующих отраслей экономики на естественном режиме речного стока. Здесь эффективность производства будет зависеть от степени соответствия стока режиму и объему водопотребления.

В условиях Казахстана рациональной, по-видимому, является концепция «оптимизации запаса», которая в отличие от традиционного подхода к использованию водных ресурсов, учитывает и экономические потери от создания и обслуживания запасов воды. Оптимизация осуществляется чаще всего по критерию минимизации совокупных затрат на создание и хранение запаса. В логистике исследования по оптимизации объема запаса привели к созданию методической базы расчета, некоторые положения из которой излагаются ниже. Согласно им затраты, связанные с запасами (T), состоят из элементов [3]:

$$T = C_p + C_{pz} + C_c, \quad (6)$$

где C_p – затраты на закупку; C_{pz} – затраты на пополнение запаса; C_c – затраты на содержание запаса.

Применительно к водному хозяйству слагаемые данного уравнения можно интерпретировать следующим образом: C_p – стоимость объема воды, необходимого для наполнения водохранилища до отметки НПУ в фазу половодья; C_{pz} – стоимость воды, поступающей в водохранилище в фазу межени или в течение более коротких периодов летней межени; C_c – затраты, связанные с созданием и эксплуатацией водохранилища и его инфраструктуры.

В логистике слагаемые детализируют при помощи удельных показателей следующим образом: $C_p = CS$, где C – закупочная цена единицы товара; S – размер заказа (потребность в единичный период); $C_{pz} = (S/Q)A$, где Q – величина партий поставок в этот период; A – затраты на выполнение одного заказа. $C_c = z_{cp}I$, z_{cp} – средний уровень запаса; I – затраты на содержание единицы запаса. По нашему решению, приведенная методика

расчета применима и для решения ряда задач водного хозяйства. Преимущество использования ее заключается в возможности дифференциации стоимости воды по фазам водного режима речного стока. Очевидно, что стоимость одного кубического метра воды в половодье и в летнюю межень не может быть одинаковой из-за различия в спросе на водные ресурсы для их хозяйственного использования.

С учетом детализации слагаемых, формула общих затрат примет вид:

$$T = CS + \frac{S}{Q} A + \left(z_3 + \frac{Q}{2} \right) I, \quad (7)$$

где $z_3 + \frac{Q}{2} = \bar{z}$, z_3 – страховой запас в логистике (в водном хозяйстве мертвый объем в водохранилище).

Данное уравнение позволяет вычислить общие затраты для конкретного размера заказа S при принятых удельных величинах остальных параметров. Однако оптимальность полученного результата не гарантирована, т.к. объект является в широком смысле устойчивым, если найден территориальный оптимизм. Одинаковые объекты, построенные в разных районах, экономически не тождественны, в результате различия природных, экологических, социальных и других условий [6].

В водном хозяйстве под оптимизацией понимают процесс нахождения наилучшего варианта распределения воды между компонентами водохозяйственной системы. Здесь применяются различные методы решения оптимизационных задач, включая многокритериальные задачи. Развита аппарат оптимизации водораспределения по экономическому критерию, в качестве которого принимают один из следующих показателей: затраты на строительство, эксплуатационные издержки, прибыль [10].

При логистических (или экономических) типах критериальных функций основное требование – минимум ожидаемых средних издержек T . Графическое изображение логистической оптимизации представлено на рис. 2, из которого видно, что минимум общих затрат приходится на точку пересечения линий C_c и C_{pz} . Величина затрат, соответствующая этому размеру заказа и является экономически оптимальной.

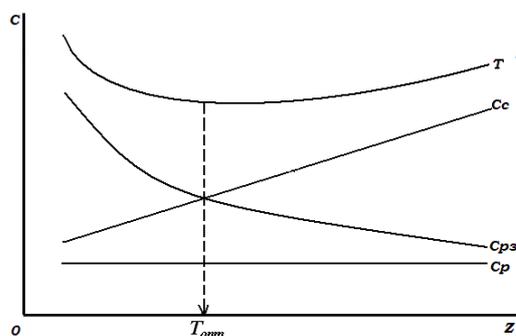


Рис. 2. Схема формирования общих затрат и их оптимальная величина. T – сумма затрат; C_c – затраты на содержание запаса; C_{ps} – затраты на пополнение запаса; C_p – затраты на закупку; C – затраты; z – размеры заказа.

Таким образом, чтобы найти оптимальную величину затрат, надо иметь функциональные зависимости различных видов расходов от размера заказа. При этом приращения функции (затраты) при изменении аргумента (размер заказа) должны иметь разные знаки.

В водном хозяйстве аргументом таких функций могут служить: при регулировании стока – объем водохранилища; при регулировании почвенных влагозапасов – предполивная влажность почвы; при лиманном орошении – расчетная глубина увлажнения почвогрунта. Оптимизируемой величиной во всех случаях служат суммарные затраты на создание и поддержание соответствующего запаса воды. Единой мерой разнообразных последствий управления водными ресурсами принимается стоимость, выражающая затраты на все необходимые мероприятия. Для укрупненной оценки она может быть определена по остаточной стоимости основных фондов и оборотных средств.

Особенностью данного подхода является учет известного факта, согласно которому на территориях с засушливым климатом, вода и земля служат незаменимыми факторами производства. Земельные и водные ресурсы представляют собой целостную систему. Поэтому при экономических расчетах, связанных с управлением водными ресурсами, по нашему мнению, следует одновременно оценивать стоимость и воды, и земли.

При регулировании речного стока необходимо установить пределы регулирования: пространственные, гидрологические и временные. Под пространственными пределами понимается площадь, занимаемая водохранилищем, зона подпора грунтовых вод и подземного стока, и, самое главное, доля речного бассейна, подвергшаяся водохозяйственным мероприятием. Гидрологические пределы характеризуются видами регулиро-

вания стока и зоной влияния преобразования стока на гидрологию низовий рек. Временные ограничения связаны со сроками службы водохозяйственных сооружений. В зависимости от коэффициента зарегулирования стока и принятых исходных данных, будут определяться конкретные величины использования земельных и водных ресурсов.

Предварительный расчет регулирования стока р. Темир (Актюбинская область), выполненный нами для количественной иллюстрации логистического подхода, позволил получить следующие результаты. Р. Темир является притоком р. Эмбы, и у с. Покровское имеет водосборную площадь 960 км², среднемноголетний расход 0,91 м³/с, в половодье водность реки составляет 80...90 % от годового стока. Физико-географические и социально-экономические условия предопределяют необходимость регулирования стока. В соответствии с изложенной концепцией, оптимальный вариант водохранилища должен обеспечивать рациональное использование земельных и водных ресурсов в условиях рыночной экономики.

В числе основных экономических показателей учитывались: коэффициент стоимости земли, характеризующий относительную ценность земли (κ_z), стоимость затопленного участка земли при заполнении водохранилища ($C_{м.у.}$), стоимость свободной от затопления земли (C_z), как разность стоимости территории максимально возможного затопления (C_z^{max}) при объеме водохранилища, вычисленного по среднему многолетнему расходу реки (Q_{cp}), и $C_{м.у.}$, стоимость строительных работ по возведению плотины ($C_{с.р.}$), экономические потери в низовьях рек от регулирования стока (C_n), а также платежи за воду как за природный ресурс ($C_в$), который в Казахстане является важнейшим жизнеобеспечивающим фактором.

Для упрощения при дальнейших расчетах приняты два укрупненных показателя: стоимость закупки воды $C_в$ и фактическая стоимость свободной земли ($C_{з.ф}$), как разность $C_{з.ф} = C_z^{max} - C_{м.у.} - C'_{ср} - C_n$. Здесь $C'_{ср}$ – стоимость строительства в расчете за 1 год действия водохранилища. Укрупненные показатели вычисляются в зависимости от коэффициента зарегулирования стока « α » (аргумент функции). В первом приближении, данная зависимость может быть принята в виде линейной функции.

График функции $C_{з.ф} = f(\alpha)$ и $C_в = \varphi(\alpha)$ имеют разные знаки приращений: с увеличением α от 0 до 0,5 значения $C_{з.ф}$ уменьшаются, а $C_в$ – увеличиваются (рис. 3). Возрастание стоимости накопленной воды с увеличением коэффициента зарегулирования стока не требует объяснения. Фактическая стоимость свободной от затопления земли, наоборот, пони-

жается вследствие уменьшения ее площади и увеличения затрат на строительство водохозяйственных объектов при возрастании α .

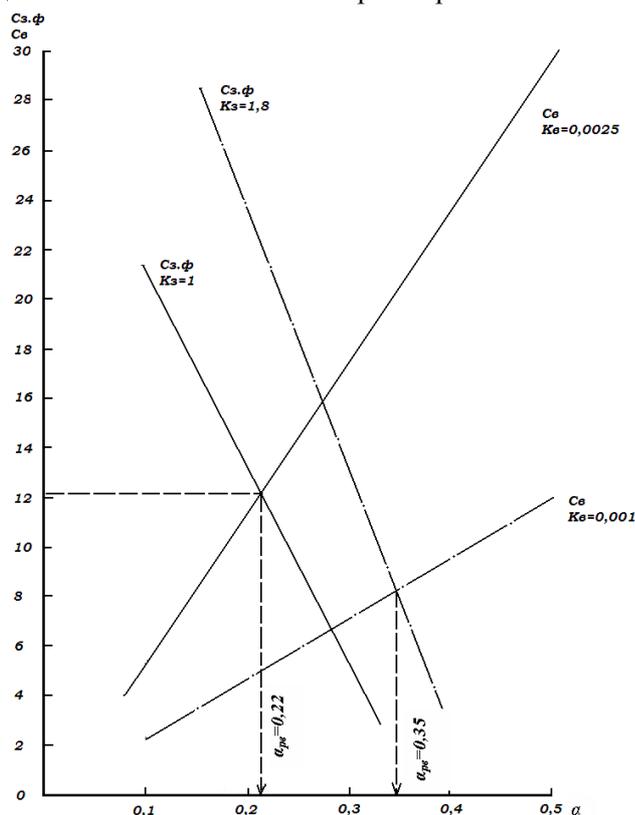


Рис. 3. Определение оптимальной величины коэффициента зарегулирования стока α .

При таком характере линий $C_{в}$ и $C_{з.ф}$ образуется точка их пересечения, проекция которой на ось абсцисс фиксирует оптимальную величину коэффициента зарегулирования стока α_{opt} . Она является точкой (величиной α), при которой затраты на закупку накопленной воды равны затратам других ресурсов. Ее положение зависит от цен на природные ресурсы и затрат на строительные работы.

Принятые для расчета цены (представленные коэффициентами $\kappa_{в}$ и $\kappa_{з}$) показаны на рис. 3, где изображены два варианта решения задачи при разных $\kappa_{в}$ и $\kappa_{з}$. Цена воды (в среднем) в реках Казахстана принята равной 0,3 тенге за 1 м^3 , что при курсе 120 тенге за 1 доллар США, составляет $\kappa_{в} = 0,0025$. Стоимость земли различается по природным зонам Казахстана и может быть выражена коэффициентами относительной стоимости $\kappa_{з} = 0,7 \dots 1,54$ в зависимости от плодородия почвы. По официальным данным цена неорошаемой паш-

ни составляет в Карагандинской области 18,8 тыс. тенге. Нами для расчета была принята цена 1 га пашни 200 долларов США.

Из графиков следует, что оптимальные соотношения достигаются при разных величинах коэффициента зарегулирования стока α . В частности, более дорогая земля при низкой стоимости воды ($\kappa_3 = 1,8$ и $\kappa_6 = 0,0010$) требуют большего количества аккумулированной воды.

Приведенные соображения по управлению водными ресурсами являются грубо схематическим, и предназначены для привлечения внимания специалистов водного хозяйства к освоению методов, широко применяемых в других отраслях знаний. Более точные расчеты по определению объемов резервирования водных ресурсов зависят от учета следующих факторов:

- колебаний сроков восстановления уровня воды в водохранилищах многолетнего регулирования;
- от колебаний цен на природные ресурсы и на услуги строительных организаций;
- от направления использования воды и земли в народном хозяйстве.

В виду сложности однозначного решения таких задач, необходимо использование моделирования или имитации различных сценариев.

Идеи оптимизации величин регулируемых параметров в последнее время начали применяться для разработки способов экономии поливной воды. Так, в гидротехнических мелиорациях были пересмотрены количественные характеристики пределов регулирования мелиоративного режима, сформулированы критерии оптимизации и разработана методика оптимизации, основанная на совокупности показателей, названная мелиоративным режимом [7]. При лиманном орошении оптимизируется глубина расчетного слоя увлажнения. Здесь излишне глубокое насыщение почвогрунтов тальми водами приводит к заболачиванию земель и к потерям влаги на фильтрацию.

В логистике создание запасов связано с необходимостью организации складского хозяйства. В водном хозяйстве хранилищами для воды могут быть не только искусственные водоемы, но и расчетный слой увлажнения почвогрунтов на орошаемых землях, подземные структуры (искусственное пополнение подземных вод). Оптимальным вариантом, очевидно, является сочетание в одном речном бассейне всех видов хранилищ. Это позволит увеличить число водопользователей и обеспечит рациональное использование водных ресурсов.

УДК 504.054

**ОСОБЕННОСТИ НАКОПЛЕНИЯ И РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ТЯЖЕЛЫХ
МЕТАЛЛОВ В ОРГАНАХ И ТКАНЯХ РЫБ
БУХТАРМИНСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА**Е.В. Куликова
Н.А. Тирская

В статье представлены сведения о содержании тяжелых металлов в органах и тканях (мышцы, печень, жабры) двух видов рыб – леща и судака из Бухтарминского водохранилища. По результатам исследований выявлено, что в организмах рыб накапливаются, в основном, медь и цинк, в незначительных количествах – свинец и кадмий. Печень и жабры характеризуются интенсивной аккумуляцией элементов, что обусловлено их функциональными особенностями. Существуют различия в накоплении микроэлементов в зависимости от условий обитания, видовой принадлежности и типа питания рыб.

Основными загрязнителями водной среды в Восточном Казахстане являются тяжелые металлы, в связи с ярко выраженной специализацией региона в отраслях цветной металлургии и горнодобывающей промышленности. Загрязнению подвергается большинство водоемов Иртышского бассейна, не стало исключением и Бухтарминское водохранилище. В районе горной части водохранилища расположены рудники и перерабатывающие предприятия, которые сбрасывают загрязняющие вещества с промстоками в водоем. Кроме того, загрязняющие вещества могут поступать в озерную часть водоема (озеро Зайсан) с водами Черного Иртыша с территории Китая. На участке реки Черный Иртыш в пределах Казахстана отсутствуют прямые сбросы промышленных предприятий.

Рыбы являются важным звеном в трофической организации экосистемы. В течение всего жизненного цикла рыб металлы из окружающей среды и кормового субстрата поступают в организм и аккумулируются в различных органах и тканях, отражая гидрогеохимические условия и загрязнение водоемов. Накопление микроэлементов в организмах рыб отрицательно отражается на их жизнеспособности. В этой связи интерес пред-

ставляет выявление особенностей накопления и распределения тяжелых металлов в рыбах Бухтарминского водохранилища.

Материалы и методы исследований. В 2007 году авторами проведены исследования содержания тяжелых металлов в различных органах и тканях рыб. В качестве биообъектов были выбраны наиболее массовые в водохранилище промысловые виды рыб – лещ и судак. Лещ относится к семейству карповых, по типу питания является бентофагом. Судак – хищник, представитель семейства окуневых. Лещ и судак распространены по всей акватории Бухтарминского водохранилища. Лещ встречается во всех биотопах водохранилища, включая озеро Зайсан. Судак – обитатель открытых, свободных от растительности участков водной толщи. Основное стадо судака концентрируется в озерной и озерно-речной частях водохранилища, в глубоководной части (горной и горно-долинной), в основном, встречаются младше-возрастные особи, не охваченные промыслом.

Пробы органов и тканей рыб (печень, жабры, мышцы) отбирались у рыб разных возрастных групп из различных частей водоема (рис. 1) и в свежем виде доставлялись в лабораторию. На базе ГУ «ВКО центра санитарно-эпидемиологической экспертизы» в пробах после сухой минерализации атомно-абсорбционным методом определялись тяжелые металлы (медь, цинк, свинец, кадмий). Всего было отобрано и обработано 76 образцов органов и тканей.



Рис. 1. Карта-схема станций отбора проб.

Результаты исследований. В табл. 1 представлены результаты токсикологических исследований в воде Бухтарминского водохранилища. Во всех зонах водохранилища, за некоторым исключением, нарушение границ рыбохозяйственных ПДК по цинку и меди не было зафиксировано [1]. Количество меди во всех частях, кроме Тарбагатайского побережья (юг озера Зайсан), было незначительным и колебалось в пределах от 0,00 до 0,06 мкг/дм³, содержание цинка варьировало от 5,99 до 9,73 мкг/дм³. Отмечались единичные случаи превышения пределов рыбохозяйственных ПДК (ПДК_{рх}): по меди – в районе Камышзавода – мыса Тополев (юго-восток озера Зайсан) – 1,5...2,1 ПДК_{рх}; по цинку – в районе залива Кара-Жорга (горно-долинная часть) – 1,2 ПДК_{рх}.

Таблица 1

Содержание тяжелых металлов в воде Бухтарминского водохранилища, 2007 г.

Часть водоема	Тяжелые металлы, мкг/дм ³	
	медь	цинк
озерная		
Тарбагатайское (южное) побережье	0,95	8,37
Курчумское (северное) побережье	0,00	5,99
В целом:	0,61 ± 0,2	7,51 ± 0,4
речная		
озерно-речная	0,06	7,23
горно-долинная	0,00	9,73
горная	0,00	9,13
В целом:	0,03 ± 0,0	8,54 ± 0,5

В связи с поступлением в Бухтарминское водохранилище промстоков, несущих тяжелые металлы говорить о благополучном состоянии водоема, как среды обитания водных организмов, нельзя. Кроме того, долгосрочное воздействие загрязненных вод на водоем ведет к накоплению токсикантов в донных отложениях, из-за чего происходит вторичное загрязнение водной среды за счет миграции нерастворимых форм металлов. Загрязнение среды обитания влечет за собой аккумуляцию токсикантов в органах и тканях рыб. Накопление токсикантов в организмах рыб является промежуточным звеном между содержанием загрязнителей в воде и изменениями в организме. Если содержание или отсутствие токсических элементов в воде является основополагающим фактором изменений в организмах и популяциях, то накопление этих же элементов в организме – следствием загрязнения воды.

Результаты анализа данных по содержанию тяжелых металлов в рыбе показали, что в целом во всех органах и тканях рыб из Бухтарминского водохранилища в больших количествах присутствовали два микроэлемента – медь и цинк, доля свинца и кадмия была невелика. В большинстве случаев, максимальные количества меди и кадмия обнаруживались в печени, цинка и свинца – в жабрах (табл. 2).

Таблица 2

Содержание тяжелых металлов в органах и тканях рыб Бухтарминского водохранилища в 2007 году (в среднем по различным органам)

Часть водоема и станция наблюдения	Вид рыбы	Органы и ткани рыб	Содержание металлов, мг/кг			
			медь	цинк	свинец	кадмий
Северо-восток озера Зайсан, Шенгельды	лещ	печень	3,00	3,17	0,13	0,24
		жабры	2,49	2,50	0,03	0,02
		мышцы	0,98	4,03	0,01	0,06
		в среднем	2,16	3,23	0,06	0,11
	судак	печень	1,71	2,80	0,01	отс.
		жабры	2,30	2,82	0,03	отс.
		мышцы	0,74	3,90	0,02	отс.
		в среднем	1,58	3,17	0,02	отс.
Юго-запад озера Зайсан, мыс Волчий	лещ	печень	9,60	2,63	0,01	0,02
		жабры	1,79	4,80	0,04	отс.
		мышцы	0,72	1,90	0,02	отс.
		в среднем	4,04	3,11	0,02	0,01
	судак	печень	5,40	3,32	отс.	отс.
		жабры	2,29	6,30	0,02	отс.
		мышцы	0,18	2,05	0,02	0,01
		в среднем	2,62	3,89	0,01	отс.
Озерно-речная часть, Ойран	лещ	печень	11,10	6,43	0,01	0,04
		жабры	1,53	5,43	0,06	отс.
		мышцы	0,49	0,70	0,01	отс.
		в среднем	4,37	4,19	0,03	0,01
	судак	печень	10,70	5,65	отс.	0,03
		жабры	1,40	3,85	0,03	отс.
		мышцы	0,86	0,68	отс.	0,02
		в среднем	4,32	3,39	0,01	0,02

Часть водоема и станция наблюдения	Вид рыбы	Органы и ткани рыб	Содержание металлов, мг/кг			
			медь	цинк	свинец	кадмий
Горно-долинная часть, Кайынды	лещ	печень	46,40	8,05	0,04	0,12
		жабры	0,23	18,8	0,01	0,14
		мышцы	6,26	0,67	0,02	0,03
		в среднем	17,63	9,17	0,02	0,10
Горная часть, Алтайка	лещ	печень	11,10	2,05	отс.	0,01
		жабры	0,77	6,60	0,07	отс.
		мышцы	отс.	1,80	0,03	отс.
		в среднем	3,96	3,48	0,03	0,00

Медь аккумулируется в значительных количествах во всех органах и тканях рыб, накопление в долевом отношении идет в следующем порядке: печень > жабры > мышцы. Выделяется из этого ряда накопление меди в горно-долинной части, где содержание в мышцах стоит на втором месте после печени (табл. 3).

Таблица 3

Распределение меди и цинка в органах и тканях рыб (в порядке убывания их содержания) в различных частях Бухтарминского водохранилища

Токсиканты	Озерная часть		Озерно-речная часть	Горная часть	Горно-долинная часть
	Тарбагатайское побережье	Курчумское побережье			
Медь	п > ж > м				п > м > ж
Цинк	ж > п > м	м > п > ж	п > ж > м	ж > п > м	

Примечание: п – печень; ж – жабры; м – мышцы.

Концентрации цинка, так же как и меди, в значительных количествах были обнаружены во всех органах и тканях, но наблюдались отличия в накоплении в рыбах из различных частей водоема. Так, в озерно-речной части водоема по цинку наибольшие концентрации сосредоточены в печени, наименьшие – в мышцах. В юго-западной части озера Зайсан и в глубоководной части, на первом месте по уровню накопления цинка были жабры, а на последнем – мышцы. Северо-восточная часть озера Зайсан несколько отличалась от остальных частей Бухтарминского водохранилища, тем, что там отмечалось высокое содержание цинка в мышцах и печени, и, незначительное – в жабрах (см. табл. 3).

Прослеживая способность металлов к накоплению в органах и тканях рыб, необходимо учитывать их трофический уровень, определяющий механизм поступления и особенности накопления металлов, а также видовую принадлежность особи и место обитания. Исходя из этого, нами построены ранжируемые ряды по убыванию содержания различных металлов в рыбах с учетом пространственного распределения (рис. 2).

<i>Лещ из озерной части Бухтарминского водохранилища</i>
$Zn > Cu > Cd > Pb$
<i>Лещ из речной части Бухтарминского водохранилища</i>
$Cu > Zn > Cd > Pb$
<i>Судак из озерной части Бухтарминского водохранилища</i>
$Zn > Cu > Pb$
<i>Судак из речной части Бухтарминского водохранилища</i>
$Cu > Zn > Cd > Pb$

Рис. 2. Схема распределения содержания металлов в организмах исследуемых видов рыб.

На схеме видно, что в озерной части в организмах и судака, и леща по содержанию превалирует цинк, а в речной части – медь. Кроме того, необходимо отметить, что в судаке из озерной части не было отмечено аккумуляции кадмия, оказывающего наиболее токсичное действие на организм рыбы, нежели медь и цинк, а содержания последних двух элементов были ниже, чем в судаке из речной части. Следовательно, судак из озерной части водоема, по сравнению с судаком из речной части, находится в более благополучном состоянии.

Существуют различия и в накоплении металлов по участкам озерной и речной зон. Так, по озеру Зайсан (озерная часть) обнаружено, что в пробах органов леща с северо-востока (близ дельты р. Черный Иртыш) среднее содержание свинца и кадмия было в 3...11 раз выше, а меди – в 1,9 раз ниже, чем в аналогичных пробах с юго-запада (см. табл. 2). В отношении судака наблюдалась аналогичная картина: близ дельты идет накопление свинца, а на противоположной оконечности озера – меди. В речной части водохранилища наиболее высокие концентрации по всем токсикантам были зафиксированы у леща (Кайынды), где среднее содержание

меди в 4...4,5 раза, цинка в 2...2,5 раза, кадмия в 10 раз больше, чем в озерно-речной (Ойран) и горной частях (Алтайка) (см. табл. 2).

Выявлены некоторые особенности накопления тяжелых металлов в органах и тканях рыб в зависимости от их видовой принадлежности и возраста. Лещ обладает свойством накапливать медь в несколько больших количествах, чем другие микроэлементы. У младше- и средневозрастных особей накопление идет в печени, у старшевозрастных – в жабрах. Судак же в больших количествах аккумулирует другой биофильный элемент – цинк. У младшевозрастных судаков более высокие концентрации цинка наблюдались в мышцах и жабрах, у средневозрастных – в жабрах и печени. Максимальные концентрации свинца и кадмия обнаружены в печени старшевозрастных лещей, минимальные – в печени младшевозрастных групп судака (табл. 4).

Таблица 4

Особенности распределения тяжелых металлов в органах и тканях рыб различных возрастных групп

Вид рыб	Возрастная группа	Органы и ткани	Содержание тяжелых металлов, мг/кг			
			цинк	медь	свинец	кадмий
Лещ	младше-возрастные	печень	2,25	7,30	0,08	0,01
		жабры	5,60	0,35	0,05	0,03
		мышцы	1,55	0,48	0,02	0,03
		в среднем	3,13	2,71	0,05	0,02
	средне-возрастные	печень	2,95	9,35	отс.	0,03
		жабры	1,20	1,13	0,06	0,01
		мышцы	2,45	0,65	отс.	0,02
		в среднем	2,20	3,71	0,02	0,02
	старше-возрастные	печень	3,50	2,25	0,13	0,35
		жабры	4,15	4,95	0,02	отс.
		мышцы	4,91	1,42	0,03	0,05
		в среднем	4,19	2,87	0,06	0,13
Судак	младше-возрастные	печень	1,57	2,95	отс.	отс.
		жабры	3,32	2,29	0,05	отс.
		мышцы	3,95	0,48	0,03	0,03
		в среднем	2,95	1,91	0,03	0,01
	средне-возрастные	печень	4,55	4,16	0,01	отс.
		жабры	5,80	2,30	0,01	отс.
		мышцы	2,00	0,44	0,03	0,01
		в среднем	4,12	2,30	0,02	0,00

При количественном сравнении суммарного накопления тяжелых металлов в организмах рыб выявлено, что более подвержены аккумуляции органы и ткани леща, чем судака. В качественном отношении, лещ также в более тяжелом положении – идет накопление как биофильных элементов (меди и цинка), так и ксенобиотических (кадмия).

Согласно Санитарным правилам и нормам [2], содержание свинца в проанализированных пробах находилось в пределах нормы. По содержанию кадмия обнаружено превышение МДУ в печени леща в 3,5 раза (в районе с. Шенгельды). В настоящее время, в существующих нормативных документах, содержание меди и цинка в рыбе не оговаривается. В прежних «Санитарных правилах...» [3], действовавших до 2003 г., и утративших силу в настоящее время, содержание меди и цинка в рыбе нормировалось в 10 и 40 мг/кг, соответственно. Если сравнивать с этими значениями, то нами зарегистрировано 6 случаев превышения МДУ по меди, в основном, у леща (1,1...8,3 МДУ), для судака случай был единичным (1,9 МДУ).

Выводы. Уровень накопления металлов в рыбе во многом определяется видовыми и возрастными особенностями рыб, типом питания и местом обитания особей.

По результатам исследований было выявлено следующее:

1. Высокое содержание в организмах рыб Бухтарминского водохранилища меди и цинка, по сравнению, со свинцом и кадмием.

2. Установлена неоднородность содержания тяжелых металлов в органах и тканях рыб. Распределение идет в следующем убывающем порядке: печень > жабры > мышцы.

3. Видовая специфичность в накоплении металлов: лещ накапливает медь, судак – цинк.

4. Обнаружены особенности аккумуляции в зависимости от типа питания. Бентофаги (лещ) более подвержены накоплению тяжелых металлов в организме, чем хищники (судак). Это выражается как в количественном (суммарное содержание токсикантов в органах и тканях леща значительно выше, чем у судака), так и в качественном (у леща кроме биофильных элементов – меди и цинка, идет накопление ксенобиотика – кадмия) отношении.

5. Выявлены отличия в содержании токсикантов в организмах рыб из двух зон водохранилища – озерной и речной. В органах леща из речной части содержание меди и цинка гораздо выше, чем из озерной. Свинец и кадмий присутствуют в более высоких концентрациях в леще из озерной

части. Судак из речной части, по сравнению с «озерным», накапливает большее количество меди и кадмия и меньшее – свинца.

6. Отмечено повышение концентраций металлов в организмах рыб от младших возрастных групп к старшим.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Обобщенный перечень предельно допустимых концентраций (ПДК) и ориентировочно безопасных уровней воздействия (ОБУВ) вредных веществ для воды рыбохозяйственных водоемов: Утв. Нач. Главрыбвода Минрыбхоза СССР В.А. Измайловым 09.08.90. – М.: 1990. – 46 с.
2. Санитарные правила и нормы № 4.01.071.03 «Гигиенические требования к безопасности и пищевой ценности пищевых продуктов»: Утв. Прик. Мин. здравоохранения РК 11.06.2003 № 447. – Астана.: 2003. – 157 с.
3. Санитарные правила и нормы № 2.3.2.560-96/4.01.047-97 «Гигиенические требования к качеству и безопасности продовольственного сырья и пищевых продуктов»: Утв. Пост. Госкомсанэпеднадзора 24.10.1996 № 27. – М.: 1996. – 267 с.

Алтайский филиал КазНИИ рыбного хозяйства, г. Усть-Каменогорск

БҰҚТЫРМА СУ ҚОЙМАСЫНДАҒЫ БАЛЫҚТАРДЫҢ МҮШЕЛЕРІ МЕН ҰЛПАЛАРЫНДАҒЫ АУЫР МЕТАЛДАРДЫҢ ТАРАЛУЫ МЕН ЖИНАЛУ ЕРЕКШЕЛІКТЕРІ

Е.В. Куликова
Н.А. Тирская

Бұл мақалада Бұқтырма су қоймасындағы көксерке мен табан балықтарының (бұлшық ет, бауыр, желбезек) мүшелері мен ұлпаларындағы ауыр металдардың құрамы туралы мәліметтер көрсетілген. Зерттеулердің нәтижесі аз мөлшерде қорғасын мен кадмий және мыс пен мырыш негізінен балықтардың ағзасында жиналатынын анықталды. Күшті аккумулятивті элемент ретінде бауыр мен желбезек сипатталып, бұндай болуы олардың функционалды ерекшеліктеріне байланысты болды. Қоректену түріне және түрдік жатуына, мекен ету ортасына байланысты микроэлементтердің жиналуында айырмашылық байқалды.

лость монетолистная (*Lonicera nummulariifolia*), таволгоцвет Шренка (*Spiraeanthus schrenkianus*). Площадь 11276 га.

Кустарниковые экосистемы с преобладанием вишни красноплодной (*Cenanus erythrocarpa*) – 3 разновидности. Встречаются по крутым склонам гор северной экспозиции и лощинам. Почвы горные серо-коричневые суглинистые. Преобладают в растительном покрове кустарники - вишня красноплодная (*Cenanus erythrocarpa*), таволга зверобоелистная и тяньшанская (*Spiraea hypericifolia*, *S. tianschanica*), жимолость монетолистная (*Lonicera nummulariifolia*), таволгоцвет Шренка (*Spiraeanthus schrenkianus*). Площадь 4023 га.

Разнотравные экосистемы – 3 разновидности (зизифора Бунговская (*Ziziphora bungeana*), зопник колючий (*Phlomis pungens*), василек растопыренный (*Centaurea squarrosa*), сердечница ползучая (*Cardaria repens*), зверобой шероховатый (*Hypericum scabrum*) а также типчак (*Festuca sulcata*), пырей гребневидный (*Agropyron pectiniforme*), полынь каратавская (*Artemisia karatavica* Krasch et Abol), костер кровельный (*Bromus tectorum*), мятлик луковичный (*Poa bulbosa*). Произрастают в верховьях реки Боялдыр на горных серо-коричневых суглинистых почвах по вершинам и склонам гор. Площадь 6366 га [2].

Злаковые экосистемы с преобладанием пырея гребневидного и волосоносного – 3 разновидности и три деградированных варианта (модификаций). Встречаются на горных серо-коричневых суглинистых почвах по вершинам и склонам гор [4]. Доминанты растительности пырей гребневидный и волосоносный (*Agropyron pectiniforme*, *A. trochophorum*) типчак (*Festuca sulcata*), волоснец многостебельный (*Elimus multicaulis*), иногда (по вершинам) ковыль восточный (*Stipa orientalis*), полынь каратавская (*Artemisia karatavica* Krasch et Abol), мятлик луковичный (*Poa bulbosa*) и другие. Площадь 7544 га из них 3149 модификационные.

Типчаковые (*Festuca sulcata*, *Thymus karatavicus*, *Th. marschallianus*, *Potentilla bifurca*, *Salvia trautvetteri*, *Cardaria repens*, *Gentiana olivieri*, *Convolvulus pseudo-cantabrica*, *Ziziphora bungeana*, *Phlomis pungens*, *Artemisia karatavica*) **экосистемы** на горных серо-коричневых суглинистых почвах по склонам и вершинам. Площадь 1124 га.

Каратавскополынные (*Artemisia karatavica*, *Bromus danthoniae*, *Taeniatherum crinitum*) **экосистемы** в горах представлены 5 разновидностями и 10 модификациями на горных серо-коричневых и на очень небольшой площади – горных светло- каштановых почвах. В результате ин-

тенсивного и бессистемного выпаса скота каратавскополынные экосистемы имеют площадь модификаций 15953 га (13 % от площади каратавскополынных пастбищ). Наибольшую площадь занимают каратавскополынно-сорнотравно-эфемеровая (*Artemisia karatavica*, *Phlomis salicifolia*, *Ph.pun-gens*, *Cousinia syrdariensis*, *Goebelia alopecuraides*, *Centaurea iberica*, *Poa bulbosa*, *Tsenia-therum crinitum*, *Bromus dantoniae*) (9494 га), каратавскополынно-эфемерово-брунцовая (*Artemisia karatavica*, *Poa bulbosa*, *Bromus tectorum*, *Taeniatherum crinitum*, *Goebelia alopecuroides*) (4136 га). Площадь каратавскополынных экосистем – 123008 га, в том числе модификаций 15953 га. (Названия элементарных экосистем строятся по принципу расположения доминантов растений в убывающем порядке. Преобладающее растение стоит на первом месте).

Эфедрово-каратавскополынные экосистемы на горных серо-коричневых суглинистых почвах по вершинам и склонам. Площадь 391 га.

Эфемеровые экосистемы в горах являются антропогенными. Доминирующее положение в травостое занимают лентоостник длинноволосистый (*Taeniatherum crinitum*), мортук восточный (*Eremopyrum orientale*), костры кровельный и Дантона (*Bromus tectorum*, *B.danthoniae*), хориспора нежная (*Chorispora tenella*), дескурайния София (*Descurainia sophia*), астрагал узкостебельчатый (*Astragalus angustissimus*), мак павлиний (*Papaver pavonitum*), в небольшом количестве или полностью отсутствуют мятлик луковичный (*Poa bulbosa*), осока толстостолбиковая (*Carex pachystylis*). Почвы горные, серо-коричневые. Площадь в горах – 4127 га [2].

ПРЕДГОРНЫЕ ЭКОСИСТЕМЫ

Ковыльно-эфемеровые экосистемы на сероземах светлых суглинистых по холмисто-увалистой равнине. Площадь 236 га.

Жантаковые (*Alchagi kirgisorum*, *Eremopyrum orientale*, *Poa bulbosa*, *Bromus tectorum*, *Artemisia valida*, *A.karatavica*) экосистемы представлены жантаково-эфемеровыми, жантаково-сорнотравно-эфемеровыми на сероземах обыкновенных суглинистых. Жантаковые экосистемы являются антропогенными. Площадь 3718 га.

Эфедрово-эфемерово-солянковые экосистемы на сероземах светлых суглинистых. Площадь 694 га.

Каратавскополынные экосистемы по предгорной равнине – 4 разновидности и 20 модификаций. Почвы под каратавскополынными экосистемами по предгорной равнине - это сероземы обыкновенные и светлые суглинистые. В результате интенсивного и бессистемного выпаса

скота каратавскополынныи экосистемы сильно деградированы. Наибольшую площадь их них занимают сорнотравно-эфемеровая (*Peganum harmala*, *Anabasis aphylla*, *Cousinia microcarpa*, *Hulthemia persica*, *Acroptilon repens*, *Goebelia alopecuroides*, *Poa bulbosa*, *Carex pachystylis*, *Eremopyrum orientale*) (13036 га), эбелеково-эфемеровая (*Ceratocarpus utricolus*, *Poa bulbosa*, *Carex Pachystylis*, *Eremopyrum orientale*) (5270 га), каратавскополынно-сорнотравно-эфемеровая (*Artemisia karatavica*, *Ceratocarpus utricolus*, *Poa bulbosa*, *Eremopyrum orientale*) (5615 га). Общая площадь Каратавскополынныи экосистем по предгорной равнине 115670 га, в том числе модификаций 41937 га.

Эфемеровые и эфемерово-торгайотовые экосистемы по предгорной равнине являются антропогенными. Доминирующее положение в травостое занимают лентоостник длинноволосистый (*Taeniatherum crinitum*), мортук восточный (*Eremopyrum orientale*), костры кровельный и Дантона (*Bromus tectorum*, *B. danthoniae*), хориспора нежная (*Chorispora tenella*), дескурайния София (*Descurainia sophia*), астрагал узкостебельчатый (*Astragalus angustissimus*), мак павлиний (*Papaver pavonitum*), в небольшом количестве или полностью отсутствуют мятлик луковичный (*Poa bulbosa*), осока толсто-столбиковая (*Carex pachystylis*). Почвы под ними по предгорной слабоволнистой равнине в основном сероземы светлые или, что значительно реже, сероземы обыкновенные суглинистые. Эти экосистемы полностью антропогенные. Площадь по равнине – 6464 га.

Крепкополынныи экосистемы имеют 5 разновидностей и 7 модификаций. Они распространены в восточной и центральной частях района по предгорной равнине, встречаясь большими массивами на сероземах обыкновенных и светлых суглинистых. На деградированных экосистемах господствуют непоедаемые, плохоедаемые и ядовитые виды растений - гультемия персидская (*Hulthemia persia*), зопник иволистный (*Phlomis salicifolia*), гиргенсония супротивноцветковая (*Girgensohnia oppositiflora*), кузиния сырдарьинская (*Cousinia syrdariensis*), каперцы колючие (*Capparis spinosa*), адраспан (*Peganum garmala*), итсигек (*Anabasis aphylla*), рогоглавник (*Ceratocephalis*). Появлению модификационных травостоев на больших площадях способствовало интенсивное использование предгорных пастбищ. Интенсивный выпас привел к почти полному выпадению из полынныи сообществ полыни крепкой (*Artemisia valida*), дерновинных злаков и других хорошо поедаемых растений. Площадь 75118 га, в том числе модификаций – 26656 га.

Развесистопольнно-кейреуковые на сероземах светлых солончаковых суглинистых по слабохолмистой равнине. Площадь 509 га.

Вишнево-каратавскопольнно-эфемеровые на сероземах обыкновенных суглинистых. Площадь 819 га.

Боялычево-эфемеровые на сероземах светлых суглинистых. Площадь 361 га.

Кейреуковые экосистемы представлены двумя – кейреуково-белоземельнопольнными, кейреуково-солянковыми и торгайотово-кейреуковой модификацией первого на сероземах светлых солончаковых суглинистых. Площадь по предгорной равнине 3465 га, в т.ч. модификаций 1016 га.

Солончаковосолянково-эфемеровые, местами с полынью каратавской на сероземах светлых солончаковых. Площадь 1039 га.

ЭКОСИСТЕМЫ ПЕСКОВ

Экосистемы на песках на территории района занимают очень незначительную площадь (4831 га). Песчаные повышения встречаются по долине р. Сырдарья в западной части района [3].

Астрагаловые экосистемы по склонам песков занимают всего 89 га.

Белоземельнопольнные экосистемы распространены небольшими пятнами по склонам и понижениям бугров в мелкобугристых песках и по равнинным пескам. От общей площади они занимают всего 0,4 %. Представлены белоземельнопольнно-эфемеровыми (*Artemisia terrae-albae*, *Carex pachystylis*, *Poa bulbosa*, *Bromus tectorum*) и белоземельнопольнно-жантаково-эфемеровыми. Площадь 1959 га.

Терескеновые (*Eurotia ceratoides*, *Carex pachystylis*, *Poa bulbosa*, *Secale silvestre*, *Alhagi kirghisorum*, *Salsola orientalis*, *Tamarix ramosissima*, *Calligonum aphyllum*) экосистемы на песках мелкобугристых представлены терескеновыми, терескеново-белоземельнопольнно-эфемеровыми (*Eurotia ceratoides*, *Artemisia terrae-albae*, *Carex pachystylis*, *Poa bulbosa*, *Secale silvestre*) и терескеново-жантаково-белоземельнопольнными (*Eurotia ceratoides*, *Alhagi kirghisorum*, *Artemisia terrae-albae*). От общей площади пастбищ составляют 0,5 %. Площадь 2783 га.

ЭКОСИСТЕМЫ ДОЛИНЫ Р. СЫРДАРЬЯ, ПОНИЖЕНИЙ ПРЕДГОРНОЙ РАВНИНЫ И МЕЖГОРНЫХ ДОЛИН

Волосоноспырейные экосистемы распространены по понижениям равнины и руслам мелких горных речек на луговых сероземах светлых и лугово-серо-коричневых солончаковых суглинистых почвах.

Представлены волосоноснопырейными (*Agropyron trichophorum*, *Poa bulbosa*), злаковыми (*Agropyron trichophorum*, *Hordeum leporinum*, *Puccinella distans*) и злаково-разнотравными (*Agropyron trichophorum*, *Puccinella distans*, *Medicago falcata*, *Galium aparine*, *Polygonum patulum*, *Glycyrrhiza aspera*). Площадь сенокосов – 466 га, пастбищ – 412 га

Пырейные экосистемы имеют 2 разновидности и распространены в основном по долине р. Сырдарьи и, отчасти, по межгорным долинам на лугово-серо-коричневых почвах. Почвы под пырейными лугами пойменные луговые сероземов светлых и луговых сероземов светлых суглинистые, иногда солончаковатые. В травостое преобладающее значение имеют злаки: пырей ползучий и гребневидный (*Agropyron repens*, *A. rectiniforme*), свиной пальчатый (*Cynodon dactylon*), ажрек (*Aeluropus*), мятлик луковичный (*Poa bulbosa*), полевица гигантская (*Agrostis gigantea* Roth), тростник обыкновенный (*Phragmites australis*). Площадь: сенокосов – 596 га пастбищ – 468 га.

Свиноевые экосистемы встречаются по понижениям предгорной равнины на луговых сероземов обыкновенных и лугово-сероземных светлых суглинистых почвах, а также по ложбинам на лугово-серо-коричневых почвах, часто солончаковатых. Представлены свиноевым (*Cynodon dactylon*), свиноево-эфемеровым (*Cynodon dactylon*, *Carex pachystylis*, *Poa bulbosa*, *Eremopyrum orientale*) и являются антропогенными. Площадь 2063 га.

Ажрековые экосистемы встречаются на лугово-сероземных солончаковатых суглинистых почвах и солончаках луговых и очень редко (всего 337 га) на луговых сероземов светлых солончаковатых суглинистых почвах, ажреково-петросимониевым (*Aeluropus pungens*, *Petrosimonia sibirica*) и модификациями брунцово-злаковой (*Goebelia pachycarpa*, *Aeluropus pungens*, *Puccinella distans*, *Agropyron repens*), брунцово-ажрековой (*Goebelia pachycarpa*, *Aeluropus pungens*). Некоторые участки ажреково-жантаковых пастбищ настолько деградировали, что были отнесены к скотобюю. От общей площади пастбищ ажречники занимают 4,8 %. А модификационные травостои от ажрековых пастбищ составляют 3,2 %; что показывает на относительную устойчивость ажрека к выпасу. Площадь – 25207 га (в том числе модификаций 804 га)

Тростниковые экосистемы – это основные сенокосные угодья района. От общей площади сенокосов они занимают 73,6 %, а от пастбищ – 1,05 %. Представлены тростниковым, тростниково-разнотравным (*Phragmites communis*, *Glycyrrhiza glabra*, *Polygonum patulum*, *Dodartia*

orientalis, *Alhagi kirghisorum*), тростниково-ажрековым (*Phragmites communis*, *Aeluropus pungens*), злаковым *Phragmites communis*, *Aeluropus pungens*, *Agropyron repens*, *Puccinella distans*, *Glycyrrhiza glabra*, *Alhagi kirghisorum*) разнотравьем с типами. Почвы под ними лугово-сероземные светлые, луговых сероземов светлых, пойменные, луговых и пойменные лугово-болотных сероземов светлых суглинистые, иногда засоленные и солончаки луговые. Площадь сенокосов – 6988 га, пастбищ – 5544 га

Жантаковые экосистемы составляют около 6 %. В долине Сырдарьи жантаковые экосистемы в результате деятельности человека претерпели изменения, в результате чего образовались модификации (жантаково-сорнотравная (*Alhagi kirghisorum*, *Cousinia syrdariensis*, *Goebelia pachysarpa*, *Hulthemia persica*), жантаково-лебедовая (*Alhagi kirghisorum*, *Atriplex tatarica*), лебедовая (*Atriplex tatarica*), жантаково-эфемерово-сорнотравная (*Alhagi kirghisorum*, *Poa bulbosa*, *Eremopyrum orientale*, *Bromus tectorum*, *Limonium otolepis*, *Acroptilon repens*, *Karelinia caspia*, *Petrosimonia sibirica*, *Goebelia alopecuroides*), их площадь составляет 30,5 % от площади жантаковых пастбищ [5].

Солодковые (*Glycyrrhiza glabra*, *Phragmites communis*, *Aeluropus pungens*, *Agropyron trichophorum*, *A.repens*, *Puccinella distans*) экосистемы распространены в долине р. Сырдарьи среди кустарников и тугайных лесов небольшими массивами Почвы пойменные луговые сероземов светлых солончаковатые суглинистые. Площадь сенокосов – 1193 га, пастбищ – 2241 га.

Карелиниевые (*Karelinia caspia*, *Petrosimonia sibirica*, *Alhagi kirghisorum*, *Limonium otolepis*) экосистемы встречаются на солончаках луговых, редко – лугово-сероземных светлых солончаковатых суглинистых. Площадь 1452 га.

Кермековые экосистемы представлены кермеково-ажрековым (*Limonium otolepis*, *Aeluropus pungens*, *Petrosimonia sibirica*, *Climacoptera crassa*) и кермеково-солянковым (*Limonium suffruticosum*, *Climacoptera brachiata*, *Petrosimonia sibirica*) типами. Это также антропогенные типы, так как появляются на смену коренной растительности при обсыхании долины р. Сырдарьи. Площадь 1532 га.

Осеннепопынные (*Artemisia serotina*, *Cynodon dactylon*) экосистемы – 5 разновидностей встречаются по долине р. Сырдарьи и вдоль Арысь-Туркестанского канала 4 модификации. Почвы луговато- или лугово-сероземные светлые солончаковатые суглинистые, солонцы лугово-сероземные, солончаки луговые и типичные. Площадь 21722 га (в том числе модификаций 1937 га).

Шренковскопопынно-ажрековые (*Artemisia schrenkiana*, *Aeluropus pungens*) на солончаках луговых. Площадь 208 га.

Гребенщиковые (*Tamarix ramosissima*, *Aeluropus pungens*, *Halimodendron halodendron*, *Cynodon dactylon*) (**тамарисковые**) экосистемы на территории района имеют 4 разновидности. Почвы лугово-сероземные светлые, пойменные луговые сероземов светлых, солонцы лугово-сероземные светлые суглинистые, солончаки луговые и типичные. Площадь 8974 га.

Древовидносолянково-ажрековые (*Salsola dendroides*, *Aeluropus pungens*, *Eremopyrum orientale*, *Petrosimonia sibirica*) экосистемы встречаются большим массивом в юго-восточной части района на солончаках луговых. Площадь 1469 га.

Кейреуково-климакоптеровые (*Salsola orientalis*, *Climacoptera lanata*, *Petrosimonia sibirica*, *Artemisia serotina*) экосистемы по долине Сырдарьи на солонцах лугово-сероземных светлых. Площадь 2599 га

Камфоросмовые (*Camphorosma monspeliacum*, *Phragmites communis*) экосистемы – на солонцах лугово-сероземных светлых суглинистых. Площадь 1405 га

Тасбиюргуново-эфмеровые (*Nanophyton erinaceum*, *Eremopyrum orientale*, *Poa bulbosa*) экосистемы на солонцах лугово-сероземных светлых суглинистых. Площадь 1032 га.

Сарсазановые экосистемы получили большое распространение на солончаках типичных по долине р. Сырдарьи и представлены сарсазановым (*Halocnemum strobilaceum*, *Atriplex verrucifera*) и сарсазаново-мортучковым (*Halocnemum strobilaceum*, *Eremopyrum orientale*) типами. Площадь 7069 га

Однолетнесолянковые экосистемы: петросимониевые (*Petrosimonia sibirica*). Площадь 24792 га (в том числе модификаций 607 га); климакоптеровые (*Climacoptera lanata*). Площадь 16184 га. Однолетнесолянковые экосистемы занимают значительную площадь по долине р. Сырдарьи на солонцах лугово-сероземных, лугово-сероземных светлых солончаковатых суглинистых почвах и солончаках луговых и типичных. В одних экосистемах доминантом растительности является петросимония сибирская (*Petrosimonia sibirica*), в других – климакоптеры мясистая, супротивнолистная, шерстистая (*Climacoptera crassa*, *C. lanata*).

Петросимониевые экосистемы представлены петросимониевым (*Petrosimonia sibirica*, петросимониево-ажрековым (*Petrosimonia sibirica*, *Aeluropus pungens*), петросимониево-разнотравным (*Petrosimonia sibirica*, *Limonium otolepis*, *Alhagi kirghisorum*, *Karelinia caspia*, *Aeluropus pungens*), петросимониево-мятликовым (*Petrosimonia sibirica*, *Poa bulbosa*), петросимониево-солянковым (*Petrosimonia sibirica*, *Climacoptera crassa*, *C. lanata*, *Kalidium capsicum*, *Haloharis hispida*, *Salsola orientalis*, *Aeluropus pungens*, *Eremopyrum orientale*), солянково-ажрековым (*Petrosimonia sibirica*, *Climacoptera crassa*, *C. lanata*, *Aeluropus pungens*). Климакоптеровые экоси-

стемы более однородны и представлены климакоптеровым *Climacoptera lanata*, *C. crassa*, *C. brachiata*, *Eremopirum orientale*, *Poa bulbosa*, *Carex pachystylis*), климакоптерово-ажрековым (*Climacoptera lanata*, *C. crassa*, *C. brachiata*, *Aeluropus pungens*), однолетнесолянковым (*Climacoptera lanata*, *C. crassa*, *C. brachiata*, *Petrosimonia sibirica*, *Halimocnemis villosa*, *Haloharis hispida*, *Girgensonia oppositiflora*) типами [5].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дюсенбеков З. Д., Подольский Л.И., Мирзадинов Р.А., Ляшенко И.И. и др. Инструкция по проведению крупномасштабных (1:10 000 – 1:100 000) геоботанических изысканий природных кормовых угодий Республики Казахстан. – Алматы.: Госкомзем, 1996. – 208 с.
2. Иллюстрированный определитель растений Казахстана. – Алма-Ата.: Наука, 1969. – Т.1. – 1972. – Т.2.
3. Подольский Л.И., Мирзадинов Р.А., Лысенко Н.А и др. Научно-методические указания по мониторингу земель Республики Казахстан. – Алматы.: Госкомзем, 1993. – 109 с.
4. Турбачева Т.П., Мирзадинов Р.А., Ляшенко И.И., Подольский Л.И. и др. Инструкция по составлению геоботанических карт природных кормовых угодий, административных районов, областей и регионов Республики Казахстан. – Алматы.: Госкомзем, 1996. – 86 с.
5. Флора Казахстана. – Т.1-1X. – 1956-1966. – Алма-Ата.: Наука.

Казахская академия транспорта и коммуникаций, г. Алматы
Кокшетауский университет им. Абая Мырзахметова, г. Кокшетау
Казахский Национальный Университет им. аль-Фараби, г. Алматы

ТҮРКІСТАН АУДАНЫ ЭКОЖҮЙЕЛЕРІНІҢ КЛАССИФИКАЦИЯСЫ

Биол. ғылымд. докторы Р.А. Мырзадинов
З.Е. Баязитова
І.Р. Мырзадинов

Ботаникалық зерттеулер қорытындысы бойынша аймақ көлемінде 73 туысқа және 20 тұқымдасқа жататын өте жиі кездесетін 113 өсімдік түрлері анықталды. Көп кездесетін түрлер саны, шаруашылық тұрғыда маңызды болып келетін негізгі үш тұқымдас тарға жатқызылады – астық тұқымдас тар, алаботалы және күрделігүлділер. Бұл егістік шаруашылығының және жайылымдардың негізгі өсімдіктері. Бұршақ, самалдық, еріндігүлдер, қияқ тұқымдас тарының түрлері шамалы таралған.

УДК 628.394(547.42+547.25)

ОСОБЕННОСТИ ЗАГРЯЗНЕНИЯ РЕКИ ИРТЫШ (ЕРТИС) В ВОСТОЧНО-КАЗАХСТАНСКОЙ И ПАВЛОДАРСКОЙ ОБЛАСТЯХ

Доктор техн. наук	А.С. Абрамов
Канд. геол.-мин. наук	Н.Г. Бреусов
Канд. хим. наук	Н.Н. Рубанюк
	И.В. Шенбергер
Канд. биол. наук	Ш.Г. Курмангалиева

Проанализирована связь между загрязнением воды реки Иртыш с 2006 по 2008 гг. в Восточно-Казахстанской и Павлодарской областях, определена периодичность загрязнений. Общими являются годовая, полугодовая и четырехмесячная периодичность. Получены уравнения, описывающие изменение индекса загрязнения воды.

Река Иртыш – трансграничная река, пересекающая территорию трех государств – Китая, Казахстана, России. Основные предприятия горно-металлургического комплекса расположены в зоне наиболее густой речной сети. Здесь же расположены крупные предприятия теплоэнергетики. Такое расположение означает, что загрязняющие вещества с газообразными, жидкими и твердыми отходами от промышленных предприятий неизбежно попадают в речную сеть. Наиболее интенсивному загрязнению тяжелыми металлами подвергается р. Иртыш в пределах Рудного Алтая, где сформировалась крупная техногенная биогеохимическая провинция. Основными источниками загрязнения реки являются г. Усть-Каменогорск и другие города Восточно-Казахстанской области, как промышленно-развитого региона республики.

В среднем течении (Павлодарская область) Иртыш имеет характер степной реки, питание реки грунтовое. Здесь река не принимает ни одного притока.

На основе анализа и обработки данных, взятых с сайта http://www.eco.gov.kz/ekolog_arch.php, рассмотрены особенности загрязнения реки Иртыш в Восточно-Казахстанской (ВКО) и Павлодарской областях за период 2006...2008 гг.

Состояние поверхностных вод оценивалось индексом загрязнения воды (ИЗВ) по гидрохимическим показателям, приведенным в [1] и рассчитанным с учетом как обязательных показателей [2], так и тех загряз-

няющих веществ, чья концентрация превышала ПДК для водоемов рыбохозяйственного пользования.

Фактические и усредненные нами значения ИЗВ за период 2006...2008 гг. для Восточно-Казахстанской и Павлодарской областей представлены в табл. 1.

Таблица 1

Значения ИЗВ для реки Иртыш в Восточно-Казахстанской и Павлодарской областях

Месяц	Область							
	Восточно-Казахстанская				Павлодарская			
	2006 г.	2007 г.	2008 г.	Среднее	2006 г.	2007 г.	2008 г.	Среднее
Январь	1,65	0,94	1,74	1,44	0,89	0,97	0,84	0,9
Февраль	1,13	0,84	0,75	0,91	1,98	0,78	1,04	1,27
Март	2,3	1,5	1,11	1,64	0,9	1,01	0,84	0,92
Апрель	2,35	1,8	1,67	1,94	0,81	1,2	1,67	1,23
Май	2,02	2	1,44	1,82	1,31	1,8	1,39	1,5
Июнь	1,81	1,98	0,83	1,54	1,04	1,63	0,59	1,09
Июль	0,85	1,2	0,46	0,84	0,7	1,2	0,51	0,8
Август	1,13	1,54	0,5	1,06	0,66	1,45	0,53	0,88
Сентябрь	0,92	1,12	0,45	0,83	0,62	1,02	0,5	0,71
Октябрь	0,83	1,14	0,62	0,86	0,7	0,86	0,63	0,73
Ноябрь	1,25	0,91	0,7	0,95	1,04	0,78	0,63	0,82
Декабрь	1,05	0,63	0,58	0,75	1,02	0,76	0,51	0,76
Среднее	1,44	1,3	0,9	1,21	0,97	1,12	0,81	0,97

Для Иртыша в ВКО основные загрязняющие вещества – медь, цинк, реже встречаются азот аммонийный, азот нитритный, железо, кадмий. Азотные загрязнения отмечаются с весны по осень. Для Иртыша в Павлодарской области основные загрязняющие вещества – медь, азот аммонийный и железо. По сравнению с Восточно-Казахстанской областью отсутствует цинк, кадмий, но присутствует загрязнение нефтепродуктами, возможно из-за работы Павлодарского НПЗ, и азотом нитратным.

Среднегодовое загрязнение уменьшается за период 2006...2008 гг. для обеих областей, в Павлодарской области несколько увеличилось в 2007 г. по сравнению с 2006 г., затем в 2008 г. уменьшилось (табл. 1).

Приближенно среднегодовое загрязнение $ИЗВ_{год}$ может быть описано в зависимости от номера года T линейными уравнениями:

Для ВКО

$$\text{ИЗВ}_{\text{год}} = -0,2683 \cdot T + 539,76. \quad (1)$$

Для Павлодарской области

$$\text{ИЗВ}_{\text{год}} = -0,0829 \cdot T + 167,38 \quad (2)$$

На рис. 1 представлено сравнение ежемесячных значений ИЗВ для Восточно-Казахстанской и Павлодарской областей.

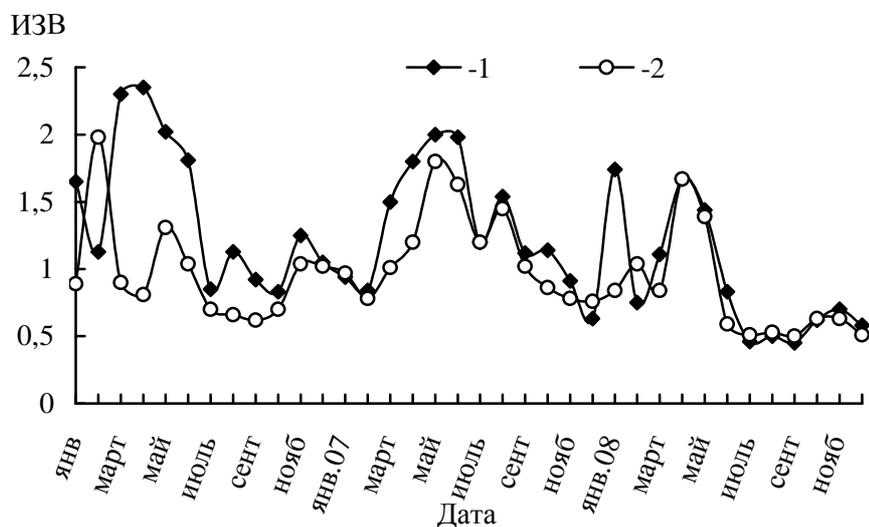


Рис. 1. Значение ИЗВ за 2006...2008 гг. реки Иртыш для Восточно-Казахстанской (1) и Павлодарской (2) областей.

Как видно на рис. 1, характер изменения величины ИЗВ для Павлодарской области, в общем, подобен таковому для ВКО. Но в некоторых случаях подобие нарушается, максимум ИЗВ для Павлодарской области сдвигается на месяц после такового для ВКО (январь – май 2006 г., январь – февраль 2008 г.). То есть, наблюдается запаздывание загрязнения для Павлодарской области на один месяц.

Сравнение ежемесячных загрязнений в разные годы показывает их подобие. Наибольшее загрязнение для ВКО наблюдается в апреле – июне, абсолютный максимум уменьшается с 2006 по 2008 г., локальные максимумы 2006...2007 гг. меняются в разные месяцы, наименьшее загрязнение во все месяцы – в 2008 г.

Для Павлодарской области, как и для ВКО, наблюдается подобие в изменении ИЗВ по месяцам, но в феврале минимум наблюдается только в 2007 г., в апреле – мае максимум 2008 г. сдвинут относительно такового в

2006...2007 гг. Наибольшее загрязнение в феврале, но так же высокое – в апреле – мае.

Такая взаимосвязь между загрязнением в ВКО и Павлодарской областью объясняется самоочищением реки за время добегания, смещение максимума в зимние и весенние месяцы возможно, связано с некоторым замедлением скорости переноса загрязнений.

На рис. 2 представлено сравнение среднего за 2006...2008гг. ежемесячного загрязнения для ВКО и Павлодарской области. Как видно среднее значение ИЗВ для Павлодарской области с февраля по май запаздывает относительно такового для ВКО в январе – апреле.

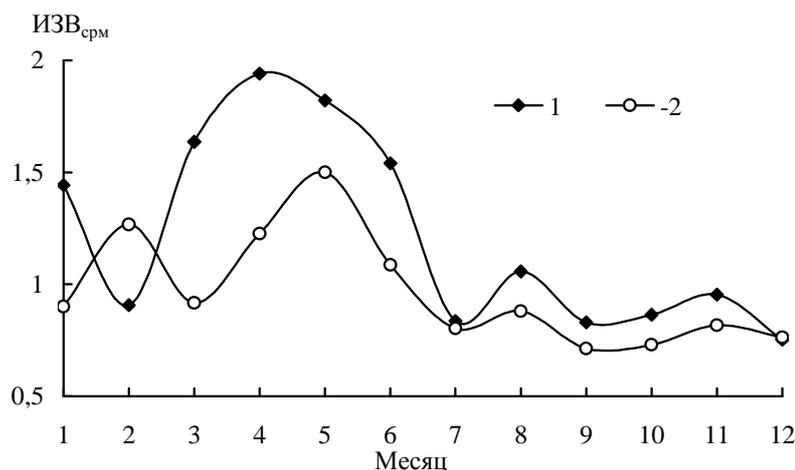


Рис. 2. Среднее за 2006...2008 гг. ежемесячное значение ИЗВ для ВКО (1) и Павлодарской области (2).

Значения $ИЗВ_{срм}$ в зависимости от номера месяца t хорошо описывается следующими эмпирическими уравнениями:

ВКО, январь – июнь

$$ИЗВ_{срм} = 0,0408t^4 - 0,637t^3 + 3,374t^2 - 6,78t + 5,44.$$

ВКО, июль – декабрь

$$ИЗВ_{срм} = -0,0219t^4 + 0,836t^3 - 11,8t^2 + 73,12t - 166,94.$$

Павлодарская область, январь – июнь

$$ИЗВ_{срм} = -0,0422t^4 + 0,573t^3 - 2,653t^2 + 4,9t - 1,87.$$

Павлодарская область, июль – декабрь

$$ИЗВ_{срм} = -0,0133t^4 + 0,506t^3 - 7,133t^2 + 44,1t - 99,85.$$

Квадрат коэффициента корреляции (R^2) находится в пределах $0,93 \div 0,96$.

Уравнение для ежемесячного значения $ИЗВ_{мес}$ с учетом годовой зависимости $ИЗВ_{год}$ по двум областям можно записать в виде:

$$ИЗВ_{мес} = \frac{ИЗВ_{срм} \cdot ИЗВ_{год}}{ИЗВ_{ср}}, \quad (3)$$

где $ИЗВ_{ср}$ – среднее за трехлетний период значение ИЗВ, равное, согласно табл. 1, величине 1,21 для ВКО и 0,97 – для Павлодарской области. Сравнение результатов расчета по формуле (3) для января – мая 2009 г. (прогноз) с фактическими значениями ИЗВ по [1] приведено в табл. 2.

Таблица 2

Сравнение расчетных и фактических значений индекса загрязнения воды для периода с января по май 2009 г.

ИЗВ	Месяц				
	Январь	Февраль	Март	Апрель	Май
Восточно-Казахстанская область					
Расчетный	0,90	0,58	0,99	1,25	1,13
Фактический	1,00	1,25	0,75	1,24	1,70
Павлодарская область					
Расчетный	0,78	1,06	0,86	0,99	1,34
Фактический	0,65	0,72	0,90	0,72	2,58

Как видно, для ВКО расчет предсказал максимум в апреле – мае, что и произошло в действительности. В тоже время расчетные значения ИЗВ в мае несколько ниже фактических, в январе, марте, апреле – близки, в феврале расчет ниже факта.

Для Павлодарской области расчетный абсолютный максимум соответствовал маю, что и произошло, но фактическая величина максимума оказалась выше расчетной. С января по апрель расчетные значения ИЗВ близки к фактическим. Таким образом, прогнозные значения ИЗВ удовлетворительно согласуются с фактическими.

В изменении месячного значения ИЗВ прослеживается определенная периодичность. С целью определения статистических характеристик авторами был проведен спектральный и кросс-спектральный анализ по среднему за 2006...2008 гг. ежемесячному значению ИЗВ. Ввиду малого количества исходных точек (12 по числу месяцев), с учетом требований [3] в отношении минимальной длины анализируемого ряда, вычисления проводили для ряда, составленного путем восьмикратного повторения ис-

ходных ежемесячных значений ИЗВ. Периодограмма среднемесячного значения ИЗВ представлена на рис. 3.

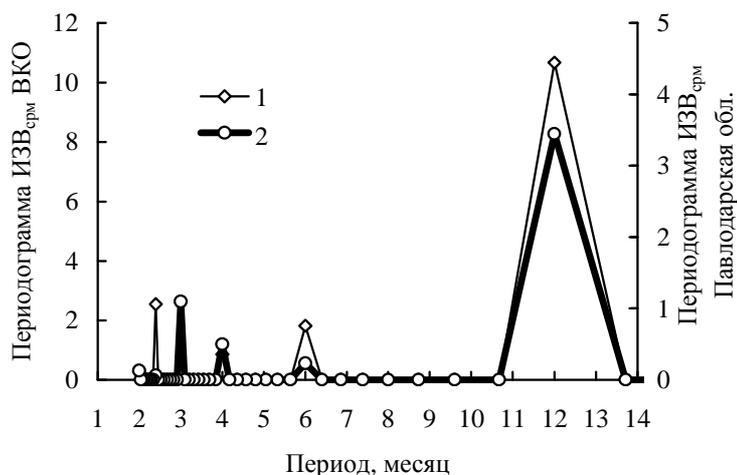


Рис. 3. Периодограмма среднемесячного значения ИЗВ р. Иртыш за 2006...2008 гг. для ВКО (1) и Павлодарской области (2).

Как видно на рис. 3, заметные значения периодограммы наблюдаются для периодов 12, 6 и 4 месяцев как для ВКО, так и Павлодарской области, период 3 месяца более заметен для Павлодарской области, период 2,4 месяца – для ВКО, малозаметен период 2 месяца. 12 месяцев соответствует годовой периодичности, полугодовой период визуально (рис. 2) может быть связан с ростом загрязнения в мае и ноябре. Максимумы четырехмесячного периода особенно заметны в апреле и августе, трехмесячного видны в феврале, мае, августе и ноябре. Период 2,4 месяца визуально не заметен, но отмечен методами спектрального анализа. Кросс-спектральный анализ показывает значимые значения общих периодов 12, 6 и 4 месяца.

Таким образом, изменение загрязнения реки Иртыш в Павлодарской области подобно таковому в ВКО, но в январе – мае среднее ежемесячное загрязнение в Павлодарской области отстает от такового в ВКО на месяц. Загрязнение реки в Павлодарской области меньше, что объясняется как меньшим количеством предприятий, так и самоочищающей способностью реки. Получены уравнения регрессии, позволяющие оценить среднегодовое и ежемесячное загрязнение. Методами спектрального анализа выявлена периодичность изменения ИЗВ. Общими являются годовая, полугодо-

вая и четырехмесячная периодичность, отдельно для ВКО заметен период 2,4 мес., для Павлодарской области – 3 месяца.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1 Информационный бюллетень о состоянии окружающей среды Республики Казахстан. Министерство охраны окружающей среды Республики Казахстан. Казгидромет. http://www.eco.gov.kz/ekolog_arch.php.
- 2 Т.В. Гусева, Я.П. Молчанова, Е.А. Заика, В.Н. Виниченко, Е.М. Аверочкин. Гидрохимические показатели состояния окружающей среды. – М.: Эколайн, 2000. http://www.ecoline.ru/mc/refbooks/hydrochem/toc_full.html.
- 3 Боровиков В. Statistica: искусство анализа данных на компьютере. Для профессионалов. – СПб.: Питер, 2001. – 656 с.

АО «Центр наук о Земле, металлургии и обогащения», г. Алматы

ШЫҒЫС-ҚАЗАҚСТАН ЖӘНЕ ПАВЛОДАР ОБЛЫСТАРЫНДАҒЫ ЕРТІС ӨЗЕНІНІҢ ЛАСТАНУ ӨЗГЕШЕЛІКТЕРІ

Техн. ғылымд. докторы	А.С. Абрамов
Геол.-мин. ғылымд. канд.	Н.Г. Бреусов
Хим. ғылымд. канд.	Н.Н. Рубанюк
	И.В. Шенбергер
Биол. ғылымд. канд.	Ш.Г. Курмангалиева

Шығыс-қазақстан және Павлодар облыстарындағы 2006 дан 2008 – жылдар бойынша Ертіс өзені суларының ластану арасындағы байланыстары талданып, ластанудың мерзімділігі анықталды. Сулардың ластану көрсеткішінің өзгерулерін сипаттайтын теңдеулер алынды.

УДК 631.582

ИССЛЕДОВАНИЯ ГРУНТОВЫХ ВОД НА ХЛОПКОВЫХ ПОЛЯХ ГОЛОДНОЙ СТЕПИ

Канд. с.-хоз. наук М.Ж. Аширбеков

Показано современное состояние уровня грунтовых вод и их минерализация под хлопковыми полями в условиях Казахстанской части Голодной степи. Наиболее низкий уровень грунтовых вод наблюдается в период окончания вегетации и до начала осенне-зимних промывок. Наиболее высокий – после окончания осенне-зимних промывных и влагозарядковых поливов.

Режим грунтовых вод. Динамика залегания уровня грунтовых вод и их влияние на мелиоративное состояние орошаемых почв Голодной степи рассматриваются в трудах таких исследователей как А. Рамазанов, К. Калымбетов, И. Умбетаев, Ж.Я. Баткаев [1, 2, 3].

Динамика средней глубины грунтовых вод колеблется по сезонам года. Наиболее низкий уровень грунтовых вод (УГВ) наблюдается в период окончания вегетации и до начала осенне-зимних промывок, которые идут по плану в октябре – ноябре. В период 2000...2006 гг. промывной полив проводился, как правило, в январе – марте.

Наиболее высокий уровень залегания грунтовых вод наблюдается в феврале – марте, после окончания осенне-зимних промывных и влагозарядковых поливов (табл. 1).

Таблица 1

Уровень залегания грунтовых вод в районе исследований, 2004 г.

Массив	Месяц												Ср. за год
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
Махтаарал	243	169	118	104	144	176	167	168	182	216	245	261	183
Киров	339	270	124	142	178	208	241	176	256	337	379	354	254
Жетысай	306	255	197	215	242	309	337	309	302	331	323	313	287
Ср. по району	296	238	188	187	215	228	220	250	258	291	325	303	250

Примечание: УГВ приведен от поверхности земли в см.

Уровень грунтовых вод на начало вегетации (1.04.2004 г.) выше критической глубины (2 м) имели 103667 га или 75,8 % от общей (136842 га) орошаемой площади. Это на 14091 га или 10,2 % меньше, чем

в этот же период 2003 года, а на 1.04.2005 года – 98162 га или 70,7 % от общей (136842 га) орошаемой площади. Это на 5505 га или на 5,7 % меньше, чем на этот же период 2004 года.

Второе повышение уровня грунтовых вод происходит во время проведения массовых вегетационных поливов основной культуры – хлопчатника, что бывает, как правило, в июле – августе. В 2004 году УГВ в среднем за вегетационный период был выше критического на 63,3 % (86655 га) орошаемой площади района, а в 2005 году – 54 % (75143 га) соответственно.

Кроме всего прочего, динамика залегания УГВ зависит от гидрогеологических условий района. Например, площади, прилегающие к Кировскому магистральному каналу (КМК) (ныне канал «Достык») находятся в условиях постоянного фильтрационного притока, который имеет относительно высокий уровень. Северная часть массива, примыкающая к Арнасайскому понижению, хорошо дренируется, и грунтовые воды здесь всегда глубже, чем на остальной территории.

Наблюдения по глубинам залегания УГВ на орошаемых площадях Махтааральского района проводились вместе со специалистами Махтааральского отделения Южно-Казахстанской гидрогеолого-мелиоративной экспедиции (ЮКГТМЭ) в разрезе сельских административных округов в предполивной (до вегетации), поливной (во время вегетации) и после поливной (после вегетации) периоды (табл. 2).

Таблица 2.

Распределение орошаемых площадей по залеганию УГВ в районе исследований, 2004 год

Период наблюдения	Общая площадь орошения, га	Залегания УГВ в пределах									
		0...1 м		1...2 м		2...3 м		3...5 м		> 5 м	
		га	%	га	%	га	%	га	%	га	%
Махтаарал											
До вегет.	47982	10133	21	37444	78	378	1	27	-	-	-
Сер. вегет.	-	54	-	28155	59	19468	40	305	1	-	-
После вегет.	-	141	-	25471	53	21195	44	1175	3	-	-
Киров											
До вегет.	43346	564	1	22985	53	9896	23	8727	20	1174	3
Сер. вегет.	-	56	-	5471	13	26785	62	10158	23	876	2
После вегет.	-	145	-	4453	20	21545	50	15971	37	1232	3
Жетысай											
До вегет.	45514	3942	9	28599	63	5136	11	7710	17	127	-
Сер. вегет.	-	-	-	5374	12	18773	41	21060	46	307	1
После вегет.	-	-	-	1000	2	24260	54	20078	44	176	-

Период наблюдения	Общая площадь орошения, га	Залегания УГВ в пределах									
		0...1 м		1...2 м		2...3 м		3...5 м		> 5 м	
		га	%	га	%	га	%	га	%	га	%
По району											
До вегет.	136842	14639	11	89028	65	15410	11	16464	12	1301	1
Сер. вегет.	-	110	-	39000	28	65026	48	31523	23	1183	1
После вегет.	-	286	-	30924	23	67000	49	37224	27	1408	1

Минерализация грунтовых вод. Минерализация грунтовых вод имеет нестабильную картину и колеблется в пределах от 4,5 г/дм³ до 26,7 г/дм³ по сухому (плотному) остатку. В отдельных скважинах района, находящихся на территории Сардобинского понижения, минерализация достигает 50...70 г/дм³. В настоящее время эти скважины уничтожены, поэтому реальная картина минерализации грунтовых вод неполная.

Как показывают натурные исследования минерализация грунтовых вод, в основном, подчинена гидрогеологической и гидротехнической зональности. Так у рек и каналов она менее минерализована. Изменяется минерализация и по сезонам года.

Увеличение минерализации наблюдается в маловодные годы, например в 2004 году. Ранее (1970...1980 гг.) минимальная минерализация составляла 500 г/дм³, а в 2004 году минерализация составила 456 г/дм³. По характеру химизма минерализация преимущественно сульфатно-хлоридно-натриево-магниевая. В районе первой надпойменной террасы и вблизи Кировского магистрального канала она в основном гидрокарбонатно-сульфатно-натриевая.

В табл. 3 показано изменение минерализации грунтовых вод в конце вегетационного периода 2004...2005 гг. в Махтааральском районе. Незасоленные почвы в районе охватывали территорию в 46655 га как в 2004, так и в 2005 году. Слабозасоленные составили в 2004 г. 53738 га, в 2005 г. – 54,938 га. Среднезасоленные – 33388 га в 2004 г. и 34113 га в 2005 г. Сильнозасоленные – 4051 га как в 2004 г., так и в 2005 году.

Таблица 3

Степень минерализации грунтовых вод

Массив	Общая площадь орошения, га	Площадь с различной минерализацией, га				
		0...1 г/дм ³	1...3 г/дм ³	3...5 г/дм ³	5...10 г/дм ³	> 10 г/дм ³
2004 год						
Махтаарал	47982	105	15698	10447	13423	8309
Киров	43346	403	5797	5032	18255	13859

Массив	Общая площадь орошения, га	Площадь с различной минерализацией, га				
		0...1 г/дм ³	1...3 г/дм ³	3...5 г/дм ³	5...10 г/дм ³	> 10 г/дм ³
Жетысай	45514	128	12232	12466	13558	7130
По району	136842	636	33727	27945	45236	29298
2005 год						
Махтаарал	47982	-	21502	10762	12828	2890
Киров	44271	57	14819	12805	14190	2400
Жетысай	46514	13	13268	18928	12523	1782
По району	138767	70	49589	42495	39541	7072

Выводы

Таким образом, наиболее низкий уровень залегания грунтовых вод наблюдается после вегетации, т.е. октябрь – ноябрь, а наиболее высокий – февраль – март, то есть после окончания промывных и влагозарядковых поливов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Рамазанов А.Р. и Калымбетов К.К. Опыт промывки и освоения солончаков. // Хлопководство. – 1975. – №11. – С. 36-39.
2. Умбетаев И. и Баткаев Ж.Я. Система возделывания хлопчатника на юге Республики Казахстан. – Алматы.: «Құс жолы», 2000. – 220 с.
3. Умбетаев И. Орошение хлопчатника минерализованными водами в условиях Голодной степи: Автореф. дис. ... канд. с.-х. наук. – Ташкент, 1992. – 24 с.

Казахский национальный аграрный университет, г. Алматы

ТАҚЫР ДАЛАДАҒЫ МАҚТАЛЫ АЛҚАПТАРДА ЖЕР АСТЫ СУЛАРЫН ЗЕРТТЕУ

Ауыл.-шар. ғылымд. канд. М.Ж. Әшірбеков

Қазақстан бөлігіндегі тақыр дала жағдайындағы мақталы алқаптардағы жер асты сулары деңгейінің қазіргі жағдайы мен олардың минералдылығы көрсетілген. Жер асты суларының ең төмен деңгейі вегетацияның аяқталу кезеңінен күзгі-қысқы шайылу басталғанға дейін байқалады. Ең биік деңгейі – күзгі-қысқы шайылу аяқталғаннан кейін және ылғалмен қамтамасыз етуге арналған сугаруға кезінде.

УДК 528.854:535.36

СОЗДАНИЕ АВТОМАТИЗИРОВАННОГО РАБОЧЕГО МЕСТА ЭКОЛОГА ДЛЯ МОНИТОРИНГА НЕФТЯНЫХ ЗАГРЯЗНЕНИЙ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ АЭРО-СЪЕМОЧНЫХ ДАННЫХ

Канд. техн. наук Б.Э. Бекмухамедов
Р.Э. Юнусов
В.В. Долгов
А.А. Мухамедгалиев

В данной работе описана технология создания автоматизированного рабочего места (АРМ) практического эколога. Данное АРМ работает с применением данных аэро- съемки, картографических и аналитических данных для оценки масштабов загрязнения почвы нефтепродуктами на территориях добычи нефти в Атырауской и Мангистауской областях Казахстана.

К основным задачам мониторинга территорий нефтепромыслов относятся:

- выявление вновь образованных источников экологического загрязнения;
- определение динамики изменения границ замазученных территорий;
- определение эффективности проводимых работ по рекультивации загрязненных территорий.

Авиационный мониторинг является наиболее эффективным методом выявления экологических нарушений, связанных с производственной деятельностью недропользователей. Данные авиационной съемки являются наиболее информативными для дешифрирования нефтяного загрязнения почв и могут покрывать большую территорию. Преимуществом авиационного базирования сенсоров дистанционного зондирования (ДЗ) является: высокое разрешение на местности от 3 см до 0,5 м, высокая точность координатной регистрации по данным бортовых навигационных систем – 5 см в плане и по высоте. При максимальной высоте полета обеспечивается 8 километровый коридор съемки.

Многие из месторождений расположены вблизи друг с другом, поэтому возникает вопрос о «вкладе» каждого из природопользователей в загрязнение окружающей среды. Наиболее приемлемым методом для этого является дистанционное зондирование, которое позволяет выявить нефтяные амбары, замазученные территории, аварийные разливы нефти.

Для решения задач выявления нефтяных загрязнений, а также динамики изменения их границ используется методика, основанная на проведении авиационной съемки в режиме мониторинга и синхронных наземных измерений. Такая методика позволяет наиболее точно выявить дешифровочные признаки на авиационных снимках и провести на их основе распознавание масштабов и степени замазученности исследуемых территорий.

Используемая методика мониторинга нефтяных амбаров, замазученных территорий, а также динамики изменения их границ включает:

1. Проведение мониторинговых авиационных съемок;
2. Проведение синхронных наземных измерений;
3. Камеральные исследования по анализу авиационных данных и полевых измерений;
4. Картирование результатов аэро- мониторинга и сравнение данных мониторинга с архивными данными (1...2-х летней давности).

На рис. 1 показаны результаты классификации аэрофотоснимка и выделения участков загрязнения почвы нефтепродуктами.



Рис. 1. Наверху – аэроснимок территории. Внизу – результат классификации аэроснимка, определены площади загрязнения почвы нефтепродуктами.

Использование цифровых аэрокосмических данных позволяет существенно упростить процесс мониторинга территории, так как вся информация может быть структурирована в пределах одной информационной системы. Таким образом, решаются проблемы: постановки задач по рекультивированию почвы, ведению общего реестра замазученных участ-

ков и топографических данных. Исключаются работы наземных геодезических бригад по определению площади замазученности, нахождению новых очагов загрязнения, что в свою очередь увеличивает достоверность данных и снижает затраты предприятия [1, 5].

Для эколога предусматривается автоматизированное рабочее место (АРМ), где он может наблюдать по результатам аэро-космического мониторинга актуальное состояние подведомственной территории, принимать решения о рекультивации замазученных территорий, автоматически определять координаты и просчитать площади, выдать отчет в виде таблицы замазученных участков с координатами и размерами пятна.

АРМ было выполнено с использованием технологий ESRI ArcObjects и включает в себя следующие основные функции [3, 6]:

1. Загрузка данных аэро-мониторинга за выбранный период (аэрофото-съемка, векторные данные инфраструктуры предприятия, векторные данные замазученных участков);
2. Компьютерное картографическое редактирование контуров замазученных участков (векторизация);
3. Сравнение данных аэро-мониторинга (векторных карт) за разные периоды. Таким образом, эколог на месторождении может наглядно видеть динамику изменений экологической ситуации (оценка динамики увеличения / уменьшения размеров нефтяных пятен).
4. Создание и распечатка заданий на рекультивацию территории. Шаблон задания включает в себя визуальное отображение на карте пятна загрязнения с описанием его площади и координат, а также сопроводительной информацией о подрядчике и сроках выполнения работ.
5. Экспорт данных по замазученности территории в формат Microsoft Excell.

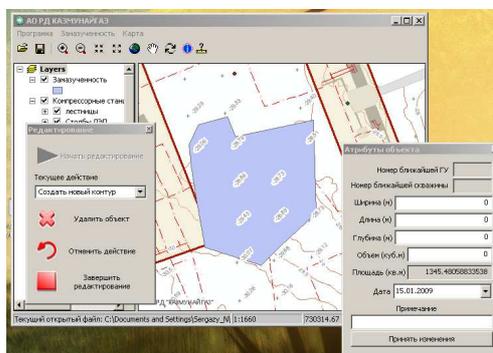


Рис. 2. АРМ эколога. Нанесение нового контура замазученного участка.

На рис. 2 отображен фрагмент работы автоматизированного рабочего места эколога (процесс нанесения и редактирования контуров замазученности) [2, 4].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Претт У. Цифровая обработка изображения. – М.: Мир, 1982. – Кн. 1, 2. – 312 с.
2. Image processing Toolbox User's Guide (version 5). The MathWork, Inc., USA, 2005. – P. 56-64.
3. Naser El-Sheimy. Digital Terrain Modeling. – The University of Calgary. Geomatics Engineering Department, 1998. – P. 26-37.
4. Ravanbakhsh M., Designing and developing a fully automatic interior orientation method in a digital photogrammetric workstation. // **XXth ISPRS Congress, 12-23 July 2004**, 543 p.
5. Zhang Z., Deriche R., Faugeras O., Luong Q.T. A robust technique for matching two uncalibrated images through the recovery of the unknown epipolar geometry // AI Journal – 1994. – vol. 78. – P. 674-679.
6. Zucker S., Elder J. Scale space localization, blur, and contour-based image coding. // CVPR Proc, 1996. – P. 27-34.

АО Казгеокосмос, г. Алматы

АЭРО-ТҮСІРІЛІМ МӘЛІМЕТТЕРІН ПАЙДАЛАНА ОТЫРЫП МҰНАЙМЕН ЛАСТАНУ МОНИТОРИНГІ ҮШІН ЭКОЛОГТЫҢ АВТОМАТТАНДЫРЫЛҒАН ЖҰМЫС ОРНЫН ҚҰРУ

Техн. ғылымд. канд. Б.Э. Бекмухамедов
 Р.Э. Юнусов
 В.В. Долгов
 А.А. Мухамедгалиев

Берілген жұмыста экологтің автоматтандырылған жұмыс орнын (АЖО) құру технологиясы сипатталған. Берілген АЖО Қазақстанның Атырау және Маңғыстау облыстарындағы мұнай шығару аумағындағы топырақтың мұнай өнімдерімен ластану ауқымын бағалау үшін аэро – түсірілім мәліметтері, картографиялық және талдау мәліметтерін қолдана отырып жұмыс істейді.

**Ж.Д. ДОСТАЙ «УПРАВЛЕНИЕ ГИДРОЭКОСИСТЕМОЙ
БАССЕЙНА ОЗЕРА БАЛКАШ». Алматы, «PRINT-S», 2009, 235 с.**

В 2009 году вышла в свет монография «Управление гидроэкосистемой бассейна озера Балкаш» доктора геогр. наук, проф. Достая Ж.Д.

В монографии рассматриваются вопросы истории оз. Балкаш как при естественном гидрологическом и гидрохимическом режимах, так и история антропогенного воздействия на эту уникальную экосистему – третьего по величине бессточного внутриконтинентального водоема.

В предложенной монографии Ж.Д. Достай подробно рассматривает такие глобальные проблемы современности как: особенности управления водной экосистемой бессточных бассейнов; закономерности формирования и преобразования речного стока Балкашского бассейна; обоснование управляющих параметров для имитационной модели водно-солевого баланса рассматриваемой территории; применение имитационного моделирования в управлении водными ресурсами замкнутых бассейнов; разработка системы управляющих воздействий на устойчивое развитие экосистемы бассейна; переоценка и прогноз состояния экосистемы бассейна оз. Балкаш с учетом трансграничности р. Иле и т.д.

В монографии научно-популярным языком раскрываются многие удивительные свойства и тайны экосистемы рассматриваемого бассейна и самого водоема. Балкаш относится к относительно мелководным водоемам. С учетом ежегодно получаемого объема солей, ила, поступающих с притоками, больших объемов испарения с поверхности водной глади и прилегающей территории, в течение двух или трех десятилетий озеро должно бы превратиться в мертвое с горько-соленым рассолом. Однако, мало того, что нет превращения в мертвое озеро – Балкаш остается слабо солоноватым водоемом вот уже несколько десятков тысяч лет! Отсюда следует главная загадка уникального озера – куда делись и деваются соли и ил со дна озера? Сколько лет существует озеро Балкаш? Вопросы, вопросы и еще раз вопросы, в том числе и нам. Homo sapiens, имеем ли мы право на бездумное преобразование естественных экосистем в угоду сиюминутным своим интересам!?

Уникальность озера еще и в том, что оно окружено завесой камышовых кулис с богатой дичью, наличием относительно пресной воды (юго-западная часть), пригодной для приготовления пищи и водопоя, с уникальной

эндемичной ихтиофауной. Здесь же присутствуют богатые биоразнообразием водно-болотные угодья дельты реки Иле, реликтовые туранговые роши и т.д. И все это в центре необитаемых пустынь, полупустынь и сухих степей, в середине одной из крупных природных зон Евразии.

После прочтения монографии Ж.Д. Достая вовсе отпадает желание согласиться с мнением академика Л.С. Берга, считавшего, что озеро Балкаш является «географическим парадоксом». Потому как в монографии четко и в строгих научных рамках доказана «правомерность» существования озера Балкаш.

Для этих целей автор скрупулёзно приводит доказательства правомерности существования уникального водоема на основе стокообразующей системы бассейна, гидрографии и природного гидрологического режима, климатических условий, роли подстилающей поверхности в формировании и преобразовании речного стока, водного баланса и возобновляемых водных ресурсов, антропогенного преобразования речного стока.

Далее автор приходит к неутешительному выводу, что в современных условиях, т.е. при повсеместно возрастающих антропогенных факторах, особенно в части бассейна р. Иле, находящейся в Синьцзян Уйгурском Автономном Районе Китайской Народной Республики, для уникального Иле-Балкашского бассейна необходимо научно обоснованное управление на основе экосистемного подхода. В противном случае рассматриваемый бассейн может повторить судьбу Аральского моря.

Монография, исходя из вышеизложенного, имеет раздел по обоснованию выбора управляющих параметров для имитационной модели водно-солевого баланса рассматриваемой территории, который содержит доказательства из области водохозяйственного районирования и хронологических структур ИМИБ-2, технико-экологических характеристик ландшафтов, формулировки конечных целей и нормативных показателей управления.

Ключевым моментом в монографии Ж.Д. Достая является имитационное моделирование управлением водными ресурсами замкнутых бассейнов на основе процессов взаимодействия между водными экосистемами рассматриваемого бассейна, модели водно-солевого баланса Иле-Балкашского бассейна, прогнозе состояния экосистем бассейна при различных вариантах управляющих воздействий.

На основе этих разделов, на основе имитационного моделирования автором успешно разработана система управляющих воздействий на устойчивое развитие экосистемы бассейна. Основными постулатами здесь

выступает концепция равновесного природопользования в условиях бассейна озера Балкаш, Капшагайского водохранилища – важнейшего звена в управлении экосистемой, пересмотр структуры орошаемого земледелия и ограничение условий ее развития, мелиорация в дельте р. Иле, реконструкция озера Балкаш и компонентов экосистем бассейна.

Завершающим этапом монографии является прогноз состояния экосистемы бассейна озера Балкаш с учетом трансграничности р. Иле. Таким образом, на основе обобщенных комплексных исследований и разработанной имитационной математической модели водохозяйственной системы бассейна дается прогноз возможных состояний озера.

В целом монография «Управление гидроэкосистемой бассейна озера Балкаш» Ж.Д. Достая свидетельствует об обоснованной тревоге не только научной общественности, но и всего общества об экологии региона. Она должна предупредить и нацелить правительственные организации на решение ряда неотложных задач по обеспечению устойчивого развития уникального Иле-Балкашского бассейна.

В завершение хотелось бы отметить, что такая фундаментальная монография впервые опубликована в Казахстане. Не смотря на статус научного издания, я бы порекомендовал сие издание как учебник для географов, гидрологов, проектировщиков водохозяйственников и докторантов по специальностям гидрология и геоэкология, ибо данная книга написана грамотным, научно-популярным и простым языком и является общедоступной для всех. Автору же, своему другу и коллеге желаю не останавливаться на достигнутом и порадовать нас очередными результатами своих фундаментальных исследований.

Доктор техн. наук, проф. М. Бурлибаев

**И.М. МАЛЬКОВСКИЙ «ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ
ВОДОБЕСПЕЧЕНИЯ ПРИРОДНО-ХОЗЯЙСТВЕННЫХ СИСТЕМ
КАЗАХСТАНА». Алматы, 2008, 204 с.**

В 2008 году выпущена научная монография доктора геогр. наук, проф. И.М. Мальковского, под названием «Географические основы водоснабжения природно-хозяйственных систем Казахстана». В книге основательно рассматривается концепция устойчивого водоснабжения природно-хозяйственных систем (ПХС) Казахстана как фактор национальной безопасности.

Известно, что в современных условиях вопросы устойчивого водоснабжения государств рассматриваются в контексте проблем национальной безопасности. Как справедливо замечает автор, острота проблем водоснабжения Казахстана, прежде всего, обусловлена ограниченностью располагаемых водных ресурсов, неравномерностью распределения их по территории, значительной изменчивостью во времени, высокой степенью загрязнения. В перспективе следует ожидать обострение ситуации с водоснабжением республики в связи с сокращением речного стока с территории сопредельных государств. Потенциальные последствия изменений ресурсов речного стока представляют реальную угрозу устойчивому социально-экономическому развитию и экологической безопасности Республики Казахстан. Поэтому разработка Национальной Программы водоснабжения страны представляется весьма актуальной задачей для водного сектора экономики и в целом устойчивого развития страны. Исходя из контекста выше изложенных проблем, рецензируемая монография посвящена решению рассматриваемых вопросов и проблем.

В монографии с научной педантичностью проводится анализ проблем водоснабженности ПХС бассейнов Аральского моря и озера Балкаш, проведена оценка потенциальных водных ресурсов и сценариев сбалансированного водопользования.

Подробное знакомство с монографией позволяет понять, что концепция гидроэкологической устойчивости ПХС основывается на обосновании устойчивого водоснабжения страны как фактора национальной безопасности (водные ресурсы, водопотребление и водопользование, основные направления развития). Тогда как принципы и критерии устойчи-

вого водообеспечения ПХС имеют под собой систему водообеспечения (структура и функционирование), принципы интегрированного управления системами и критерии устойчивости систем водообеспечения. Подраздел проблемы водообеспечения ПХС бассейнов Аральского моря и оз. Балкаш содержит концептуальные основы межгосударственной программы восстановления Аральского моря, сценариев водоустройства в бассейне БАМ. Бассейн озера Балкаш характеризуется современным водопользованием, потенциальными ресурсами речного стока, перспективами сохранения озера и сценариями сбалансированного водопользования.

Ключевым моментом рецензируемой монографии является раздел гидроэкологические основы водоустройства речных дельт (на примере Сырдарьи), подкрепленные исследованиями закономерностей водно-солевого режима дельты, структурой и функционированием водохозяйственного мониторинга, режимом речного стока и потерями воды в дельте, водно-солевым режимом дельтовых озер и Северной части Аральского моря, основ устойчивого водообеспечения дельтовой ПХС, альтернативных схем водообеспечения дельты и первоочередных проектов водоустройства локальных ПХС.

Далее исследования И.М. Мальковского охватывают экологическую реконструкцию бессточных водоемов (на примере озера Балкаш) на основе изучения закономерностей внутреннего водо-солеобмена в озере, методики экспериментальных и модельных исследований внутриводоемных процессов, режима обменных течений в проливе Сарыесик, циркуляцию вод в водоеме, динамику минерализации вод и миграцию солей через пролив, гидрологические основы управления внутриводоемными процессами, регулирование переноса солей через пролив, регулирование водно-балансового перетока между Западным и Восточным Балкашом.

Завершающим разделом монографии выступают методические основы экологически сбалансированного регулирования и распределения речного стока в ПХС (на примере Арало-Сырдарьинского бассейна) с учетом фактора многокритериальности в системах водообеспечения, методических основ разрешения конфликтов в системах водообеспечения, совершенствования региональной системы распределения стока Сырдарьи, с учетом фактора неопределенности в системах водообеспеченности по критериям риска, совершенствование схем регулирования речного стока трансграничного бассейна Сырдарьи.

В качестве замечания хотелось бы отметить, что в рецензируемой монографии не приводятся фамилии официальных рецензентов и в выходных данных – названия издательства или типографии, что в свою очередь приводит к мысли о «самиздате» данного научного труда. Хотя понятно, что коль монография рекомендована к печати Ученым Советом Института географии МОН РК, данное издание имеет все-таки официальных рецензентов, в противном случае данная книга не могла бы быть издана. Будем считать, что данный недостаток является чисто техническим огрехом.

Приветствуя труд И.М. Мальковского, в заключении, хотелось бы также отметить, что такая монография фундаментального и прикладного характера впервые опубликована в Казахстане, и рецензент рекомендует научное издание «Географические основы водообеспечения природно-хозяйственных систем Казахстана» не только для научных работников, но и как учебное пособие для географов, гидрологов, проектировщиков, водохозяйственников и докторантов, по специальностям гидрология и геоэкология. Монография написана грамотным, научно-популярным и простым языком и является общедоступной для всех.

Доктор техн. наук, проф. М. Бурлибаев

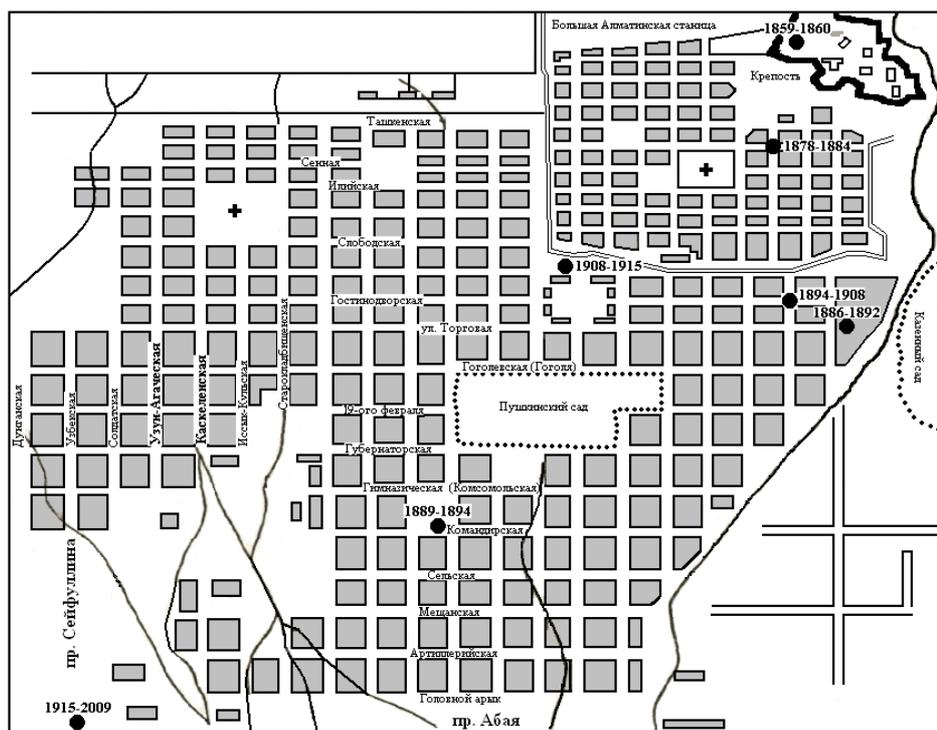
**150 ЛЕТ СО ДНЯ ПЕРВЫХ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ
НАБЛЮДЕНИЙ В Г. ВЕРНОМ**

Начало систематических метеорологических наблюдений в Казахстане относится к пятидесятым годам прошлого столетия. Первыми наблюдателями-метеорологами крепости Верный были офицеры В.А. Обух, К.А. Ларионов, О.О. Баум. Это были энтузиасты, занимавшиеся ежедневно кропотливой работой. Они записывали температуру, влажность воздуха, силу и направление ветра, измеряли количество осадков и выполняли еще много других видов работ, на первый взгляд незаметной, но очень нужной и важной.

Во второй половине 50-х годов 19 века в Семиречье, в одной из экспедиций, работал Петербургский астроном А.Ф. Голубев. В 1859 году он познакомился с Василием Васильевичем Обухом, начальником артиллерийского отряда Верненского укрепления. Поручик Обух стал **первым метеорологом** укрепления Верного. Так появилась в нашем городе метеорологическая станция.

Площадка, на которой стояли метеорологические приборы, находилась в пределах Крепости и располагалась на высоте 740 метров над уровнем моря. Василий Обух в течение года (по июнь 1860 г.) не пропускал ни одного наблюдения, которые он отсылал каждые три месяца в Главную геофизическую обсерваторию в Петербург. Участие в военных действиях против кокандского хана прервали работу В. Обуха (он погиб в 1864 г.). После его смерти 18 лет не проводились наблюдения ни в Верном, ни в других пунктах Семиречья.

В 1878 г. Главная геофизическая обсерватория (ГГО) Петербурга предложила первому губернатору Семиречья А.Г. Колпаковскому возобновить метеорологические наблюдения в г. Верном. К.А. Ларионов, землемер-топограф, согласившись вести метеорологические наблюдения, установил приборы в усадьбе отставного фейерверкера Катунцева в Большой Алматинской станице (юго-восточная часть Жетысуйского района). И с июля 1878 г. станция начала работать. За шесть лет К.А. Ларионов не пропустил ни одного дня, **НИ ОДНОГО ЧАСА!**



Карта-схема расположения метеостанции за прошедшие 150 лет.

С 1884 по 1886 гг., на Верненской станции работали священник Лаженицын, учитель гимназии Глушков. С сентября 1886 г. Верненскую станцию принял Оттон Баум (брат Эдуарда Баума, создавшего рощу, названную в его честь). Он установил приборы во дворе собственного дома на пересечении улиц Торговой и Набережной (ул. Жибек-Жолы и Бегалина). Помогали О. Бауму рабочие Казенного сада: Ламанов, Терентьев и Байдыков. Они отмечали туманы, иней, ураганы, круги вокруг солнца и луны, падение метеоритов.

28 мая 1887 г. произошло разрушительное землетрясение. Дом О. Баума был разрушен до основания. Но многие приборы на метеоплощадке уцелели, а психрометрическая будка оказалась на своем месте. **Метеостанция вновь заработала**, катастрофа прервала наблюдения всего на **3 дня**. После смерти О. Баума, вернувшись в Верный в **феврале 1892 г.**, полковник в отставке К.А. Ларионов устроил метеостанцию вблизи своей квартиры на пересечении ул. Командирской и Капальской (ул. Д. Конаева и Богенбай Батыра). Площадка уже имела более современный вид: флюгер был установлен на высоте 20 м, психрометр – в деревянной будке, напочвенные термометры, снегомерная рейка и знак определения истинного меридиана.

Энтузиаст своего дела, Ларионов принимает решение «ВО ИЗБЕЖАНИЕ ЧАСТОЙ ПЕРЕНОСКИ СТАНЦИИ» приобрести собственный дом. **24 мая 1894 г.** станция была перенесена на пересечение улиц Каракольская и Гостинодворская (ул. Макатаева и Барыбаева). На этом месте станция просуществовала более 14 лет.

В октябре 1908 г. Ларионов, незадолго до смерти, передал станцию землемеру Попову. Передача состоялась в усадьбе Попова на Нарынской улице (район Большой Алматинской станицы).

Верненскую станцию неоднократно проверяли инспектора из ГГО. В актах проверки указывалось, что станции нужен собственный дом.

В 1915 г. на средства Главной геофизической обсерватории было построено здание, в котором и разместились Верненская метеорологическая станция. Дом стоял на южной окраине города. Недалеко от него протекал Головной арык. Современная метеорологическая площадка, служебное здание находятся в квадрате улиц Абая, Сейфуллина, Масанчи, Сатпаева, именно в том месте, куда она была перенесена в 1915 г.



Верненская метеорологическая станция, построенная в 1915 г. на средства Главной геофизической обсерватории (Фото любезно предоставлено А. Хайдаровым).

Название станции в течение времени претерпевали изменения:

- до 1885 г. – «Укрепление г. Верного»,
- с 1885 г. до 1921 г. – «Станция г. Верного»,
- с 1921 г. до 1932 г. – «Станция Алма-Ата»,
- с 1932 г. до 1951 г. – «Алма-Ата, обсерватория»,
- 60-70-е годы – Алма-Ата, ГМО,
- 15.06.1983 г. – Алма-Ата, ОГМС,
- с 1997 г. по настоящее время «Алматы, ОГМС».



18 июня 1938 г. Метеорологическая площадка Алма-Атинской обсерватории.

Фото из архива Гидрометцентра (реставрировано А. Хайдаровым)

За все время существования в дополнение к **метеорологическим**, на станции производятся и другие виды наблюдений:

1. **Аэрологические** наблюдения
- шаропилотные с 1926 г.,
- радиозондирование с 1936 г. (с 1985 г. аэрологическая станция перенесена в район аэропорта)
2. Наблюдения **за озоновым слоем** – с 1957 г.
3. **Актинометрические** наблюдения – с 1932 г.
4. Наблюдения **за загрязнением окружающей среды** – с 1967 г.

Специалисты, работающие на станции в течение всего периода существования, являлись и являются достойными преемниками первых метеорологов, энтузиастов своего дела. Поколения меняются, но неизменным остается отношение, преданность сотрудников станции своему делу.

Учитывая заслуги станции Алматы, ОГМС, Всемирная Метеорологическая Организация, Секретариат Глобальной системы наблюдений за климатом, (Женева, Швейцария), в 2005 году наградил станцию грамотой «В знак признания в проведении высококачественных наблюдений для наземной сети».

Объединенная гидрометеорологическая станция Алматы входит в число реперных (вековых) станций, является станцией международного обмена. На базе станции проводятся производственные практики студентов метеорологов, экологов, стажировки молодых специалистов. Работа, начавшаяся 150 лет назад – продолжается.

Семенов Олег Ефимович
(к 70-летию со дня рождения)



12 сентября 2009 г. исполнилось 70 лет признанному ученому метеорологу Семенову Олегу Ефимовичу, кандидату физико-математических наук, хорошо известному в нашей стране и за ее пределами специалисту в области исследования пыльных бурь.

Олег Ефимович родился в селе Лепсинске Андреевского района Талдыкурганской области в семье служащих. В 1957 году окончил школу и поступил на физико-математический факультет Казахского государственного педагогического института им. Абая.

В мае 1963 года он был принят на работу в Казахский научно-исследовательский гидрометеорологический институт на должность младшего научного сотрудника отдела метеорологии и климата. В связи с развитием процессов ветровой эрозии почв в Северном и Юго-Восточном Казахстане во время освоения целинных земель КазНИГМИ, по постановлению ЦК КПК и СМ Казахстана, приступил к исследованиям этого опасного явления природы. Первые же полевые измерения во время пыльных бурь показали на особый характер строения приземного слоя атмосферы, вызванный переносом частиц твердой фазы воздушным потоком. Необыч-

ность этих потоков, несмотря на сложность их исследований, увлекла молодого ученого на всю оставшуюся жизнь.

Период с 1964 по 1972 годы посвящены им изучению метеорологических и климатических характеристик ветровой эрозии почв в Северном и Юго-Восточном Казахстане. Результаты этих работ были использованы при составлении Генеральной схемы противоэрозионных мероприятий в Казахстане и в 1985 году отмечены бронзовой медалью ВДНХ. В 1970 году Олег Ефимович награжден нагрудным знаком «Отличник гидрометеорологической службы СССР».

В 1974 году О.Е. Семенов в Главной Геофизической Обсерватории защитил диссертацию на соискание ученой степени кандидата физико-математических наук по особенностям строения приземного слоя атмосферы и деятельной поверхности во время пыльных бурь и поземков.

В 1975 году им закончено исследование пространственно-временного распределения опасных и особо опасных пыльных бурь в Казахстане. В это же время были начаты экспедиционные работы по изучению переноса масс песка ветром во время бурь в приземном слое атмосферы в песках Прибалхашья. Для этих целей был создан пескоуловитель, который можно было использовать на метеорологических мачтах. Изучены его погрешности измерения расхода песка. Разработанная им методика экспериментальных полевых исследований песчаных бурь в 1981 году также была отмечена бронзовой медалью ВДНХ. С 1980 по 2002 год Олег Ефимович организовал и участвовал в 14 экспедициях по изучению песчаных бурь на высыхающем дне Аральского моря, и в 6 – в песках Таукум, Сарыесикотырау и других песчаных массивах Южного Прибалхашья и долины р. Или.

Эти исследования позволили ему создать физико-статистическую модель расчета переноса масс песка во время бурь в приземном слое атмосферы по стандартным наблюдениям метеостанций, и оценить объемы переноса песка в районах предполагавшейся прокладки русла канала для переброски части стока сибирских вод на юг и в районе Аральского моря (1983 г). Модель совершенствовалась и была дополнена блоком векторных расчетов переноса масс песка и солей, выносимых за пределы контуров осушенной части дна Аральского моря. Это позволило получить оценку масс песка и солей, выносимых из основных Аральских источников и выпадение их на окружающих территориях (1998 г.). В 1990 г. им были изучены климатические характеристики переноса масс песка на Юго-Востоке Казахстана, в 2004 г. – перенос песка в долине Сенек на полуострове Мангышлак.

Экспериментальные полевые исследования песчаных бурь на мачтах позволили О.Е. Семенову выполнить уникальные измерения параметров песчаных бурь. По их результатам получено аналитическое описание профилей твердого расхода песка в приземном слое атмосферы, определен общий расход песка в этом слое. Получены зависимости общего расхода песка и вертикального потока его массы от динамического аналога числа Фруда. Исследованы профили скоростей ветра, показано, что в условиях сильного насыщения потока воздуха частицами твердой фазы наблюдается его ускорение. Получены профили скоростей ветра в этих условиях и определены их параметры. Ему удалось установить, что в ветропесчаных потоках параметр шероховатости логарифмического профиля скорости ветра является переменной величиной и увеличивается линейно с ростом общего расхода песка, а так же получить аналитические зависимости параметра шероховатости и коэффициента сопротивления поверхности от динамической скорости потока и динамического аналога числа Фруда. Это позволило сделать вывод, что в условиях песчаных бурь приземный слой стратифицирован безразлично. Много усилий за эти годы отдано О.Е. Семеновым изучению дисперсного состава песчаных пустынь Казахстана. Выполнено районирование песков Таукум по среднему геометрическому размеру частиц, изучен дисперсный состав песков долины р. Или и Южного Прибалхашья, донных отложений Аральских песков, песков Мангышлака. Создана схема эволюции размеров частиц в процессе их дефляции.

Кроме полевых экспедиционных работ и климатических расчетов много внимания юбиляр уделял изучению процесса ветрового переноса песка в лабораторных условиях. Для этого были построены две прямоточных аэродинамических трубы и измерительный комплекс для проведения этих работ. В них исследованы критические скорости начала выветривания переноса песка, солей и золы. Выполнены измерения профилей скоростей потока воздуха над эоловой рябью, как при переносе песка, так и при его отсутствии. Подтверждена изменчивость параметра шероховатости песчаной поверхности с ростом динамического аналога числа Фруда. Получены вертикальные профили концентрации твердого расхода песка в пограничном слое ветропесчаного потока, показан струйный характер переноса песка, получено аналитическое описание струй песка. Исследованы скорости частиц и их отставание от потока воздуха.

По результатам исследований им опубликованы более 100 научных работ. Олег Ефимович принимал участие в написании коллективной монографии «Гидрометеорологические проблемы Приаралья» (1990 г.), в

книгах «Актуальные гидрометеорологические проблемы оз. Балхаш и Южного Прибалхашья» (1995 г.), «Современное экологическое состояние бассейна озера Балхаш» (2002 г.), «Проблемы гидроэкологической устойчивости в бассейне озера Балхаш» (2003).

За прошедшие годы Олег Ефимович прошел путь от младшего до ведущего научного сотрудника и заведующего лабораторией климата и исследований загрязнения атмосферы. С 1988 по 1992 гг. работал заместителем директора КазНИГМИ по научной работе. Был заместителем председателя Совета по защите кандидатских диссертаций КазНИГМИ, членом редколлегии и зам. гл. редактора журнала «Гидрометеорология и экология».

О.Е. Семенов – высококвалифицированный специалист, вежливый и корректный человек, пользующийся заслуженным авторитетом и уважением коллег.

Желаем Олегу Ефимовичу крепкого здоровья и новых творческих успехов в его многогранной и плодотворной научной деятельности.

Редакция журнала «Гидрометеорология и экология»,
РГП «Казгидромет», КазНИИЭЖ