

06  
КК-143

ISSN 0516—737X

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ СССР  
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ

ТРУДЫ  
КАЗАХСКОГО РЕГИОНАЛЬНОГО  
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО  
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Выпуск 102

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ  
ИССЛЕДОВАНИЯ  
В КАЗАХСТАНЕ

МОСКВА  
ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ  
1988

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ СССР ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ

06  
КН-143  
31

ТРУДЫ  
КАЗАХСКОГО РЕГИОНАЛЬНОГО  
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО  
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

*Выпуск*

102

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ  
ИССЛЕДОВАНИЯ  
В КАЗАХСТАНЕ

Под редакцией  
канд. географ. наук Г. Н. ЧИЧАСОВА



МОСКВА · МОСКОВСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ ГИДРОМЕТЕОИЗДАТА — 1988

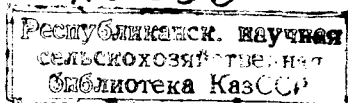
УДК 551.509:551.510.42(574)

Приводятся результаты оценки влияния хозяйственной деятельности на приток воды и изменение уровня Аральского моря. Дается прогноз его уровня на перспективу в естественных условиях и с учетом развития орошения в бассейнах рек Сырдарьи и Амударьи. Рассматривается влияние Аральского моря на увлажнение отдельных районов Северного Казахстана. Выполнены оценки ветрового выноса масс песка и солей и их ионного состава за пределы контуров осушенной части дна Аральского моря. Дается ориентировочная оценка социально-экономических последствий от сокращения его площади.

Излагаются различные вопросы краткосрочных и долгосрочных прогнозов погоды. Обсуждаются некоторые особенности изучения климата и его изменений в условиях усилившихся антропогенных воздействий. Предлагается модель управления эколого-экономической системы в части минимизации затрат при планировании и осуществлении воздухоохраных мероприятий.

Сборник рассчитан на широкий круг специалистов, изучающих Аральское море и его влияние на климат сопредельных районов, а также работающих в области прогнозов погоды.

416359



Г  $\frac{1805040400-319}{069(02)-88}$  84-88(1)

© Казахский региональный научно-исследовательский гидрометеорологический институт, 1988 г.

ISBN 5-286-00287-0

Л. П. ТУЛИНА

### К ОЦЕНКЕ ВЛИЯНИЯ ПОНИЖЕНИЯ УРОВНЯ АРАЛЬСКОГО МОРЯ НА ВЛАЖНОСТЬ ВОЗДУХА В СЕВЕРНОМ И ВОСТОЧНОМ ПРИАРАЛЬЕ

Падение уровня Аральского моря, сокращение объема водной массы, площади водной поверхности и стока р. Сырдарья привело в настоящее время к негативным экологическим последствиям в Северном и Восточном Приаралье. В литературе имеются количественные оценки антропогенного воздействия падения уровня Аральского моря на климатические условия Приаралья [1—3]. Они прежде всего касаются температурно-влажностного режима в регионе. В наиболее явном виде это влияние выявляется при оценке изменения параметров, характеризующих влажность воздуха и влагосодержание атмосферы. Оценим степень этого влияния на изменение относительной влажности воздуха, характеризующей насыщение воздуха водяным паром. Для этого используем средние месячные значения относительной влажности воздуха  $f$  по семи станциям региона, расположенным на различном удалении от моря. Данные станций привлечены за период с 1936 по 1985 г., а оценка влияния моря производилась по пятилетиям, начиная с 70-х годов и по настоящее время, т. е. для периода интенсивного падения уровня моря.

За период с 1936 по 1985 г. рассматривались разности значений влажности на станции, расположенной в зоне влияния моря, и на станции, удаленной на значительном расстоянии и имеющей многолетние колебания, аналогичные колебаниям в регионе. За период интенсивного падения уровня Аральского моря разности определялись по пятилетиям за 1971—1975, 1976—1980 и 1981—1985 гг. и производилась оценка их изменений за отдельные пятилетия относительно средней разности за многолетний (чистый) период. Последняя складывается за счет особенностей циркуляционных процессов, местоположения станций, влияния Аральского моря в условиях слабого воздействия антропогенных факторов на метеорологический режим. Изменения разностей за отдельные пятилетия относительно средней многолетней обусловлены в основном антропогенными факторами.

Многолетние средние месячные значения относительной влажности воздуха по станциям Приаралья, представленные в [4] и полученные за период с 1891 по 1964 г., свидетельствуют о том,

что влияние моря проявляется в течение всего теплого полугодия, но на небольшом удалении от него. Так, на расстоянии 40—50 км к северу и северо-востоку от моря в районе станций Саксаульская, расположенной в 40 км от Аральского моря в юго-восточной части Северно-Приаральского песчано-глинистого пустынного района Казахстана, и Монсыр, расположенной на юге песков Приаральские Каракумы, влияние моря не прослеживается. В теплом полугодии существенно выше значения влажности наблюдались в дельте р. Сырдарьи в районе Қазадинска, где в условиях Сырдарьинского пустынно-долинного района наличие большой реки с ее многочисленными рукавами и старицами, образующими большую дельту, в условиях орошения в течение всего теплого периода сохраняется повышенный фон влажности воздуха.

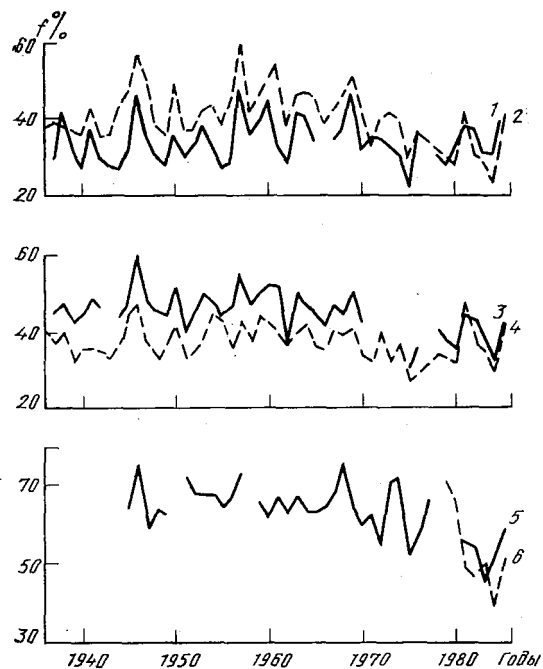
С апреля по октябрь море оказывало существенное влияние на режим влажности в районе ст. Аральское море, расположенной в прошлом на северном берегу залива Сары-Чаганак. Своеобразный влажностный режим формировался также на островных станциях (Барсакельмес, Узункаир и Уялы).

Можно полагать, что на данных [4] не сказалось влияние падения уровня моря и фактические различия являются результатом влияния циркуляционных условий, местоположения станций, их удаленности относительно Аральского моря. Сравнение средних многолетних значений относительной влажности за 1891—1964 гг. и 1936—1970 гг. в теплый период года свидетельствует, что практически они не изменились и различия или отсутствуют, или не превышают 1%. Поэтому использование средних многолетних значений рассматриваемого параметра за период с 1936 по 1970 г. для оценки антропогенного влияния вполне обосновано.

Для выбора станции, расположенной вне влияния моря, был рассмотрен многолетний временной ход средних многолетних значений влажности воздуха по станциям Приаралья (рисунок). Следует указать, что разрывы на кривых, представленных на рисунке, являются следствием отсутствия наблюдений за отдельные годы. Многолетний ход средних месячных значений относительной влажности воздуха на ст. Саксаульская хорошо согласуется с таковым в районах, где влияние моря очевидно, и в то же время данные этой пустынной станции можно принять как свободные от влияния Аральского моря.

Рассматривая осредненные по пятилетиям значения относительной влажности по станциям Приаралья и их разности относительно влажности на ст. Саксаульская следует отметить, что они обусловлены естественными и антропогенными факторами (табл. 1).

На режим влажности в теплом полугодии в Приаралье сказалось недостаточное увлажнение в десятилетия 1970—1979 гг., которое наблюдалось на большой территории, включая весь Центральный Казахстан. В наибольшей степени оно было выражено в летние месяцы и нашло отражение в изменении в указанный период и влажностных характеристик. Неблагоприятные условия



Многолетний ход относительной влажности воздуха в июле на станциях Приаралья:  
 1 — Саксаульская, 2 — Аральское море, 3 — Казалинск,  
 4 — Кзыл-Орда, 5 — Уялы, 6 — Баян

увлажненности, обусловленные циркуляционными процессами, были нарушены в регионе Аральского моря в 1981—1985 гг., что проявилось в увеличении влажностных характеристик в Приаралье, за исключением районов, непосредственно прилегающих к Аральскому морю. В прибрежных районах антропогенное влияние на иссушение приземного слоя воздуха оказалось существеннее тех естественных изменений, которые были обусловлены циркуляционными процессами, что подтверждается данными станций Аральское море и Уялы. Это прежде всего Северное Приаралье, где с отступанием моря иссушение воздуха в летние месяцы продолжает расти, несмотря на некоторое увеличение осадков. Летом в рассматриваемом районе наблюдается 1—2 дня с осадками и кратковременные повышения влажности воздуха не могут компенсировать неблагоприятные антропогенные воздействия.

Динамику антропогенного влияния в различных районах Приаралья можно проследить по данным табл. 1. Характеризуя это влияние в районе ст. Аральское море можно отметить тесную связь в многолетнем ходе влажности в летние месяцы на станциях Саксаульская и Аральское море в период с 1951 по 1965 г. Однако уже в 1966—1970 гг. существенно уменьшаются разности

Таблица 1

Разность средних месячных значений относительной влажности, %

Период	IV	V	VI	VII	VIII	IX
Аральское море — Саксаульская						
1951—1955	1,6	9,0	7,4	7,4	7,4	6,0
1956—1960	1,2	9,4	8,2	9,2	9,6	4,8
1961—1965	4,0	7,2	10,0	10,0	8,0	3,4
1966—1970	-0,2	8,2	7,2	-7,2	-0,2	2,6
1971—1975	9,0	8,2	7,6	5,6	4,2	3,2
1976—1980	2,2	4,2	3,6	0,2	-2,0	-2,8
1981—1985	-1,2	0,0	-2,2	-3,6	-5,8	-3,4
Казалинск — Саксаульская						
1951—1955	-0,4	7,2	11,2	13,2	13,6	13,6
1956—1960	-2,4	5,4	10,6	10,6	11,4	9,2
1961—1965	1,0	2,2	6,2	9,2	8,0	7,0
1966—1970	1,6	6,2	7,8	7,5	4,2	5,0
1971—1975	5,5	7,8	7,1	4,0	6,9	9,4
1976—1980	-1,0	5,6	4,7	5,2	0,9	1,6
1981—1985	-3,8	1,2	0,6	4,0	3,0	1,8
Кзыл-Орда — Саксаульская						
1951—1955	-4,8	0,8	0,8	6,6	5,6	3,4
1956—1960	2,0	-2,0	-1,6	1,2	3,0	0,8
1961—1965	-4,2	-2,6	-2,6	2,4	1,6	0,0
1966—1970	-2,4	0,2	0,2	0,5	-2,6	-3,8
1971—1975	7,3	2,0	2,0	2,2	1,2	0,4
1976—1980	-3,2	1,4	1,4	0,0	-3,0	-7,6
1981—1985	-2,6	4,0	4,0	1,8	-1,6	-1,6
Уялы — Саксаульская						
1951—1955	17,6	25,8	32,2	35,8	29,8	22,2
1956—1960	14,4	26,4	35,6	27,2	26,2	20,2
1961—1965	17,2	24,6	27,4	29,0	26,4	19,8
1966—1970	22,0	26,5	28,8	29,8	30,2	26,0
1971—1975	25,0	28,5	34,2	31,8	29,6	27,0
1976—1980	8,0	22,2	22,0	22,0	25,0	15,4
1981—1985	0,6	7,6	13,5	18,0	15,0	10,8

осенью, а начиная с 1976 г. и во все другие месяцы теплого периода по причине иссушения приземного слоя воздуха в районе последней. С 1980 г. значения влажности в районе ст. Аральское море становятся ниже, чем в районе ст. Саксаульская. Таким образом, можно полагать, что влияние моря на режим влажности в северном направлении в приземном слое распространяется недалеко, чему способствуют и господствующие здесь северо-восточные потоки у земли. В восточном направлении влияние Аральского моря и дельты р. Сырдарья распространяется на большее расстояние. Изменение этого влияния во времени можно проследить по данным ст. Казалинск, расположенной в 60—65 км от берегов Аральского моря в низменной равнине на правом берегу р. Сыр-

дарьи. Близость моря, большой реки с ее многочисленными рукавами и старицами безусловно оказывала влияние на режим влажности в приземном слое. Изменение влажности в этом регионе за счет антропогенного фактора наблюдалось со второй половины 70-х годов и особенно заметно в первой половине текущего десятилетия. В настоящее время можно полагать, что районы дельты Сырдарьи, где отсутствует орошение, находятся в крайне неблагоприятных условиях влажностного режима.

Наибольшее влияние понижения уровня моря на влажность воздуха наблюдается на освобождающейся от моря территории. На некогда островной станции Уялы средние месячные значения относительной влажности воздуха были значительно выше, чем в пустыне. Эти различия даже несколько возросли в условиях обмеления моря в первой половине 70-х годов за счет роста интенсивности испарения. По мере отступления моря в 1981 г. ст. Уялы уже располагалась к востоку от моря на расстоянии 1 км, а влияние последнего на влажность значительно ослабло. В районе ст. Кзыл-Орда закономерного уменьшения влажности в сравнении с районом ст. Саксаульская проследить не удается. Однако и здесь наблюдается понижение влажности во второй половине лета.

Влияние опустынивания дельты и уменьшение влияния моря за последние десять лет проявляется во все месяцы теплого периода. В районе северного побережья (ст. Аральское море) в

Таблица 2

Изменение разностей средних месячных значений относительной влажности воздуха, %

Период	IV	V	VI	VII	VIII	IX
Аральское море						
1971—1975	10,9	0,6	-2,8	-6,7	-5,0	-4,8
1976—1980	-1,0	-7,8	-12,0	-19,1	-20,0	-17,9
1981—1985	-7,0	-16,6	-25,5	-27,8	-29,1	-19,2
Казалинск						
1971—1975	16,7	4,5	-2,8	-14,5	-5,3	-4,5
1976—1980	-2,2	1,8	-10,8	-18,4	-15,2	-12,8
1981—1985	-7,4	-8,1	-20,0	-20,9	-15,8	-16,8
Кзыл-Орда						
1971—1975	20,8	8,6	-0,5	-3,4	-5,9	-4,9
1976—1980	0,2	7,0	-2,2	-9,1	-16,8	-23,6
1981—1985	1,4	13,8	4,9	-4,4	-13,1	-9,6
Уялы						
1971—1975	9,7	4,0	4,4	1,7	1,1	6,2
1976—1980	-13,8	-5,6	-14,2	-13,2	-6,1	-12,1
1981—1985	-24,1	-27,9	-27,1	-19,3	-21,6	-19,4

Примечание. Отрицательные значения соответствуют уменьшению относительной влажности относительно среднего многолетнего значения.



июне — августе антропогенное влияние выражается в уменьшении влажности на 25—30% относительно средних значений за период с 1936 по 1970 г., а на ст. Казалинск — на 15—20% (табл. 2).

На изменение влажностного режима в Восточном Приаралье влияет не только понижение уровня моря, но и иссушение дельты р. Сырдарьи с ее многочисленными рукавами и старицами. Понижение уровня моря и влияние дельты сказывается и на глубине залегания грунтовых вод. Все эти факторы в совокупности и взаимодействии оказывают влияние на режим влажности. Наблюдаемое иссушение приземного слоя воздуха способствует ухудшению экологической обстановки в регионе, появлению новых очагов дефляции и приводит к другим неблагоприятным последствиям.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кувшинова К. В., Утина З. М. Расчет изменения температуры и влажности воздуха при усыхании Аральского моря. — Труды ГГО, 1982, вып. 468, с. 65—71.
2. Кузнецова Л. П. Атмосферный влагообмен над территорией СССР. — М.: Наука, 1983. — 172 с.
3. Прохоров И. И. Возможные изменения отдельных климатических характеристик в связи с изменением площади Аральского моря. — Труды КазНИГМИ, 1972, вып. 44, с. 25—31.
4. Справочник по климату СССР, Казахская ССР. — Л.: Гидрометеиздат, 1968, вып. 18, часть IV. — 548 с.

*Л. П. ТУЛИНА*

#### К ВОПРОСУ О ГОРИЗОНТАЛЬНОМ ПЕРЕНОСЕ ВЛАГИ ИЗ ВОСТОЧНЫХ РАЙОНОВ ПРИАРАЛЬЯ

Важным звеном влагооборотных процессов является горизонтальный перенос влаги. Как установлено рядом авторов [2, 4], дополнительное испарение в Приаралье (с акватории моря, орошаемых массивов, территории дельты Сырдарьи) не оказывает существенного влияния на осадки в районах дополнительного испарения. Это обусловлено рядом причин и, в первую очередь, неблагоприятными циркуляционными условиями для образования осадков летом, большой повторяемостью антициклонических процессов, инверсионных условий, которые усиливаются самим процессом испарения. Поэтому для оценки влияния испарения с акватории Аральского моря на осадки в других районах Казахстана необходимо учитывать горизонтальный перенос влаги, а также время достижения влагой уровня конденсации.

По данным [3], полученным для северной части Каспийского и Аральского морей, водяной пар достигает уровня 850 гПа за 1—1,5 сут, а уровня 700 гПа — за 2 сут и более. Учитывая сред-

ние расстояния горизонтального переноса за сутки (на поверхности 850 гПа суточное расстояние переноса в 84—88% случаев составляет 250—700 км), можно полагать, что уровня конденсации водяной пар достигает при выносе за пределы района на 500—1500 км. При этом произойдет существенное его рассеяние за счет изменения скоростей переноса по горизонтали и вертикали.

Вопросы горизонтального переноса влаги невозможно рассматривать в отрыве от крупномасштабных и региональных циркуляционных процессов. В условиях Казахстана роль последних особенно велика, что обусловлено внутриконтинентальным его положением, неоднородностью подстилающей поверхности и большим вертикальным расчленением. Указанные факторы оказывают большое влияние на развитие и возникновение атмосферных возмущений. Западный поток, встречая на своем пути горный массив Средней Азии, деформируется и разделяется на два потока: один поворачивает к северо-востоку, второй — к юго-востоку, уходя за пределы Казахстана. Такая деформация потока обуславливает определенную кривизну траекторий переноса влаги из районов Приаралья, которые или уходят в Среднюю Азию, или изгибаются к северо-востоку при приближении к горным районам. Искажение воздушного потока прослеживается до больших высот.

В каждом конкретном случае траектории переноса воздушных частиц определяются циркуляционными процессами, в том числе и региональными, при которых наблюдается значительное расчленение атмосферного стока по высоте, большая кривизна траекторий переноса и длительное пребывание (вращение) воздушных частиц над определенными районами Казахстана.

В теплый период года, когда влияние испарения с акватории Аральского моря на увлажнение атмосферы очевидно, все многообразие циркуляционных процессов в рассматриваемой южной половине Среднего региона можно свести к следующим типовым циркуляционным процессам: южнокаспийский циклон (1), мургабский циклон (2), северо-западное холодное вторжение (3), северное холодное вторжение (4), западное вторжение (5), малоподвижный циклон над севером Казахстана (6), малоподвижный циклон над западом Казахстана (6а), волновая деятельность на юге и юго-востоке Казахстана (7), малоградиентное поле пониженного давления (8), малоградиентное поле повышенного давления (9), юго-восточная (восточная) периферия антициклон (10), юго-западная периферия антициклона (11), антициклон (12) (табл. 1).

Характеризуя особенности циркуляционных процессов в теплом полугодии в соответствии с проведенными обобщениями за указанный ряд лет, можно отметить, что повторяемость южных циклонов в июне — сентябре мала, а выходов мургабского циклона летом практически не наблюдалось. Так как увлажнение района Приаралья в теплый период года в основном определяется холоднофронтными вторжениями, приведем ряд параметров,

Таблица 1

Повторяемость (%) числа дней с циркуляционными процессами  
в апреле — октябре 1966—1976 гг.

Тип процесса	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	IV—X
1	3	4	2	—	—	1	1	1,5
2	2	—	—	—	—	—	—	0,5
3	5	8	8	7	8	9	10	8
4	3	10	12	11	13	5	6	8
5	5	8	3	5	8	6	12	7
6	0,3	—	3	4	4	—	1	2
6а	0,7	2	—	2	—	2	—	1
7	—	—	1	—	—	—	—	—
8	11	12	24	26	12	16	12	16
9	10	10	14	20	13	12	11	13
10	20	18	18	15	24	15	15	18
11	17	14	7	3	8	14	14	11
12	23	14	8	7	10	20	18	14

характеризующих указанные процессы и особенности горизонтального переноса влаги ими определяемые.

Повторяемость северо-западных вторжений в среднем за теплый период несколько превысила 8 % и мало менялась в течение теплого полугодия. По частоте проявления северо-западные вторжения уступали антициклоническим процессам и малоградиентным полям повышенного и пониженного давления. Все варианты северо-западного вторжения, отличающиеся различной интенсивностью, имели основную особенность — меридиональность потоков, и характеризовались проникновением умеренного воздуха с северо-запада через Западный Казахстан на центральные и восточные районы республики. Указанный процесс определяет преобладающий атмосферный сток из Восточного Приаралья на юго-восток к горным системам Тянь-Шаня.

В пределах рассматриваемого периода в засушливые годы повторяемость северо-западных вторжений сокращалась до 5% (1975 г.), в умеренно-влажные возрастала до 10% (1976 г.) относительно приведенного среднего уровня. Средняя продолжительность северо-западного холодного вторжения составила 3,2 сут. Наибольшая продолжительность наблюдалась в апреле и мае, наименьшая — в июне, но в целом она менялась мало в теплый период.

Для западных вторжений также характерна меридиональность высотного барического поля, но в отличие от северо-западных вторжений степень меридиональности невелика. Западные вторжения в районе Аральского моря нередко сопровождаются циклогенезом. Меридиональный высотный теплый гребень над Казахстаном с ориентацией с юго-востока на северо-запад благоприятствует малоподвижности циклона в районе Аральского

моря [1], что определяет и изменение траекторий воздушных частиц. Повторяемость западных вторжений составила 7%, а средняя продолжительность — 3,3 сут.

При северных вторжениях холодный воздух проникает в Казахстан с севера через Урал и Западную Сибирь, при этом высотное барическое поле характеризуется резко выраженной меридиональностью изогипс и глубокой ложбиной над Казахстаном, что, в свою очередь, определяет меридиональность траекторий переноса воздушных частиц. Повторяемость процесса в среднем составила 8%, продолжительность — 3,5 сут. Чаще процесс отмечался в мае — августе (10—13% всех дней).

Местоположение Казахстана на Евразийском материке в совокупности с рельефом способствует возникновению региональных циркуляционных процессов и, прежде всего, возникновению волн и циклонов над Западным Казахстаном, к востоку от Уральского хребта в районе Туранской низменности, которая подвергается адвекции холодных масс воздуха с севера и выносу тропического воздуха с юга. Частое возникновение циклонических возмущений над Западным Казахстаном и их стационарирование (процесс ба) авторы [1] объясняют обострением температурных контрастов на холодном фронте, а также орографическим возмущением воздушных течений, вызываемых Кавказским хребтом.

Благоприятные условия для формирования и стационарирования высоких циклонов над севером Казахстана или югом Западной Сибири складываются при наличии высокого холодного циклона над районами востока ЕТ СССР и Среднего Урала. На южной периферии его, т. е. севернее Каспийского и Аральского морей, при наличии над Средней Азией термической депрессии возможно возникновение нового циклонического образования.

Малоподвижные циклоны над севером и западом Казахстана имеют небольшую статистическую повторяемость (1,7 и 0,9% соответственно), однако в отдельные годы повторяемость этих процессов резко возрастает. Малоподвижный циклон над югом Западной Сибири — севером Казахстана наблюдался преимущественно в летние месяцы и обуславливал ливневые осадки на большой территории, в том числе и в Приаралье. У поверхности земли и на высотах в районах ливней отмечалась значительная циклоническая кривизна изобар и изогипс, что способствовало возникновению упорядоченных восходящих токов. Большое увлажнение всей толщи тропосферы и неустойчивая стратификация, обусловленная прогревом воздуха у земной поверхности и наличием очага холода на высотах, создают при этом типе процессов благоприятные условия для формирования и выпадения обильных осадков при прохождении вторичных фронтов. Циклон охватывает циркуляцией всю тропосферу. Хорошо выраженные перед его образованием меридиональные движения в барическом поле обеспечивают проникновение холодного воздуха в Казахстан и вынос теплого воздуха в северные его районы. Средняя продолжительность процесса составила 3—4 сут.

Малоградиентное поле пониженного давления, наиболее часто повторяющийся процесс в летнее время в рассматриваемом периоде, характеризовалось многоцентровым полем пониженного давления. При этом в отдельных локальных районах часто наблюдался частный циклогенез. К ним можно отнести район Аральского моря, Северное Прибалхашье, плато Устюрт. При таком обширном многоцентровом циклоническом поле в отдельных районах отмечались ливневые дожди. Малоградиентное поле пониженного давления в Казахстане формируется также и при переваливании циклона через Урал с ЕТ СССР в Западную Сибирь. В этом случае фронтальные системы, связанные с циклоном, расположенным над Западной Сибирью, захватывают северные районы Казахстана и обуславливают выпадение там осадков. Процесс также часто является переходным от антициклонических полей к вторжениям. Поле пониженного давления формируется и за счет распространения над Казахстаном северо-западной периферии среднеазиатской термической депрессии, обуславливающей отсутствие осадков в зоне воздействия.

Повторяемость полей пониженного давления летом велика и составила в апреле—октябре 16%, а в июне—июле—24—26%. В засушливом 1975 г. в целом за теплый период повторяемость их возросла до 24%, а в июле этого года—до 45%. Продолжительность указанных барических полей велика и составляет от 3—4 сут в апреле—мае до 7—9 сут в июне—июле и 4—5 сут в последующие месяцы. В исследуемом десятилетии малоградиентным полям пониженного давления в основном предшествовали антициклонические процессы.

Малоградиентные поля повышенного давления имели существенную повторяемость (13%), чаще наблюдались в центральные летние месяцы. Продолжительность их существования в среднем составляла 4,5 сут, а в июле—6,8 сут. Юго-восточная периферия антициклона в 48% случаев отмечалась в тылу вторжений. При этом над Западным Казахстаном располагалось ядро высокого давления. Усиливающееся антициклоническое ядро часто задерживалось над Западным Казахстаном (средняя продолжительность процесса 5,3 сут), что приводило к продолжению холодной адвекции. С формированием теплого высокого гребня над западными районами Казахстана и затоком холода по восточной периферии ядра в заключительной стадии вторжения с большой вероятностью отмечалось увеличение количества осадков. Повторяемость процесса в апреле—октябре в среднем составила 18%. Значительное место в циркуляционном режиме региона занимает юго-западная периферия антициклона (повторяемость 11%), особенно в переходные месяцы рассматриваемого периода, когда возрастает не только частота появления процесса, а и продолжительность существования до 4—5 сут. В апреле—октябре в 14% дней район в среднем находился под воздействием антициклона. В циркуляционный режим существенный вклад антициклон вносит в переходные месяцы, в июле его повторяемость снижалась до

7%. Продолжительность существования антициклона в течение теплого периода варьировала весьма широко, а в осреднении за период с 1966 по 1976 г. в апреле она составила 9,3 сут, к середине лета снижалась до 3,5 сут, в октябре достигала 7,8 сут, составляя в среднем за период 5,4 сут.

Приведенная статистическая повторяемость различных процессов определялась из общего количества дней, равного 2354, а для отдельных месяцев из расчета 330—341 дня.

В отдельные годы повторяемость процессов, а вместе с ней и направление атмосферного стока существенно изменялись. В засушливые годы в сравнении со средними многолетними показателями значительно сокращалась повторяемость северо-западных и западных вторжений. Как правило, не наблюдалось стационарирования циклонов на севере Казахстана и возрастало число дней с малоградиентными полями пониженного и повышенного давления.

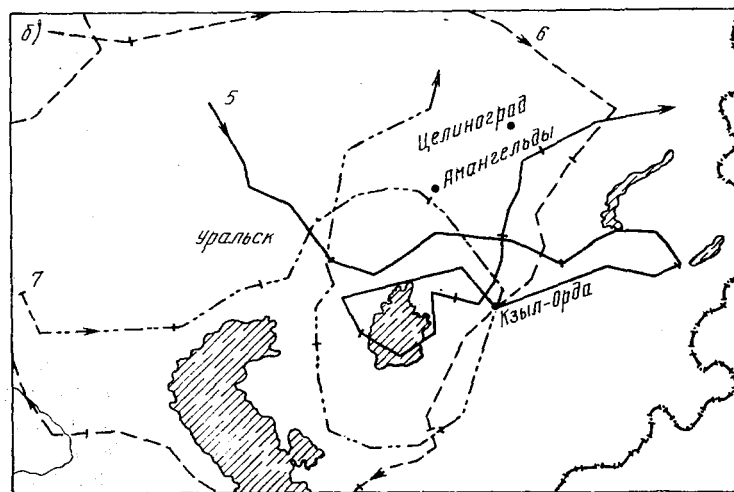
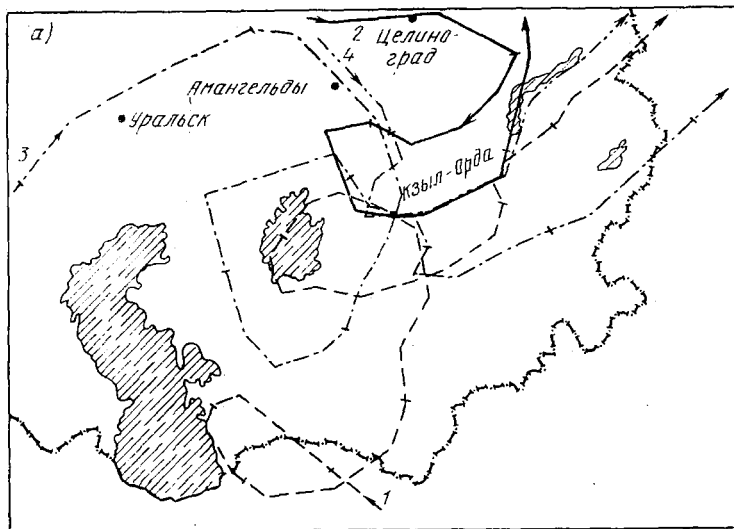
Приведенный краткий обзор атмосферных процессов свидетельствует о их разнообразии и, следовательно, о большом рассеянии влаги, испарившейся с акватории Аральского моря, по различным направлениям. Исходя из повторяемости процессов можно полагать о преобладании в засушливые годы большой меридиональности в переносах, а в годы с большой повторяемостью западных и северо-западных холоднофронтных вторжений на Казахстан — выносе на восток и юго-восток республики.

При холоднофронтных вторжениях участок траектории прихода воздушных частиц в большинстве случаев прямолинеен. Для уходящей воздушной частицы на поверхности 850 гПа может наблюдаться циклонический и антициклонический разворот и вынос на ЕТ СССР в последнем случае. На высотах 3—5 км вращение частиц при этом часто обусловлено высоким циклоном, центр которого расположен в Западной Сибири. В завершающей стадии вторжения в условиях юго-восточной периферии антициклона на поверхности 850 гПа чаще атмосферный сток происходит через Среднюю Азию в Афганистан и Китай.

В условиях малоградиентных полей пониженного давления воздушные частицы с большой повторяемостью поступают с южных или центральных районов ЕТ СССР. Траектории на 850 гПа, а часто и на более высоких уровнях, принимают форму восьмерки. При таких циркуляционных условиях частицы пребывают над указанной территорией 7—10 сут. Случаи продолжительного вращения частиц в атмосфере над Приаральем имели место и при антициклонических процессах (рисунок).

В связи с указанными особенностями региональных процессов, протекающих в атмосфере над территорией Казахстана, можно полагать, что влияние Аральского моря на дополнительное увлажнение атмосферы в ослабленном виде распространяется на большую территорию.

Представление о направлениях переноса водяного пара из районов Приаралья можно получить на основе исследований Л. П. Куз-



Траектории переноса воздушных частиц из района Кзыл-Орды в мае — августе 1978 г.:

а — малоградиентное поле низкого давления, 700 гПа; б — антициклон, 850 гПа; 1 — 12 V, 2 — 13 VI, 3 — 16 VI, 4 — 26 VIII, 5 — 5 V, 6 — 23 VII, 7 — 11 VIII

нецовой [4, 5], в которых для Срединного региона представлены результирующие потоки влаги в атмосфере, их зональные и меридиональные компоненты. Согласно указанным данным над бессточной областью Срединного региона результирующий поток влаги летом направлен на юго-восток, причем к югу в нем усиливается северная составляющая. Ближе к переходным сезонам

результатирующий поток приближается к зональному (западному). По данным [4] значительная доля влаги выносится атмосферным стоком за пределы страны через южную и восточную границы Средней Азии и Казахстана. Однако здесь же указывается и на то, что оценка направлений атмосферного стока с Аральского моря может быть уточнена по расчетам траекторий выноса влаги.

Нами заключение о направлениях атмосферного стока из районов Восточного Приаралья делается на основании расчета направлений результирующих ветров в слое 0—500 гПа и построения траекторий прихода и ухода воздушных частиц для Кызыл-Орды. Направления результирующих ветров рассмотрены на основании данных радиозондирования за апрель—сентябрь 1975 и 1976 гг. за отдельные сроки, определена их вероятность по восьми румбам. В 1975 засушливом году повторяемость северо-западных направлений результирующих ветров за теплый период достигла 22%, западных — 21%, т. е. перенос на восток и юго-восток в слое земля—500 гПа составил 43%, на юг и юго-запад — 40%. В год умеренного увлажнения (1976 г.) результирующий вынос на восток и юго-восток возрастал до 50%, а на юг и юго-запад повторяемость его сократилась до 29%.

За указанные два года в нижнем 5-километровом слое атмосферы была рассчитана повторяемость направлений результирующих ветров при различных процессах на основе ежедневного календаря. Сохраняя полученную повторяемость направлений результирующих ветров по процессам и исходя из повторяемости процессов за 1966—1978 гг., был произведен пересчет повторяемости направлений результирующих ветров на указанный период. В результате получили, что перенос на восток и юго-восток из района Кызыл-Орды осуществляется в 42% случаев, а на юг и юго-запад в 38%, т. е. результирующий перенос в 5-километровом слое в 80% случаев происходит в указанных четырех направлениях.

Основные особенности рассеяния влаги из Восточного Приаралья рассматривались также на основе построения траекторий переноса воздушных частиц из района Кызыл-Орды на двух уровнях поверхностей — 850 и 700 гПа, которое производилось для теплого полугодия 1972, 1975, 1976 и 1978 гг. с использованием карт барической топографии за 00 и 12 ч московского времени 6-часовыми отрезками. Полученные участки ухода воздушных частиц классифицировались по четырем секторам окружности, при этом первому сектору соответствовал уход на северо-восток, второму — на юго-восток и т. д. Всего было рассмотрено 70 траекторий для каждой из указанных поверхностей. Распределение траекторий по секторам производилось для укрупненных групп процессов — циклонических (процессы 1—8) и антициклонических (процессы 9—12) и в совокупности для тех и других.

При изучении атмосферного стока из района Кызыл-Орды следует учитывать, что на нижних уровнях в атмосфере (на поверхности 850 гПа) на уход воздушных частиц определенное воздей-



ствие оказывают северные склоны Тянь-Шаня (хребет Каратау), уменьшающееся на более высоких уровнях в атмосфере.

Рассеяние направлений атмосферного переноса в Приаралье определяется большой повторяемостью низких барических образований (чаще частных и волновых циклонов в районе Тургайской ложбины и на западе Казахстана), которые определяют петляние траекторий и перенос воздушных частиц на уровне 850 гПа в радиусе окружности 500 км во все четыре сектора. Отсутствие определенной направленности в переносах наиболее выражено при антициклонических процессах. По мере удаления от исходного пункта направление движения воздушных частиц делается более определенным. Процесс атмосферного стока за пределы Казахстана происходит быстрее при циклонических процессах, чем при антициклонических.

Описанные циркуляционные процессы обуславливают не только большое рассеяние переносов, а и большую кривизну траекторий воздушных частиц над Казахстаном. Преобладающая часть значений коэффициентов кривизны траекторий воздушных частиц, представляющих собой отношение длин спрямленного пути к фактическому между входом и выходом относительно территории Казахстана, укладывается в пределы 0,40—1,00. На поверхности 850 гПа при циклонических процессах повторяемость коэффициентов кривизны траекторий в пределах значений 0,40—0,79 и 0,80—1,00 составляет 43 и 37% соответственно, а на 700 гПа — 39 и 55%. При антициклонических процессах на уровне 850 гПа повторяемость коэффициентов указанных градаций достигает 43 и 44%, а на 700 гПа — 27 и 68%, т. е. траектории значительно спрямляются на более высоких уровнях в атмосфере.

Учитывая описанный выше характер рассеяния влаги можно полагать, что в условиях Приаралья наблюдается накопление влаги до уровня 850 гПа, что особенно характерно в условиях антициклонических процессов, когда, как правило, не происходит выпадения осадков. Накопление влаги в Восточном Приаралье до указанного уровня подтверждается сравнением фактических данных влагосодержания, рассчитанных по данным аэрологического зондирования Кзыл-Орды и Джезказгана (табл. 2).

Расчет влагосодержания атмосферы (содержания воды в вертикальном столбе атмосферы с единичным сечением 1 м<sup>2</sup>) произведен в изобарической системе координат по формуле

$$W = -\frac{1}{g} \int_{P_0}^P q dP,$$

где  $W$  — влагосодержание, кг/м<sup>3</sup>;  $P_0$  и  $P$  — давление на уровне земли и поверхности 850 гПа;  $q$  — удельная влажность.

Анализ данных по переносу влаги из района Кзыл-Орды в совокупности при циклонических и антициклонических процессах свидетельствует о том, что на уровне 850 гПа вынос осуществляется по всем секторам, но преимущественно в первый сектор. Рав-

Таблица 2

Среднее месячное значение парообразной влаги (кг/м<sup>2</sup>)  
в апреле — сентябре 1971—1980 гг.

Пункт	IV	V	VI	VII	VIII	IX
Джезказган	4,4	5,4	6,0	6,5	5,8	4,4
Кзыл-Орда	5,4	6,2	7,2	8,0	6,6	5,3

новероятен перенос водяного пара во второй и третий секторы (25 и 24% соответственно) и значительно реже он происходит на северо-запад (табл. 3). На уровне 700 гПа рассеяния водяного пара на северо-запад (в четвертый сектор) не наблюдается, а с максимальной повторяемостью перенос происходит во второй сектор. Суммарно при циклонических и антициклонических процессах он составляет 46% общего числа случаев.

В условиях циклонических процессов возрастает перенос в первые два сектора, а на уровне 700 гПа — во второй сектор. Атмосферный сток из Восточного Приаралья на указанном уровне в

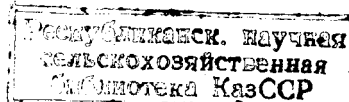
Таблица 3

Повторяемость направлений переноса водяного пара из района Кзыл-Орды

Процесс	Сектор				Общее количество случаев
	1	2	3	4	
Циклонический	850 гПа				40
	$\frac{18}{45}$	$\frac{12}{30}$	$\frac{9}{22}$	$\frac{1}{3}$	
	700 гПа				41
	$\frac{16}{39}$	$\frac{23}{56}$	$\frac{2}{5}$	—	
Антициклонический	850 гПа				31
	$\frac{11}{36}$	$\frac{6}{19}$	$\frac{8}{26}$	$\frac{6}{19}$	
	700 гПа				28
	$\frac{8}{23}$	$\frac{9}{32}$	$\frac{11}{40}$	—	
Циклонический и антициклонический	850 гПа				71
	$\frac{29}{41}$	$\frac{18}{25}$	$\frac{17}{24}$	$\frac{7}{10}$	
	700 гПа				68
	$\frac{24}{35}$	$\frac{31}{46}$	$\frac{13}{19}$	—	

Примечание. В числителе — число случаев, в знаменателе — процент.

416359



первые два сектора достигает 95%. При антициклонических процессах значительный вес приобретает перенос на юго-запад.

Из районов Приаралья атмосферный сток на уровне 850 гПа в первый сектор преимущественно происходит в условиях малоградиентных полей пониженного давления и западных вторжений, а во второй — при холоднофронтных вторжениях, стационарном циклоне на юге Западной Сибири — севере Казахстана и малоградиентных полях пониженного давления.

На уровне 700 гПа перенос на юго-запад осуществляется преимущественно по юго-восточной периферии антициклонов и в условиях антициклонической циркуляции над Казахстаном, на северо-восток — восток — при малоградиентных полях и стационарном циклоне на севере Казахстана, на юго-восток — преимущественно при холоднофронтных вторжениях и малоградиентных полях пониженного давления. Здесь при всех процессах возрастает повторяемость рассеяния водяных паров во второй сектор в сравнении с переносом на уровне 850 гПа в основном за счет уменьшения атмосферного стока в первый и четвертый секторы.

Анализируя перенос водяного пара из Восточного Приаралья за пределы Казахстана на основе местоположения участков ухода траекторий, можно отметить следующие основные направления переноса влаги. На уровне 850 гПа при переносах в первый сектор дальнейший вынос происходит преимущественно в Западную и Восточную Сибирь (17 случаев), в Китай и Монголию (11 случаев). Из второго сектора преобладает перенос в Китай и Среднюю Азию (10 и 3 случая соответственно), а из третьего — в Иран. На поверхности 700 гПа атмосферный сток преобладает в Китай, Западную и Восточную Сибирь, Монголию.

При атмосферном стоке в Китай траектории нередко проходят над Джунгарским Алатау. При этом перенос осуществляется или вдоль горных систем юга и юго-востока Казахстана, или над южными районами Казахского мелкосопочника, Прибалхашьем, Джунгарией и далее в Китай. Нередко траектории переноса из района Кызыл-Орды проходят над Средней Азией, а затем над предгорными и горными районами Северного Тянь-Шаня. При указанных траекториях осадки летом в горах Заилийского Алатау, как правило, не выпадают.

Распределение траекторий по секторам на участках их ухода из Кызыл-Орды в годы с различным увлажнением свидетельствует о том, что на уровне 850 гПа во влажные годы преобладает вынос испарившейся в Восточном Приаралье влаги на юго-восток Казахстана, в засушливые годы возрастает повторяемость выносов в Среднюю Азию. На уровне 700 гПа существенных различий в направлениях переноса в годы с различным увлажнением не отмечалось и преобладал вынос в Китай.

Средняя продолжительность переноса водяного пара из районов Приаралья за пределы Казахстана зависит от направления переноса. В северо-восточном направлении в среднем она составляет 3,5 сут, а в юго-западном — 1,5 сут. В отдельные периоды

продолжительность выноса влаги из Восточного Приаралья за пределы Казахстана возрастает до 5—6 сут, что особенно характерно для малоградиентных барических полей и антициклонических процессов. На уровне 700 гПа продолжительность атмосферного стока из Восточного Приаралья при рассеянии во все секторы сокращается в среднем на 1 сут.

Исследуя вероятность попадания воздушных частиц при переносе их из Восточного Приаралья вдоль траекторий в зоны осадков и учитывая продолжительность переноса можно заметить, что наибольшая вероятность реализации испарившейся с акватории Аральского моря и переносимой над территорией Казахстана влаги в осадках наблюдается в теплом полугодии в горных районах юго-востока Казахстана и в районах Казахского мелкосопочника. Подавляющая часть траекторий в первом и во втором секторах проходит над указанными территориями.

Учитывая, что Кызыл-Орда удалена от Аральского моря на значительное расстояние в дальнейшем целесообразно уточнение направлений переносов в исследуемом регионе для ст. Аральское море.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бугаев В. А. и др. Синоптические процессы Средней Азии/Бугаев В. А., Джорджио В. А., Козик Е. М., Петросянц М. А., Пшеничный А. Я., Романов Н. Н., Чернышева О. Н. — Ташкент: АН Узб. ССР, 1957. — 457 с.
2. Дроздов О. А. и др. Изменение климатических условий и влагооборота в атмосфере под влиянием перераспределения водных ресурсов/Дроздов О. А., Григорьева А. С., Дубов А. С., Сорочан О. Г., Утина З. М. — В кн.: Межбассейновое перераспределение водных ресурсов и его влияние на природные условия и народное хозяйство. — Л.: АН СССР, 1980, с. 133—149.
3. Дубов А. С. Об оценке времени прохождения влагой толщи планетарного пограничного слоя над равниной. — Труды ГГО, 1979, вып. 423, с. 108—112.
4. Кузнецова Л. П. Атмосферный влагообмен над территорией СССР. — М.: Наука, 1983. — 172 с.
5. Кузнецова Л. П. Содержание и перенос влаги в атмосфере над территорией СССР (атлас). — М.: Изд-во АН СССР, 1984. — 76 с.

*Г. Н. ЧИЧАСОВ*

#### **ОБ ОЦЕНКЕ ВЛИЯНИЯ УСЫХАНИЯ АРАЛЬСКОГО МОРЯ НА РЕЖИМ УВЛАЖНЕНИЯ КАЗАХСТАНА**

Изучение Аральского моря и его влияния на природную среду прилегающих районов относится к числу старейших в гидрометеорологии. На первом этапе этих исследований, относящихся примерно к середине прошлого века, принимали участие лишь отдельные авторы, а затем и отдельные научные коллективы. Массовые и наиболее обстоятельные исследования Аральского

моря и его бассейна начались в конце 40-х — начале 50-х годов нашего столетия. За более чем вековой период изучения Аральского моря получены интересные и существенные результаты по режимным характеристикам, а также по его влиянию на климат прибрежных районов. Однако, поскольку большая часть этих исследований проводилась на различных методических основах в рамках решения локальных отраслевых программ, многие из полученных результатов оказались не только трудно сопоставимыми, но и существенно различались между собой. Основной причиной этого являлся невысокий уровень разработанности самой проблемы и смежных с ней отраслей естествознания, и в первую очередь экологии. Поэтому, несмотря на большой объем исследований, достоверные материалы, позволяющие принимать ответственные народнохозяйственные решения относительно дальнейшей судьбы Аральского моря и его прибрежных районов, в настоящее время отсутствуют. Совершенно очевидно то, что на данном этапе разработанности этой проблемы дальнейшие исследования целесообразно осуществлять по единой комплексной программе с широким использованием уже имеющихся результатов и ведущихся в различных научных учреждениях изысканий. Особое внимание при этом необходимо уделять исследованию тех вопросов, по которым имеются противоречивые выводы.

Суть проблемы состоит в том, что начиная с 30-х годов Аральское море испытывает постоянно растущие антропогенные нагрузки, которые с середины 60-х годов приобрели уже катастрофические размеры. Именно поэтому 60-е годы служат вехой для разделения всего хронологического ряда наблюдений за гидрометеорологическим режимом Аральского моря на два периода: условно-естественный и нарушенный хозяйственной деятельностью. Так как Аральское море — замкнутый бессточный водоем, то его существование почти полностью определяется притоком в него речных вод. Значительное уменьшение объема стока в бассейнах Амударьи и Сырдарьи, воды которых разбираются на орошение огромных посевных площадей, является основной причиной неуклонного снижения уровня моря. Положение осложняется еще и тем, что изменения стока рек в последние годы происходят на фоне резко выраженной маловодности. Кроме того, забранная из реки и используемая на орошение вода обратно в реку почти не возвращается, а сбрасывается в различные понижения рельефа. В результате этого образовались Арнасайский и Сарыкамьшский водоемы с запасом воды, приблизительно равными запасам, имеющимся сейчас в Аральском море. Площадь Аральского моря к 1985 г. уменьшилась по сравнению со средними показателями условно-естественного периода в 1,5, а объем в 2,3 раза. Существенные изменения претерпела и продолжает претерпевать конфигурация береговой линии. Интенсивное высыхание Аральского моря является причиной увеличения минерализации вод и почв, что в конечном счете ведет к засолению прилегающих к нему территорий.

Гидрологическая сторона проблемы более или менее ясна. При сложившемся характере водопотребления Аральское море вероятно к 1990 г. разобьется на несколько изолированных водоемов. Наиболее мелководная часть Арала — Малое море, по-видимому, пересохнет уже к 2000—2005 гг. Более глубоководная западная часть моря сохранится на 10—15 лет дольше. Площадь водного зеркала к 2010 г. составит примерно 500 км<sup>2</sup>, а объем водных масс — 5—10 км<sup>3</sup>. Приведенные нами данные вполне согласуются с результатами других авторов, например [4].

Что же касается метеорологических аспектов последствий исчезновения Аральского моря, то здесь много неясного. Более того, в настоящее время отсутствует даже единое мнение о масштабах влияния исчезновения моря на погоду и климат окружающих его территорий. Большинство авторов предполагают, что влияние Аральского моря на природную среду не превышает 100 км, так как именно до этого расстояния прослеживается начавшееся в середине 60-х годов опустынивание Приаралья. Однако существует и другая точка зрения, выдвинутая и развиваемая Х. А. Ахмеджановым и С. Н. Алиевой [2]. Суть ее состоит в том, что Аральское море летом способствует возникновению волновых возмущений на холодных фронтах и как следствие этого оказывает существенное влияние на погоду и климат довольно удаленных от него территорий. Именно с усыханием Аральского моря авторы связывают участвовавшую с середины 70-х годов повторяемость засушливых явлений в Центральном и Северном Казахстане.

Поскольку падение уровня моря неизбежно, то необходимо уже сейчас оценить масштабы его влияния на погоду и климат Казахстана, что позволит определить перечень мер для предотвращения в этих районах нежелательных экологических изменений. Однако отметим, что предвидеть все, в том числе и отдаленные по времени последствия усыхания Аральского моря, на сегодняшнем уровне развития науки не представляется возможным. Об этом красноречиво свидетельствует горький опыт преобразования природы, накопленный человечеством. Именно о возможности возникновения целого ряда негативных последствий после подобных преобразований природы более чем сто лет тому назад предостерегал Ф. Энгельс. Он писал в «Диалектике природы»: «...Не будем слишком обольщаться нашими победами над природой. За каждую победу она мстит. Каждая из этих побед имеет, правда, в первую очередь те последствия, на которые мы рассчитывали, но во вторую и третью очереди совсем другие, непредвиденные последствия, которые очень часто уничтожают значения первых». Хотя данная мысль, разумеется, не относилась к Аральской проблеме, о ней необходимо было помнить и при составлении плана хозяйственного освоения региона и при его осуществлении.

Основной целью работы является определение масштабов влияния процессов усыхания Аральского моря на погоду и климат окружающих и довольно отдаленных от него территорий, таких, например, как Центральный и Северный Казахстан.

Исходными данными послужили неисправленные, т. е. без введения поправок на смачивание, ряды наблюдений за месячными и годовыми суммами осадков на 30 станциях Казахстана за 1910—1985 гг. Для получения однородных и сопоставимых материалов недостающие данные восстанавливались по картам отношений месячных сумм осадков.

Если предположить, что над Аральским морем происходит возникновение волновой деятельности на холодном фронте и, что эта волновая деятельность играет существенную роль в увлажнении центральных и северных областей Казахстана, как это показано в [2], то здесь в последние десятилетия должно произойти заметное уменьшение месячных и годовых сумм осадков. Для проверки данного предположения проводились сопоставления годовых и месячных сумм осадков по станциям Казахстана за различные периоды: многолетний (1910—1985 гг.), условно-естественный и нарушенный хозяйственной деятельностью (табл. 1).

Интересно сравнить средние годовые осадки за два противоположных по степени антропогенных нагрузок периода: условно-естественный и нарушенный хозяйственной деятельностью. Как видно из табл. 1, последний период почти на всех рассматриваемых станциях характеризовался повышенной увлажненностью. Исключение составляют лишь три станции: Уялы, Джусалы и Челкар, годовые суммы осадков на которых в период, нарушенный хозяйственной деятельностью, оказались соответственно на 6,1 и 25 мм меньше, чем в условно-естественный. Однако здесь надо иметь в виду то, что существующая до настоящего времени точность измерения осадков в пункте наблюдения невелика, сведения

Таблица 1

Средняя годовая сумма осадков ( $\bar{R}$ ) и среднее квадратическое отклонение ( $\sigma$ ) годовых сумм осадков

Станция	1910—1985		1910—1960		1965—1985		$\bar{R}_2 - \bar{R}_1$
	$\bar{R}$	$\sigma_1$	$\bar{R}_1$	$\sigma_2$	$\bar{R}_2$	$\sigma_3$	
Уялы	102	40	105	70	99	675	-6
Кзыл-Орда	130	48	113	31	163	61	50
Джусалы	106	50	105	55	104	30	-1
Казалинск	123	37	116	35	135	42	19
Аральское море	119	37	116	72	124	60	28
Саксаульская	122	40	124	30	125	42	1
Челкар	164	60	169	80	144	78	-25
Уральск	233	78	266	83	298	63	32
Актюбинск	270	79	245	73	291	78	46
Кустанай	273	64	257	60	338	59	81
Петропавловск	332	66	305	52	356	67	51
Кокчетав	306	78	284	66	326	82	42
Целиноград	299	90	260	98	340	60	80
Семипалатинск	263	68	251	76	274	57	23
Караганда	290	80	277	96	303	58	26
Алма-Ата	586	120	572	117	626	112	54
Джамбул	316	83	303	72	332	89	29

об этом можно найти в [4, 6, 7]. Так, инструментальная ошибка измерения осадков по данным [6] летом составляет 5—7%, а зимой, особенно в районах повышенной ветровой деятельности, она может достигать еще больших значений. Кроме того, различия в годовых суммах осадков могут возникнуть и под действием случайных факторов, что также необходимо учитывать при анализе полученных результатов. Поэтому исходя даже из самых общих соображений различия между средними годовыми суммами осадков на станциях Уялы и Джусалы следует считать случайными, а характер увлажнения на них неизменным в течение рассматриваемых нами интервалов лет. Что же касается режима осадков на тех станциях, где различия в суммах уже существенно отличаются от нуля, то здесь задача сводится к установлению достоверности разности средних двух корреляционно не связанных, нормально распределенных выборочных совокупностей.

Предположим, что разница между годовыми суммами осадков в условно-естественный ( $\bar{R}_1$ ) и нарушенный хозяйственной деятельностью ( $\bar{R}_2$ ) периоды возникла случайно. Для проверки этого предположения в качестве критерия используем переменную

$$t = \frac{(\bar{R}_2 - \bar{R}_1) - (\mu_2 - \mu_1)}{S_R}, \quad (1)$$

следующую распределению Стьюдента с числом степеней свободы  $k = n_1 + n_2 - 2$ . Здесь  $\mu_1, \mu_2$  — математическое ожидание годовых сумм осадков соответственно в условно-естественный и нарушенный хозяйственной деятельностью периоды;  $S_R$  — ошибка разности выборочных средних, равная при условии  $n_1 \neq n_2$ :

$$S_R = \sqrt{\frac{\sum (x_i - \bar{x}_1)^2 + \sum (x_i - \bar{x}_2)^2}{n_1 + n_2 - 2} \left( \frac{n_1 + n_2}{n_1 n_2} \right)^2}. \quad (2)$$

Это распределение симметрично относительно центра координат и отличается от нормального только при малом ( $n < 30$ ) числе степеней свободы.

Согласно нулевой гипотезе  $\mu_1 = \mu_2$ , поэтому критерий достоверности различий между выборочными средними будет иметь вид

$$t_\Phi = \frac{\bar{R}_2 - \bar{R}_1}{S_R} = \frac{\Delta \bar{R}}{S_R}. \quad (3)$$

Если выборочные совокупности принадлежат разным генеральным, то на 5%-ном уровне значимости  $t_\Phi \geq t_{st}$ , где  $t_{st}$  — табличное значение критерия Стьюдента.

Подставляя фактические значения  $\bar{R}_1, \bar{R}_2$  и  $S_R$  для рассматриваемого нами случая в формулу (3), получим

$$t_\Phi = \frac{25,0}{14,38} = 1,74. \quad (4)$$



Табличное значение  $t$ -критерия Стьюдента для числа степеней свободы

$$k = \frac{(n_1 - 1) + (n_2 - 1)}{2} = \frac{(51 - 1) + (21 - 1)}{2} = 35 \quad (5)$$

равно 2,01 и, стало быть,  $t_{\text{ср}} < t_{\text{ст}}$ , что дает основание с вероятностью 0,95 отнести анализируемые нами совокупности к одной генеральной.

Иными словами, различия в годовых суммах осадков на ст. Челкар за условно-естественный период и за период, нарушенный хозяйственной деятельностью, образовались не под действием направленных процессов, в данном случае усыхания Аральского моря, а под влиянием случайных факторов. Отметим, что принятие нулевой гипотезы, особенно при малочисленных выборках, не следует рассматривать как доказательство равенства генеральных параметров. Не исключено, что при увеличении длины выборки нулевая гипотеза окажется опровергнутой. В связи с этим принятие нулевой гипотезы на малочисленных выборках оставляет, как правило, вопрос об окончательном выводе открытым.

Если бы  $\Delta \bar{R}$  превысило 29 мм, то нулевую гипотезу следовало бы опровергнуть на 5%-ном уровне значимости, а разницу между величинами считать достоверной. Само собой разумеется, что данный тезис в равной мере относится к случаям уменьшения осадков за последнее двадцатилетие и к случаям их увеличения за этот же период. Однако даже более существенная разность между средними значениями не доказывает, что она образовалась под влиянием усыхания Аральского моря. Она лишь показывала бы, что вероятность случайного возникновения различий между сравниваемыми выборочными средними чрезвычайно мала и поэтому влияние усыхания Аральского моря наряду с другими факторами можно было бы рассматривать как одну из возможных причин их образования.

Для большей убедительности в реальности полученных результатов целесообразно помимо оценки достоверности разности средних провести еще проверку гипотезы о равенстве генеральных дисперсий. Для этих целей обычно используется  $F$ -критерий Фишера, равный

$$F = \frac{\sigma_1^2}{\sigma_2^2}, \quad (6)$$

где  $\sigma_1^2$  и  $\sigma_2^2$  — выборочные дисперсии сравниваемых рядов.

Поскольку при этом всегда предполагается  $\sigma_1^2 > \sigma_2^2$ , то  $F$ -критерий может быть равен единице и более. Из выражения (6) видно, что чем значительнее расхождения между выборочными дисперсиями, тем больше критерий  $F$ , и наоборот, при малых различиях между дисперсиями он стремится к единице.

Поскольку предполагается, что сравниваемые выборки взяты из одной и той же генеральной совокупности, то  $F$ -критерий пол-

ностью определяется выборочными дисперсиями и не зависит от генеральных параметров. Он функционально связан с вероятностью, имеет непрерывную функцию распределения и зависит только от числа степеней свободы сравниваемых выборок

$$k_1 = n_1 - 1, k_2 = n_2 - 1. \quad (7)$$

Нулевая гипотеза исходит из признания равенства дисперсий. Если эмпирические значения критерия Фишера  $F_\Phi$  меньше теоретических  $F_{St}$  для соответствующего уровня значимости и степеней свободы  $k_1$  и  $k_2$ , они рассматриваются как случайные. Если же  $F_\Phi \geq F_{St}$ , то нулевая гипотеза отвергается, а разница между сравниваемыми величинами признается статистически достоверной.

При анализе стандартных отклонений следует помнить, что точность их вычисления существенно зависит от степени асимметрии кривых распределения. Поскольку почти на всей территории Казахстана распределения месячных сумм осадков значительно отличаются от нормального [5], то ошибки средних квадратических отклонений могут достигать довольно больших значений. По данным Ц. А. Швер [6], в районах с умеренной асимметрией летом они могут доходить до 20%  $\sigma$ , а в районах с сильной асимметрией до 30% и даже несколько выше.

Обратимся теперь к анализу  $\sigma$  годовых сумм осадков, определенных за те же периоды, что и анализируемые выше их средние арифметические (табл. 1). Известно, что изменчивость осадков растет вместе с их величиной пропорционально корню квадратному из их значений. Поскольку увлажненность рассматриваемой территории увеличивается с юга на север и с запада на восток, то такая же зависимость наблюдается и в распределении  $\sigma$  по территории. Причем период осреднения заметного влияния на характер этого распределения не оказывает.

Как показали результаты расчетов, на всех рассматриваемых станциях, в том числе и на ст. Челкар,  $F_\Phi < F_{St}$ , что дает основания различия между выборочными дисперсиями годовых сумм осадков за условно-естественный и нарушенный хозяйственной деятельностью периоды считать случайными на 5%-ном уровне значимости. Иными словами, применение  $F$ -критерия Фишера к оценке выборочных дисперсий годовых сумм осадков подтвердило результаты, полученные ранее по определению достоверности разности средних с помощью критерия Стьюдента  $t$ .

Совершенно ясно, что степень влияния Аральского моря на погоду и климат прилегающих к нему территорий зависит от целого ряда факторов, в том числе и от времени года. Наиболее существенное воздействие Аральское море оказывает летом, когда контрасты температур между морем и сушей, а также испарение с его поверхности, достигают наибольших значений. Если исходить из предположения влияния Аральского моря на режим увлажнения Центрального Казахстана, то в большей мере указанное влияние будет наблюдаться именно в летние месяцы, что

должно проявиться в различиях между средними месячными суммами осадков за условно-естественный период и период, нарушенный хозяйственной деятельностью.

Средние месячные суммы осадков, рассчитанные для одних и тех же станций за различные периоды лет, как и следовало ожидать, между собой не совпадают. Как видно из табл. 2, осадки почти на всех рассматриваемых нами станциях в последние десятилетия возросли. Причем в преобладающем большинстве это возрастание статистически значимое. Исключение составляют лишь средние месячные суммы осадков в Гурьеве в мае, Алма-Ате, Усть-Каменогорске и Атбасаре в июле, Туркестане, Зайсане и Семипалатинске в августе, Джамбуле и Петропавловске в сентябре, Джамбуле и Атбасаре в октябре и Кзыл-Орде в ноябре, когда в последний из рассматриваемых периодов они статистически значимо уменьшились, хотя и на этих станциях количество осадков за теплое полугодие и в целом за год увеличилось. Перечисленные же случаи уменьшения осадков, по-видимому, обусловлены не влиянием падения уровня Аральского моря, а их сильной изменчивостью и длиннопериодной вариацией. Во всяком случае статистически значимого уменьшения средних месячных сумм осадков на одной и той же станции более двух месяцев подряд за последнее двадцатилетие не отмечалось. Более того, за год число статистически значимых случаев увеличения осадков в период влияния хозяйственной деятельности превышало число с их понижением. Так, в Атбасаре при двух статистически значимых случаях уменьшения сумм осадков в июле и октябре на 6,8 и 9,2 мм, наблюдалось три значимых случая их увеличения в январе, феврале и ноябре на 8,6, 5,4 и 9,1 мм соответственно.

Таблица 2

Средние месячные суммы осадков, мм

Станция	1910—1985				1910—1960				1965—1985			
	V	VI	VII	VIII	V	VI	VII	VIII	V	VI	VII	VIII
Уялы	5	3	4	4	6	3	4	5	6	3	5	5
Кзыл-Орда	10	6	4	2	9	5	3	11	14	8	3	11
Джусалы	7	6	5	9	5	7	6	14	8	9	5	7
Казалинск	11	6	8	4	12	6	7	3	10	5	5	3
Аральское море	11	9	9	8	8	9	8	12	11	11	7	7
Саксаульская	13	11	11	8	9	11	11	9	7	12	12	10
Челкар	15	16	17	17	17	18	18	19	11	12	13	14
Уральск	22	28	34	20	24	29	35	22	17	35	36	20
Кустанай	25	36	49	34	25	34	46	26	28	45	42	34
Петропавловск	30	46	54	53	28	46	60	26	32	47	57	23
Кокчетав	31	42	59	36	32	42	53	39	31	40	73	47
Целиноград	29	39	48	33	27	39	47	35	33	36	50	44
Семипалатинск	24	30	40	26	24	28	37	43	28	27	44	31
Караганда	33	45	38	29	30	45	36	29	35	37	40	31
Алма-Ата	95	58	33	25	92	54	37	33	109	63	29	23
Джамбул	36	22	10	7	33	23	11	7	42	20	9	9

Факт увеличения годовых сумм осадков в Казахстане хорошо согласуется с данными других авторов. Так, например, в [7] показано наличие четко выраженного долгопериодного тренда увеличения осадков над Европой, западной Азией и Индией и их уменьшение над Африкой. Вместе с тем в годовом разрезе над континентами северного полушария [9] отмечается проявление тенденции увеличения осадков в январе и уменьшения в июле. Отметим, что данная тенденция имеет глобальный характер и более или менее ясно начала проявляться на рассматриваемой нами территории только в последнее десятилетие. Наличие такой изменчивости сильно маскирует глобальные тренды и, как показано в [2], может даже опытных исследователей вводить в заблуждение. Если при оценке предстоящих длиннопериодных колебаний климата Казахстана в целом и Приаралья в частности исходить из гипотез глобального потепления северного полушария, изложенной в [3], то указанные в [7, 9] тенденции изменения увлажненности в последующие десятилетия будут возрастать. Подтверждения данной концепции можно найти также в [8]. Данные палеореконовструкций, приведенные в ней, показывают, что во всех теплых периодах в средних и высоких широтах осадки и уровни внутренних озер были значительно выше их современных значений.

Что же касается непосредственно самого факта возникновения волн на холодном фронте над Аральским морем то, как показали наши исследования, он действительно имеет место. Однако возникновение здесь волн происходит не чаще, чем над соседними районами Средней Азии, что объясняется особенностями климата этих районов, над которыми регенерация циклонов и образование волн на арктических и полярных фронтах явление весьма характерное.

Результаты наших исследований, а также данные других авторов, например [1, 4, 6], показали, что в явном виде влияние Аральского моря на режим увлажнения прослеживается до расстояний порядка 100 км от его береговой линии. Предположение о влиянии понижения уровня Аральского моря на режим увлажнения Северного и Центрального Казахстана, изложенное в [2], при проверке не подтвердилось.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Адаменко В. Н. Климат и озера. — Л.: Гидрометеонздат, 1985.—263 с.
2. Ахмеджанов Х. А., Алиева С. Н. О влиянии Аральского моря на климат некоторых центральных и северных областей Казахстана. — Труды КазНИИ Госкомгидромета, 1987, вып. 99, с. 29—37.
3. Голицын Г. С. Изменение климата в XX и XXI столетиях (обзор). — Изв. АН СССР. Сер. Физика атмосферы и океана, 1986, т. 22, № 12, с. 1235—1249.
4. Иванов Ю. Н., Субботина О. И., Толкачева Г. А. Изучить влияние усыхания Аральского моря на гидрометеорологические условия его бассейна. — Отчет по НИР САНИИ им. В. А. Бугаева, № гос. регистрации 81080535, САНИИ, Ташкент: 1983. — 268 с.

5. Чичасов Г. Н. Об аппроксимации распределений месячных сумм осадков системой вероятностных кривых Пирсона. — Труды КазНИИ Госкомгидромета, 1985, вып. 92, с. 77—92.
6. Швер Ц. А. Атмосферные осадки на территории СССР. — Л.: Гидрометеоиздат, 1976. — 302 с.
7. Barnett T. B. Long-term changes in precipitation records. — IN: U. S Dept. of Energy State of the Art Report on the Detection of Climate Change, Washington; D. C., 1986, p. 286—299.
8. Street F. A., Grove A. T. Global maps of lake-level fluctuations since 30,000 yr. BP. — Quaternary Res., 1979, vol. 12, N 1, p. 83—118.
9. Trace gas trends and their potential role in climate change. / V. Ramanathan, R. J. Cicerone, H. B. Singh, J. T. Kiehl. — J. Geophys. Res., 1985, vol. 90, N D3, p. 5547—5566.

В. С. ЧЕРЕДНИЧЕНКО

### ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РАДИОЭХА ОБЛАКОВ НАД СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫМИ РАЙОНАМИ ПРИАРАЛЬЯ

При изучении влияния Аральского моря на погодообразующие процессы, а в конечном счете и климат Приаралья, большую роль может сыграть информация об облачности и осадках. Известно, что облачность является тем фактором, который чутко реагирует на характер подстилающей поверхности, на контрасты температур суша — море, бризовую циркуляцию, конвергенцию воздушных потоков и т. п. [1, 4]. Однако метеорологическая сеть в Приаралье редкая и объем такой информации ограничен, поэтому работа выполнена по данным наблюдений метеорологического радиолокатора Аральской ГМО за весь период его работы, т. е. с 1978 г.

Для того чтобы сохранить более высокую разрешаемость по площади, информация снималась непосредственно с бланка формы № 1, где она представляется по квадратам 30×30 км [3], что вынуждало нас зачастую самостоятельно анализировать первичные материалы. Для получения статистических величин использовались наблюдения только в синоптические сроки средних месяцев сезонов за 1978—1980 гг. Всего проанализировано около 2 тыс. наблюдений. Во всех случаях, кроме специально оговоренных, время дается по Гринвичу.

Наблюдения по срокам и месяцам распределились неравномерно (табл. 1), а полнота их за 00 ч вызывает сомнение. Повторяемость радиоэха сильно изменяется от сезона к сезону и ни в один из месяцев не превышает 30% общего числа сроков. Максимумы отмечаются весной и осенью, а минимумы — летом и зимой, составляя 26,5—28,0% и 9,5—11,0% соответственно. Низкое число случаев с радиоэхо летом является следствием низкого содержания влаги в атмосфере в этом сезоне [4]. Зимний минимум обусловлен преобладанием антициклонических условий, не способствующих облакообразованию [4], а также в некоторой мере типом и микроструктурой самой облачности. В этом сезоне

Таблица 1

Число случаев наблюдений (%) радиоэха облаков в районе Аральска

Месяц	Срок наблюдений, ч								Среднее
	00	03	06	09	12	15	18	21	
Январь	4,0	8,0	13,6	12,0	14,6	16,5	10,8	5,0	11,7
Апрель	3,5	17,6	22,4	24,0	33,6	34,4	32,0	17,0	26,5
Июль	3,2	10,8	13,1	11,0	13,2	11,1	8,0	5,0	9,5
Октябрь	17,0	25,6	33,6	32,0	36,2	32,0	20,8	26,5	28,0

преобладает облачность верхнего и среднего яруса, имеющая кристаллическую структуру и очень малую водность, которую метеорологический радиолокатор видит плохо [3].

Повторяемость радиоэха имеет хорошо выраженный суточный ход во все сезоны года (табл. 1). В январе это простой ход с максимумом в вечерние часы (15—17%) и минимумом в предутренние (4—5%). В июле максимум радиоэха отмечается дважды: в 11 и 17 ч по местному времени ( $\approx 13\%$ ) с основным минимумом в ночные часы (3—5%) и вторичным в полдень (11%). Такой ход указывает на то, что отмечаемое летом радиоэхо принадлежит в основном облакам конвективного происхождения, которые имеют выраженный максимум повторяемости днем и минимум — ночью. Вторичный минимум около полудня обусловлен значительным повышением температуры к этому времени, в связи с чем максимальная упругость водяного пара тоже растет и, как известно, не пропорционально росту температуры, а значительно быстрее [1]. Относительная влажность, следовательно, также быстро уменьшается. Именно из-за недостаточного влагосодержания в атмосфере и наблюдается вторичный минимум в суточном ходе радиоэха над рассматриваемым районом.

В апреле, когда влагозапасы в атмосфере велики, а температуры относительно низкие, имеет место простой ход повторяемости радиоэха с максимумом в полдень и минимумом в предутренние часы. Облачность конвективного характера в этом месяце уже имеет значительную повторяемость и определяет суточный ход радиоэха.

В октябре влагосодержание в атмосфере все еще достаточно низкое [4], а температура высокая. По этой причине имеет место вторичный минимум повторяемости радиоэха в полуденные часы, хотя и не так сильно выраженный, как летом.

В табл. 2 приводится распределение радиоэха по площади и по высотам его верхней границы для тех же месяцев и сроков. Градации высот вполне согласуются с точностью их измерения [3]. Средние площади радиоэха вычислены как частное от деления общего числа клеток  $30 \times 30$  км, в которых отмечалось радиоэхо облачности данной высоты, на число наблюдений в данный срок.

Таблица 2

Площадь верхней границы радиоза (км<sup>2</sup>) в районе Аральска

Высота, км	Срок наблюдения, ч							
	00	03	06	09	12	15	18	21
Январь								
<1,0	1,3	1,4	0,6	0,7	0,4	1,1	0,6	2,0
1,0	6,0	3,1	2,8	3,0	2,2	4,4	5,8	5,7
1,5	4,0	4,6	4,7	8,7	4,7	5,9	4,2	5,0
2,0	4,7	5,1	4,8	4,4	2,6	5,0	4,1	2,0
2,5		1,6	4,1	2,5	0,7		0,2	1,2
3,0			0,6	0,5	0,8			
Апрель								
<1,0			0,4				0,1	
1,0	1,0	2,1	0,8	2,1	0,5	0,9	1,1	0,8
1,5	3,3	3,6	3,9	6,7	5,0	3,7	4,3	7,0
2,0	2,2	3,2	3,4	4,9	4,7	2,8	1,8	3,4
2,5	2,7	3,4	1,7	2,1	2,2	2,2	0,9	0,8
3,0	3,3	2,2	1,8	3,7	1,9	2,3	2,4	1,7
3,5	0,1	0,6	0,4	0,6	0,5	0,6	0,2	
4,0			0,2	0,5	0,2	0,4	0,1	0,1
4,5			0,1		0,1	0,2		
Июль								
<1,0				0,2				
1,0	1,0	0,1	0,9	0,5	0,1			
1,5	4,0	0,9	2,6	1,8	1,4	1,0	1,2	4,3
2,0	2,5	1,3	2,1	2,4	3,7	0,9	2,2	4,0
2,5	2,5	2,9	1,9	2,2	2,5	0,9	0,4	1,7
3,0	12,0	6,1	2,6	3,1	7,9	4,4	8,2	6,0
3,5		1,8	0,5	3,6	4,2	1,7	3,4	
4,0	0,5	2,1	0,5	2,3	3,6	2,3	0,4	
4,5			0,3	1,6	0,4	0,3	0,4	
5,0				0,0	0,3	0,3		
5,5				0,3	0,1			
6,0				0,0				
6,5				0,1				
Октябрь								
<1,0	0,0	0,2	0,3	0,1	0,4	0,5	0,7	
1,0	1,6	1,0	2,3	3,3	2,7	2,3	2,4	1,1
1,5	5,5	4,7	5,8	4,7	5,5	5,7	4,7	2,8
2,0	3,6	4,5	5,6	4,8	4,8	3,3	2,1	1,8
2,5	3,1	3,4	2,2	4,0	2,5	1,8	2,5	2,7
3,0	3,8	4,7	4,1	3,5	3,4	4,5	4,8	2,9
3,5	0,7	0,9	1,0	0,8	0,8	0,6	0,5	0,7
4,0	0,1	0,5	0,6	0,1	0,2	0,3	0,1	0,2
4,5			0,1	0,1	0,2	0,1		
5,0								
5,5				0,1				

В январе верхняя граница радиоэха наблюдается в пределах от 1 до 6 км. В распределении существует один ярко выраженный максимум площади, высота которого заметно изменяется в течение суток. В ночное время (18,21 ч) он отмечается на высоте 2 км, а в сроки 00 и 03 ч — уже на высоте около 4 км. К полудню максимум площади опускается до высоты 3 км и остается здесь всю вторую половину дня. Это радиоэхо слоисто-дождевых облаков и облаков среднего яруса. В дневное время верхняя граница этих облаков понижается предположительно из-за прогрева их солнечными лучами и испарения.

Следовательно, в январе средняя площадь радиоэха имеет хорошо выраженный суточный ход высоты верхней границы. Суточный же ход самой средней площади довольно сложный. Эта площадь ни в один из сроков не превышает 9 клеток ( $8100 \text{ км}^2$ ), достигая 6 клеток на высоте 2 км в ночные сроки, а также на высоте 3 км в срок 15 ч.

Особый интерес представляет анализ распределения площадей радиоэха, расположенных на высотах  $>5$  км. Поскольку при анализе данные ближней зоны не учитывались, то радиоэхо с высотами границы  $>5$  км соответствуют облачности среднего яруса, конвективной, а также облачности верхнего яруса, образовавшейся в результате распада кучево-дождевых облаков [3]. Малые площади радиоэха, верхняя граница которых на 6 км и более, это подтверждают. В статистическом аспекте не имеет значения, анализируются ли данные наблюдений радиоэха конвективных облаков или облаков верхнего яруса, образовавшихся из конвективных. Следовательно, такие данные могут косвенно указывать на повторяемость конвективных облаков в сочетании с другими формами, что имеет важное прикладное значение [2]. В связи с этим был выполнен самостоятельный анализ первичных наблюдений на предмет выявления конвективных форм, при этом руководствовались указаниями, содержащимися в [3]. Кроме того, считалось, что конвективная ячейка отмечается и в том случае, когда высота верхней границы радиоэха в отдельном квадрате составляет 5 км и более и превышает высоты в смежных квадратах не менее чем на 1,5 км. Было установлено, что в декабре — марте конвективная форма облаков не отмечалась наблюдателями даже тогда, когда она наблюдалась в ближней зоне и имела характерные профили на вертикальном разрезе [3]. В результате такого анализа найдено, что повторяемость конвективных ячеек в зимний период довольно велика и достигает в отдельных районах 10% общего числа наблюдений радиоэха.

В апреле в ночное время отмечаются два уровня с максимумом площади радиоэха на 3 и 6 км (табл. 2). В утренние часы максимум на 6 км очень слабый. В период с 6 до 12 ч существуют уже два максимума: один, основной, на высоте 3 км и второй, довольно слабый, на 6 км. В период до 12 ч наблюдается плавный рост средней площади радиоэха с 3,3 клетки в 00 ч до 6,7 клетки в 9 ч. После полудня площадь радиоэха



постепенно уменьшается на всех уровнях. В ночное время она увеличивается, достигая 7 клеток в срок 21 ч. На высоте 6 км наибольшая площадь отмечается в 18 ч и составляет 2,5 клетки. Повторяемость радиоэха с высотой 7—9 км в апреле тоже довольно значительная, что обусловлено активной конвекцией и относительно высоким влагосодержанием в атмосфере.

В июле радиоэхо отмечается до высот 13 км (табл. 2). При этом практически во все сроки имеют место два уровня с максимальными размерами радиоэха: на 3—4 км и на 6 км. Последний в срок 09 ч поднимается на 7 км. Максимум на 3—4 км в утренние (03 ч) и вечерние часы (15 ч) разрушается. В сроки 06—15 ч характерно наличие радиоэха примерно одинаковых небольших размеров (2—3 клетки) в широком диапазоне высот от 3 до 7 км, что указывает на конвективную их природу. Только на уровнях максимумов эти площади заметно больше в утренние и вечерние часы.

В октябре тоже имеют место два максимума площади радиоэха на высотах 3 и 6 км (табл. 2). Нижний максимум существует круглосуточно, а верхний разрушается только в полдень (09 ч). В этот срок первый максимум поднимается до 4 км, а второй — опускается до этой же высоты. В октябре имеют место радиоэхо с высотами 9—11 км. Повторяемость таких высот даже выше, чем в апреле, так как средняя температура воздуха в октябре тоже выше. Это несколько отличается от данных, содержащихся в [1] для ЕТ СССР, согласно которым повторяемость конвективных облаков с высотами верхней границы 6—10 км весной встречается чаще, чем осенью (12 и 9% соответственно). Площадь радиоэха довольно резко уменьшается в слое 6—7 км во все сроки в октябре, апреле, а также в январе. В июле резкое изменение площади отмечается несколько выше второго максимума (табл. 2).

Известно, что облачность чутко реагирует на распределение температуры подстилающей поверхности и турбулентности в апреле [1, 4]. Именно поэтому зимой, следуя за ходом температуры подстилающей поверхности и воздуха, уровень с максимальной площадью радиоэха имеет максимум в дневное время и минимум ночью. В июле, когда подстилающая поверхность имеет температуру, наибольшую в ее годовом ходе, конвективный поток тепла и влаги тоже максимальный. В суточном ходе конвекция наиболее интенсивна в полдень. Именно в это время (09 ч) высота второго максимума площади радиоэха наибольшая, хотя наибольшие его площади имеют место в утренние и вечерние часы. Причина такого несовпадения уже объяснена ранее.

Уровень нижнего максимума, наблюдавшегося большую часть года, частично объясняется повторяемостью слоистой и слоисто-дождевой облачности, связанной с холодными вторжениями, а также механизмом конвекции, который разбивается на две самостоятельные составляющие. Одна обеспечивает перенос субстанции в слое от земли до высоты 3—4 км, а вторая — с высоты 3—4 км

до 6 км и выше. На вероятность существования такого механизма указывается, например, в [1]. Такой поэтапный перенос, видимо, имеет место только при слабой и умеренной конвекции. Когда же она превышает какие-то критические значения, то образуется единый конвективный поток от земли до больших высот. В самом деле, в переходные сезоны года отмечается два уровня наибольших площадей радиоэха, а летом, в дневное время, когда конвекция наиболее интенсивна, имеет место единый конвективный поток от земли до больших высот (табл. 2).

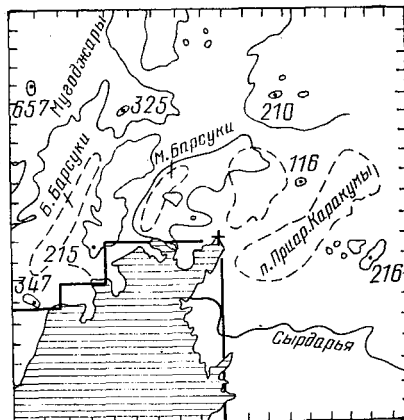


Рис. 1. Карта-схема района наблюдений метеорологического радиолокатора

Перейдем теперь к анализу распределения радиоэха по территории. Особенности рельефа в этом районе представлены на рис. 1. К юго-западу на некотором расстоянии от пункта наблюдений находится Аральское море. В северо-северо-западном направлении (140 км) расположены южные оконечности Мугоджар. Несколько ближе к пункту наблюдений пески Большие Барсуки, восточнее которых находится плато такого же названия. В этом же направлении на расстоянии 35—80 км расположены пески Малые Барсуки, на юго-востоке которых имеется несколько возвышенностей. К востоку от Аральска на расстоянии 50—90 км находятся Приаральские Каракумы — песчаная пустыня без значительных возвышенностей. Цифрами на рис. 1 обозначены наиболее характерные высоты в метрах. По краям имеются шкалы с дискретностью 30 км между делениями, позволяющие при необходимости восстановить сетку 30×30 км. Местоположение метеорологического радиолокатора обозначено крестиком (+). Территория, условно принятая за район Аральского моря при оценке его влияния, выделена ломаными линиями, расходящимися от Аральска к западу и к югу.

На рис. 2 представлено распределение повторяемости радиоэха облаков срединные месяцы сезонов. Точками отмечены квадраты, где такая повторяемость меньше 2%, но больше 1%. Можно видеть, что в январе (рис. 2а) имеют место несколько областей повышенной повторяемости радиоэха. Эти области, как будет показано далее, изменяясь по интенсивности и размерам, а в некоторой мере и по местоположению, сохраняются в течение всего года или большей его части, поэтому для упрощения изложения мы их пронумеровали. Наиболее обширная из них область 1, которая расположена несколько юго-восточнее Мугоджар и занимает северные районы плато Большие Барсуки. Область 2 рас-

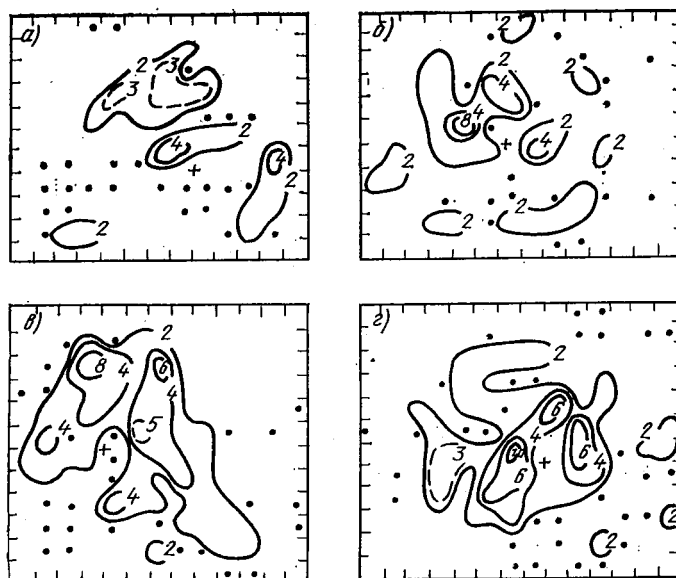


Рис. 2. Повторяемость (%) радиоэха облаков с верхней границей  $>6$  км в январе (а), апреле (б), июле (в) и октябре (г)

положена над плато восточнее Малых Барсуков в районе ст. Саксаульская. Размеры ее значительно меньше, чем первой, но повторяемость радиоэха примерно такая же. Область 3, вытянутая с севера на юг, лежит над Приаральскими Каракумами, где значительных возвышенностей нет. Небольшая по площади область 4 расположена над северным берегом Арала, полуостровами Куланды, Каратук и южной оконечностью Барсуков к западу-юго-западу от Аральска примерно в 200 км. Над самим морем радиоэхо с высотой верхней границы  $>5$  км практически не встречается. Вдоль побережья тоже имеет место только единичные случаи такого радиоэха.

В апреле (рис. 2 б) область 1 над югом Мугоджар практически отсутствует. Однако южнее, над песками Малые Барсуки, имеется небольшая область повышенной повторяемости радиоэха. Второй район повышенной повторяемости радиоэха расположен у северного побережья Арала. Разность температур суша — море в апреле достигает наибольших значений в ее годовом ходе, что должно обострять бризовую циркуляцию и способствовать конвергенции ветра вдоль побережья [1, 4]. Именно это и наблюдается. Кроме области 2 в апреле существует и область 3 над низовьями Сырдарьи и северо-восточным побережьем, ориентированная в сторону Приаральских Каракумов. Однако в отличие от января обширной области повышенной повторяемости радиоэха над Каракумами нет. Наконец, над северным побережьем, как и в ян-

варе, отмечается область 4, но более обширная и с более высокими значениями повторяемости.

В июле область 1 над северными районами плато Малые Барсуки наиболее активна и обширна (рис. 2 в). Она практически сливается с областью 2 над югом Малых Барсуков. Несколько западнее-юго-западнее, над югом Больших Барсуков расположена область 4, существовавшая в январе и апреле. На расстоянии 40—100 км восточнее Аральска располагается область 3, вытянутая с севера на юг примерно на 150 км. Наконец, в низовьях Сырдарьи в 30—50 км от побережья имеет место область 5 с довольно высокой повторяемостью радиоэха. Над морем в летнее время отмечается пониженная повторяемость радиоэха, но оно встречается здесь уже значительно чаще, чем в апреле.

В октябре повторяемость радиоэха над севером Больших Барсуков резко уменьшается (рис. 2 г). Область 2 над югом Малых Барсуков довольно интенсивна. Однако наиболее высокая повторяемость радиоэха отмечается в 35—100 км над юго-восточными склонами Малых Барсуков, побережьем и довольно глубоководной частью моря (область 4). Еще одна довольно активная область расположена в 30—60 км к востоку от Аральска (область 3). Высокая повторяемость радиоэха конвективных облаков в области 4 объясняется относительно высокими температурами поверхности воды и конвергенцией ветра вдоль побережья. Существование области 3 обусловлено совокупным влиянием Мугоджар и Аральского моря, которое накладывается на преобладающие направления переноса влаги [4]. Область 5 над песками Приаральских Каракумов, которые еще довольно сильно прогреваются днем, тоже довольно интенсивная.

Была предпринята попытка рассмотреть особенности распределения радиоэха по территории отдельно для дня и для ночи. Найдено, что ночью повторяемость радиоэха конвективных облаков резко уменьшается над всей территорией. Тем не менее удалось установить, что в ночное время в апреле высокая повторяемость такой облачности отмечается в 30—100 км северо-западнее Аральска, в июле — над Приаральскими Каракумами (область 3), а в октябре — непосредственно над морем и северным побережьем.

Сравнивая рис. 1 и 2, можно отметить, что летом наиболее значительная повторяемость радиоэха конвективной облачности отмечается над северо-западными склонами возвышенностей и вдоль Сырдарьи. Осенью такая повторяемость имеет место над юго-восточными склонами и морем, а также песками Приаральских Каракумов, весной — вдоль побережья и над невысокими плоскогорьями, зимой — над юго-восточными склонами Мугоджар.

Следовательно, летом, когда повсеместно отмечается высокая температура подстилающей поверхности и низкое влагосодержание в атмосфере, наибольшая повторяемость конвективных облаков отмечается там, где наиболее сильные вынужденные восходя-

щие движения и достаточное высокое влагосодержание, в том числе за счет испарений в низовьях Сырдарьи. Весной и осенью наиболее интенсивная конвекция над быстро прогреваемыми песчаными пустынями особенно при наличии даже небольших возвышенностей, вдоль побережья из-за бризовой циркуляции и конвергенции ветра, а также на подветренных склонах гор. Правда, в эти сезоны подветренными чаще бывают южные и юго-восточные склоны. Осенью самую высокую температуру имеет море, что и обуславливает местоположение одной из самых активных областей конвекции. Зимой, когда море замерзает, важнейшими факторами, стимулирующими конвекцию, являются вынужденные восходящие движения и прогрев подстилающей поверхности. Перечисленные факторы можно назвать региональными, которые, накладываясь на подходящий тип синоптического процесса, способствуют усилению конвекции.

Интересно сравнить повторяемость радиоэха над сушей и над морем в разные сезоны года и в разное время суток. Возьмем для этого радиоэхо на уровнях его наибольшей площади, т. е. на высотах 3—4 и 6 км за сроки 03 и 12 ч. Для получения количественной оценки результатов кроме карт распределения радиоэха на высотах 3—4 и 6 км, которые не приводятся по техническим причинам, был введен критерий сравнения  $k$ :

$$k = \frac{3n_m}{n_c},$$

где  $n_m$ ,  $n_c$  — число клеток занятых облачностью, в квадранте, где расположено море, и над сушей соответственно. Коэффициент 3 в этой формуле обеспечивает сравнимость данных, несмотря на различие площадей моря и суши.

Нетрудно видеть, что конфигурация линий, ограничивающих площадь, принятую за море, не влияет на результаты сравнения при условии, что она будет оставаться всегда неизменной. Из формулы следует, что если влияние моря (или суши) не проявляется, то  $k=1$ . Если же над морем условия для образования облачности благоприятные, то  $k>1$  и наоборот. Вычисленные значения  $k$  для соответствующих месяцев и высот (табл. 3) кратко проанализируем совместно с распределением радиоэха по территории.

Таблица 3

Повторяемость облаков в квадранте над морем и сушей

Месяц	Срок, ч	Высота, км		Месяц	Срок, ч	Высота, км	
		3—4	6			3—4	6
Январь	03	0,50	—	Июль	03	3,00	0,63
	12	0,50	—		12	1,90	0,30
Апрель	03	0,80	—	Октябрь	03	0,82	1,00
	12	0,60	0,67		12	1,70	0,67

В январе, когда отмечается один уровень с максимумом площади, в 03 ч наблюдается довольно обширная область повышенной повторяемости радиоэха восточнее Аральска (в 35—60 км), ориентированная меридионально. Над остальной территорией повторяемость такого радиоэха одинаково невелика. Над морем, которое в январе покрыто льдом, облачность отмечается редко ( $k=0,5$ ). Ночью в январе региональными факторами, определяющими облакообразование, являются вынужденные восходящие движения и турбулентность, обусловленные обтеканием горных препятствий и значительное выхолаживание над песчаной пустыней.

В 12 ч прогрев все же имеет место. В это время основная область повышенной повторяемости облачности отмечается на северо-северо-западе, т. е. в горном районе, а также в 50 км к северо-востоку и к югу от пункта наблюдений. Над морем облака образуются редко, что подтверждается значениями  $k$  ( $k=0,5$ ).

В апреле в 03 ч облачность с верхней границей на 3 км имеет наибольшую повторяемость в 70—90 км южнее Аральска. Другие подобные области отсутствуют. Над морем вероятность появления радиоэха такого типа несколько ниже, чем над сушей ( $k=0,8$ ). Радиоэхо с верхней границей 6 км в этот срок отмечается над необширным районом в 45 км северо-северо-восточнее Аральска, а также к юго-западу от него в 30—60 км. Общая повторяемость радиоэха с такой верхней границей в этот срок весьма мала. Поэтому коэффициент  $k$  не рассчитывался. В 12 ч радиоэхо с верхней границей на 3 км имеет особенно высокую повторяемость к северо-востоку от Аральска в 30—120 км, а также в 30—60 км к юго-западу и в районе Қазалинска. Все три области практически сливаются в одну. Над морем такая облачность встречается реже, чем над сушей ( $k=0,6$ ).

Радиоэхо с верхней границей на 6 км в этот срок (12 ч) отмечается в 45—60 км к северо-западу, а также в 30—60 км к югу и юго-востоку. Облачность такого типа чаще встречается над сушей, чем над морем ( $k=0,67$ ), но при этом значительная часть случаев расположена вдоль побережья.

В июле в 03 ч радиоэхо с верхней границей на 4 км чаще встречается над морем, чем над сушей ( $k>3,0$ ), но общее число случаев, когда такая облачность наблюдалась, довольно невелико (табл. 2). Видимо, над водой из-за однородности подстилающей поверхности условия для сохранения и образования такой облачности более благоприятны. Радиоэхо с верхней границей на 6 км преимущественно отмечается над сушей ( $k=0,63$ ) с областями повышенной повторяемости в 70—100 км к северо-востоку и в 40—120 км к востоку-северо-востоку от Аральска. Область повышенной повторяемости радиоэха имеется и над морем в 80—120 км к западу-юго-западу, но она несколько слабее.

В 12 ч повторяемость радиоэха с верхней границей 4 км встречается преимущественно над морем ( $k=1,90$ ), хотя общее число случаев с таким радиоэхо и невелико. Радиоэхо с верхней

границей 6 км встречается в этот срок в три раза чаще, чем в 03 ч. Области наибольшей повторяемости находятся к северо-западу и северу в 30—120 км от пункта наблюдений, а также в районе Казалинска. Над морем такое радиоэхо встречается редко ( $k=0,3$ ).

В октябре в 03 ч радиоэхо с верхней границей на 3 км располагается в виде очень обширной области к северо-западу, северу и северо-востоку в 30—120 км от Аральска. Над морем оно встречается несколько реже, чем над сушей ( $k=0,82$ ). Радиоэхо с высотой 6 км в этот срок наиболее часто встречается в 35—100 км к северо-западу, а также над морем ( $k=1,0$ ).

В 12 ч одна область значительного числа случаев радиоэха с высотой 3 км расположена к западу в 90—120 км, а вторая — к востоку в 30—90 км от Аральска. Область на востоке ориентирована меридионально. Радиоэхо с высотой 6 км в этот срок занимает обширную область к юго-востоку от Аральска. Она начинается от восточного берега моря и вытянута на расстояние до 220 км к северо-востоку. В то же время в северо-западном и западном направлениях, а также над морем такое радиоэхо встречается редко, что подтверждается и значением  $k$  ( $k=0,67$ ).

Таким образом, анализ распределения радиоэха облаков в районе Аральска позволил выявить следующие закономерности:

повторяемость радиоэха составляет не более 30% общего числа сроков наблюдений во все сезоны, достигая весной и осенью 26—28%, а летом и зимой — 10—12%;

повторяемость радиоэха существенно неодинакова по территории, она зависит от характеристик подстилающей поверхности, сезона года и времени суток, а также типа облачности;

зимой максимум повторяемости радиоэха с верхней границей  $>5$  км отмечается над юго-западными Мугоджарами, Малыми Барсуками, а также к востоку и западу-юго-западу от Аральска, над морем такая облачность практически не встречается;

весной из-за значительных бризовых эффектов радиоэхо с высотой  $>5$  км отмечается преимущественно вдоль побережья в зоне 30 км, а также над районом Малых Барсуков;

летом над юго-востоком Мугоджар лежит очень обширная область большой повторяемости радиоэха с верхней границей  $>5$  км, вторая область, поменьше, наблюдается восточнее Аральска;

в октябре высокая повторяемость радиоэха с верхней границей  $>6$  км встречается над морем и побережьем, а также над районом Приаральских Каракумов. Над Мугоджарами повторяемость такого радиоэха самая низкая в годовом ходе.

Анализируя влияние моря на распределение облачности, следует сказать, что такое влияние существует. Море может стимулировать или препятствовать развитию облачности. Так, летом, а также осенью в дневное время, когда содержание влаги в атмосфере мало, облачность нижнего и среднего яруса все же иногда образуется над морем. Осенью в ночное время, когда темпе-

ратура воды довольно высокая, повторяемость конвективной облачности над морем такая же высокая, как и над сушей. Зимой и весной, когда море замерзшее или холодное, облачность над ним отмечается реже, чем над сушей, приносимая воздушными потоками, она интенсивно рассеивается.

В то же время из распределения радиоэха можно сделать вывод, что влияние моря проявляется только непосредственно над его акваторией и в прибрежной зоне шириной 20—40 км, а в направлении переноса — на расстояние до 100—120 км.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Матвеев Л. Г. Курс общей метеорологии. — Л.: Гидрометеиздат, 1976. — 640 с.
2. Методические указания по использованию радиолокационных данных в синоптическом анализе и краткосрочном прогнозе погоды/под ред. Г.К. Веселовой и Ю. К. Федорова. — М.: Гидрометеиздат, 1981. — 24 с.
3. Руководство по производству наблюдений и применению информации с радиолокаторов МРЛ-1 и МРЛ-2. — Л.: Гидрометеиздат, 1974. — 332 с.
4. Синоптические процессы Средней Азии/В. А. Бугаев, В. А. Джорджио и др. — Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1957. — 478 с.

О. Е. СЕМЕНОВ

#### ОЦЕНКА ВЕТРОВОГО ВЫНОСА ПЕСКА И СОЛЕЙ С ОСУШЕННОЙ ЧАСТИ ДНА АРАЛЬСКОГО МОРЯ

Интенсивное развитие орошения в Средней Азии и Казахстане за счет забора значительной части стока рек Амударьи и Сырдарьи привело к быстрому снижению уровня Аральского моря. Большие площади бывшего дна оказались повернувшись суши, значительная часть которой занята песчаными отложениями [7] и подвергается интенсивным процессам выветривания. Этот новый мощный очаг поступления пыли и солей в атмосферные потоки прослеживается по космическим снимкам [3] и вызывает обостренное беспокойство по поводу отрицательного воздействия на природу и хозяйственную деятельность в регионе.

Для разработки комплекса мероприятий, призванных смягчить отрицательные последствия выноса частиц твердой фазы на сопредельные территории, необходимо решить ряд сложных задач по определению перемещаемых масс песка и направлений их переноса ветром, содержанию в них солей, дальности выноса и траекторий частиц различного размера, механизму их выпадения из потока и ряд других вопросов механики этого опасного явления природы.

*Скалярные оценки переноса песка при явлениях дефляции на осушенной части дна моря. Достижения последних лет в создании теоретических моделей пыльных бурь и их эксперименталь-*



ных исследований позволяют получить приближенную оценку массы переносимого ветром песка в приземном слое атмосферы над песчаными подвижными поверхностями [1, 2, 4—6]. Одним из основных параметров при таких расчетах является размер частиц песка, участвующих в переносе. Реальный подвижный песок пустынь является полидисперсной средой и распределение его частиц по размерам чаще всего описывается логарифмически нормальным распределением с плотностью

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

где  $x$  — размер песчинок,  $x_0$  — средний геометрический размер частиц,  $\sigma_{\lg x}$  — среднее квадратическое отклонение  $\lg x$ . Это распределение полностью определяется двумя параметрами  $x_0$  и  $\sigma_{\lg x}$ , достаточно легко получаемыми при ситовом методе анализа размеров частиц песка [6].

Основным параметром полидисперсного песка, определяющим физические процессы его взаимодействия с воздушным потоком, является средний геометрический размер частиц  $x_0$ . Наличие дисперсии распределения приводит к тому, что процессы переноса приобретают статистический характер и поэтому получаемые экспериментальные зависимости имеют также довольно значительные дисперсии и требуют вероятностного подхода к их анализу. Однако такой подход к изучению пыльных бурь в настоящее время пока возможен лишь при рассмотрении некоторых частных вопросов из-за значительных математических трудностей. Поэтому в дальнейшем в расчетах мы будем пользоваться только одним средним геометрическим размером песка  $x_0$ , т. е. считать его монодисперсным.

Дисперсный состав песков в северной и восточной части осушенной части дна Аральского моря изучался в 1980—1986 гг. Исследования показали большую его пространственную изменчивость. На севере в районе Аральска песчаные массивы, расположенные севернее и восточнее города, имеют средний геометрический размер частиц 170—180 мкм, встречаются здесь и пески с нормальной (гаусовой) функцией распределения со средним размером частиц 225—270 мкм. На осушенной части дна моря пески имеют средний геометрический размер частиц 260—270 мкм и 160—180 мкм.

В районе ст. Баян, расположенной в дельте Сырдарьи, средний геометрический размер частиц песка равен 270 мкм. Севернее этой станции пески имеют преимущественно размер 165—190 мкм, южнее, на осушенной части дна моря, где располагается новый мощный очаг выдувания — 105—110 мкм. Еще далее на юг в районе о-вов Узун-Каир и Каска-Кулан вновь наблюдается большая пространственная изменчивость среднего геометрического размера песка — от 150 до 220 мкм. Информацией о размере песка в районе ст. Уялы, находящейся на бывшем одно-

менном острове, мы не располагали, но, учитывая карту донных отложений [7], можно предполагать, что здесь имеются песчаные массивы на осушенном дне с наиболее мелкими частицами песка, т. е. с  $x_0$  порядка 100—110 мкм.

Следует отметить, что необходимо провести детальное районирование осушенной части дна моря по параметрам распределения частиц песка по размерам, привлекая специалистов других профилей (почвоведов и геоморфологов) и учитывая важность таких исследований при решении проблем переноса песка и солей из региона.

Масса песка, переносимого ветром во время пыльной бури, может быть получена интегрированием по времени общего расхода

$$M = \int_0^t Q_z(t) dt, \quad (2)$$

где  $M$  — масса песка, перенесенного за бурю через единицу ширины фронта переноса;  $Q_z$  — общий расход песка в слое высотой  $z$ , т. е. масса частиц песка, переносимая в единицу времени через полосу фронта переноса шириной 1 м и высотой  $z$ ;  $t$  — продолжительность бури.

Общий расход песка в приземном слое атмосферы определяется интегрированием измеренных профилей твердого расхода песка  $q(z)$ , т. е. массы песка, переносимой в единицу времени через единицу площади поперечного сечения потока на различных высотах

$$Q_z = \int_0^z q(z) dz. \quad (3)$$

Твердый расход связан с концентрацией песка в потоке с простой зависимостью  $q = cu_p$ , где  $u_p$  — скорость частиц песка.

Метеорологические станции не ведут наблюдений ни за твердым расходом, ни за концентрацией песка в потоке во время бурь, поэтому при расчетах массы переносимого песка пришлось идти следующим путем — находить зависимость общего расхода песка от скорости ветра на ограниченном материале экспедиционных измерений, а затем использовать архив наблюдений метеорологических станций за пыльными бурями и скоростью ветра.

Выполнялись измерения профилей твердого расхода песка во время песчаных бурь в приземном слое атмосферы над высохшим дном Аральского моря выяснилось, что профили аппроксимируют — степенными выражениями

$$q(z) = q_1 \left( \frac{z}{z_1} \right)^{-\frac{\omega_g}{2u_*}}, \quad (4)$$

где  $q(z)$  — твердый расход на высоте  $z$ ,  $q_1$  — твердый расход песка на высоте  $z_1$ ,  $\omega_g$  — скорость свободного падения частиц пес-

ка размером  $x_0$  в спокойном воздухе,  $u_*$  — динамическая скорость.

Измерения профилей твердого расхода выполнялись над песками с логарифмически нормальной функцией распределения частиц песка по размерам с различной крупностью частиц над спланированными поверхностями и в условиях сложного рельефа — над барханными цепями высотой до 1—1,5 м. По этим профилям определялся общий расход песка в десятиметровом приземном слое атмосферы.

Была получена графическая зависимость общего расхода сухого песка от одного из основных параметров ветропесчаного потока — безразмерного числа  $u_*^2/gx_0$  — аналога числа Фруда, в котором вместо скорости потока использована динамическая скорость  $u_*$ ,  $g$  — ускорение силы тяжести,  $x_0$  — средней геометрический размер песчинок [6]. В дальнейшем этот безразмерный параметр будем называть динамическим числом Фруда, учитывая динамический характер  $u_*$ . Эта зависимость описывается формулой

$$Q_z = 3,6 \cdot 10^{-8} \left( \frac{u_*^2}{gx_0} \right)^{3,07} \quad (5)$$

Используя ее, можно рассчитывать общий расход сухого песка по известным значениям динамической скорости потока и среднему геометрическому размеру частиц песка для динамических чисел Фруда, больших 25,5, которое является критическим для начала перемещения песка ветром.

Динамическая скорость и скорость ветра в песковветровых потоках связаны между собой нелинейной зависимостью из-за роста параметра шероховатости поверхности с увеличением скорости потока [2, 6]. В [6] помещена номограмма для определения динамической скорости песковветрового потока по результатам измерений его скорости на одной из высот 0,25; 0,5; 1; 2; 4 и 10 м. Для расчетов объемов переноса песка по данным наблюдений метеорологических станций надо знать только зависимость динамической скорости от скорости ветра, измеренной на стандартной высоте установки ветроизмерительных приборов, т. е. на высоте 10 м. Эту зависимость можно аппроксимировать степенной формулой

$$u_* = 2,07 \cdot 10^{-2} u_{10}^{1,25}, \quad (6)$$

где  $u_{10}$  — скорость ветра во время песчаной бури на высоте 10 м м/с; та же размерность и у получаемого значения  $u_*$ .

Гидрометеорологические станции начали наблюдения за пыльными бурями с 1936 г. Однако эти наблюдения ограничиваются лишь визуальной оценкой длительности бури, ее интенсивности и метеорологической дальности видимости. Измерения скорости ветра во время бурь не носили обязательного характера, вследствие чего имеющаяся информация о ней крайне ограничена, нерегулярна и есть не по всем станциям. Поэтому накопленные кли-

матические ряды наблюдений за пыльными бурями неоднородны и использование их в расчетах представляет определенные трудности. Как известно, с 1966 г. метеостанции перешли от четырехсрочных наблюдений к восьмисрочным. Это несколько улучшило положение с определением скорости ветра при пыльных бурях и позволило использовать новые ряды наблюдений для получения информации о массе песка, переносимого ветром при пыльных бурях, если длительность их превышает 3 ч или буря проходит в один из стандартных сроков метеонаблюдений.

Для этого по измеренной на метеорологической станции скорости ветра на высоте 10 м по зависимости (6) определяется динамическая скорость потока. По известному среднему геометрическому размеру частиц песка в окрестностях метеостанции и по определенной динамической скорости потока рассчитывается динамическое число  $Fr_* = \frac{u^2}{gx_0}$ . Затем по зависимости (5) определяется общий расход песка для данной скорости. Ввиду дискретности измерений скорости ветра массу переносимого ветром песка приходится рассчитывать не по (1), а по формуле

$$M = \sum_{i=1}^n Q_{zi} \Delta t_i. \quad (7)$$

Здесь  $M$  — масса песка, перенесенного через 1 м ширины фронта потока, кг/м;  $\Delta t_i$  — интервал времени переноса песка ветром между сроками измерений,  $Q_{zi}$  — общий расход песка в десятиметровом приземном слое атмосферы в срок измерения скорости ветра.

При конкретном расчете массы переносимого ветром песка через фронт переноса известной ширины  $l$  в формуле (7) добавляется этот множитель, измеренный в метрах,

$$M_l = \sum_{i=1}^n Q_{zi} \Delta t_i l, \quad (8)$$

где  $M_l$  — масса песка (кг), перенесенная через фронт переноса шириной в  $l$  м.

При больших значениях ширины фронта переноса, достигающих нескольких десятков или сотен километров, для упрощения расчетов можно подставлять в (8) в километрах и массу песка  $M_l$  в этом случае получают в тоннах, так как масса песка, перенесенная через 1 м ширины потока в кг/м, численно равна массе песка, перенесенного через 1 км ширины потока в т/км.

Для расчетов массы переносимого ветром песка при пыльных бурях и поземках в районах осушенной части дна Аральского моря были использованы материалы наблюдений метеорологических станций Аральское море, Баян и Уялы за 1966—1979 гг. Восьмисрочные наблюдения позволили с большей достоверностью определить скорости ветров при пыльных бурях. Они выбирались из таблиц ТМ-1 из срочных наблюдений при наличии в срок яв-

ления пыльной бури. Учитывались и немногочисленные наблюдения за скоростью ветра при пыльных бурях, имеющиеся в графе «Атмосферные явления» таблиц ТМ-1 за ограниченный ряд лет.

В изучаемом регионе пыльные бури с большой вероятностью наблюдаются два и более срока подряд, скорости ветра, как правило, мало изменяются во времени. Эти два обстоятельства способствовали более точному определению переносимой массы песка, так как требования к определению скорости ветра достаточно жесткие из-за сильной нелинейности ее связи с общим расхо-

Таблица I

Масса перенесенного ветром песка за год (т/км)

Год	Пыльная буря	Поземок	Оба типа переноса	Год	Пыльная буря	Поземок	Оба типа переноса
Ст. Аральское море				Ст. Баян			
$x_0 = 170$ мкм				$x_0 = 110$ мкм			
1966	32940	31108	64048	1969	1213		1231
1967	7520	5368	12888	1970	778	10243	11021
1968	52465	67865	120330	1971	21798	15370	37168
1969	47685	201494	249179	1972	7560	18019	25579
1970	109340	36569	145909	1973			
1971	60990	20604	81594	1974	46480		46480
1972	26775	1513	28288	1975	3537		3537
1973	37840	449	38289	1976	259	812	1071
1974	103285	279	103564	1977	4572	2756	7328
1975	29680	257	29937	1978	15346	3587	18933
1976	19207	4554	23761	1979	11403	16769	21172
1977	27345	5827	33172	$x_0 = 140$ мкм			
1978	3898	684	4582	1969	529		529
1979	1638	1397	3035	1970	389	4475	4864
$x_0 = 260$ мкм				1971	8004	7600	15604
1966	8615	1607	10222	1972	3240	9682	12922
1967	1906	837	2743	1973			
1968	14539	3772	18311	1974	41580		41580
1969	13042	17000	30042	1975	1770		1770
1970	27566	2529	29105	1976	130	400	530
1971	15373	1267	16640	1977	3258	1265	4523
1972	7115	512	7627	1978	2618	2004	4622
1973	2721	104	2825	1979	4493	6817	11310
1974	14055	106	14161	$x_0 = 270$ мкм			
1975	7436	93	7529	1969	91		91
1976	6621	1168	7789	1970	45	1141	1186
1977	8814	2014	10828	1971	1308	521	1829
1978	965	235	1200	1972	583	1485	2058
1979	420	14	434	1973			
				1974	9180		9180
				1975	303		303
				1976	19	49	68
				1977	539	174	713
				1978	1129	314	1443
				1979	817	1176	1993

дом. Длительность пыльных бурь определялась также из таблиц ТМ-1 с точностью до десятой доли часа.

Если буря длилась два и более интервала времени между сроками наблюдений, то каждое значение общего расхода песка для срочной скорости умножалось на число секунд между сроками наблюдений. Полученные массы песка за отдельные интервалы времени суммировались и определялась общая масса песка, перемещенная ветром за бурю. В тех случаях, когда длительность бурь не была кратна 3 ч, начальный или остаточный отрезок времени присоединялся к первому или последнему срочному интервалу времени и общий расход этого срока наблюдений умножался уже на более длительный интервал времени.

Результаты расчетов массы перенесенного ветром песка за год во время пыльных бурь и поземков представлены в табл. 1—3. Необходимо отметить следующий недостаток в определении объемов переноса песка на массивах, удаленных от метеостанций. Когда данные наблюдений метеостанций за пыльными бурями над мелким песком распространяются на более крупный песок, то все случаи со скоростями ветра, меньшими критической для более крупного песка, в расчетах исключаются и никаких существенных погрешностей в оценке перемещаемой массы более крупного песка нет. Но когда данные метеостанции, расположенной в районе

Таблица 2

Масса перенесенного ветром песка за год (т/км) на ст. Уялы для  $x_0 = 110$  мкм

Год	Пыльная буря	Поземок	Оба типа переноса	Год	Пыльная буря	Поземок	Оба типа переноса
1966	102288		102288	1973	1375	26419	27794
1967	5		5	1974	29828	37829	67656
1968	925	6948	7873	1975	38086	117376	155462
1969	11232	99	11331	1976	2137	23744	25881
1970	2873	97377	100250	1977	29628	41935	71563
1971	3174	51749	54923	1978	2124		2124
1972	5188	25382	30570	1979	21734	22200	43934

Таблица 3

Средняя многолетняя масса песка, переносимая ветром за год через фронт переноса в 1 км ( $M$ ), среднее квадратическое отклонение ( $\sigma$ ) и коэффициент вариации ( $V$ )

Станция	$x_0$ мкм	$M$ т/км	$\sigma$ т/км	$V$
Аральское море	170	67041	66246	0,99
	260	11390	8967	0,79
Баян	110	16411	17019	1,04
	140	8932	13180	1,48
	270	1616	2600	1,51
Уялы	110	50118	43958	0,88

с крупным песком, используются для расчетов объемов переноса более мелкого песка, часть слабых пыльных бурь и поземков над мелким песком теряется, что приводит к занижению переносимой массы песка. Такой случай некорректной оценки объемов переноса песка проделан нами для вариантов расчета с мелким песком ( $x_0 = 110$  мкм и  $x_0 = 140$  мкм) по материалам ст. Баян, расположенной на очень крупном песке ( $x_0$  достигает 260—270 мкм).

Выполненные варианты расчетов для различных размеров частиц песка позволяют проследить за существенным их влиянием на объемы переноса. Так, средний многолетний объем переноса песка в районе Аральска для песка размером  $x_0 = 170$  мкм почти в шесть раз превышает его значение над песком с  $x_0 = 260$  мкм. В районе ст. Баян аналогичное сравнение дает еще большее различие — масса песка с  $x_0 = 110$  мкм в 9,5 раза превышает перемещенную массу песка с  $x_0 = 270$  мкм.

При расчетах переносимой массы песка по материалам наблюдений станций, к сожалению, невозможно учесть влияния влажности песка из-за отсутствия данных о ее изменениях во время бурь. Можно только предполагать, что пыльные бури в весенние, осенние и зимние месяцы года часто могут развиваться именно в условиях критического увлажнения песка. Поэтому рассчитанные массы песка, полученные для этих сезонов года, могут быть завышенными, так как общий расход песка над увлажненной поверхностью примерно в 20 раз меньше, чем над сухим песком.

По полученным рядам объемов песка, перемещенного ветром за год, была выполнена также оценка объемов переноса песка различной вероятности (табл. 4). Результаты этой вероятностной оценки также свидетельствуют о большой роли размеров частиц песка в переносе его ветром.

*Векторные оценки ветрового переноса песка.* Переносимый ветром песок при решении ряда прикладных задач должен рассматриваться как векторная величина, так как наряду со скалярной характеристикой — массой, он обладает и кинематической — направлением перемещения в пространстве. Векторный подход к переносу песка необходим при рассмотрении передвижения бар-

Таблица 4

Перенос песка за год (т/км) при пыльных бурях и поземках

Станция	Масса песка, перемещенного за год 1 раз в			$x_0$ мкм
	5 лет	10 лет	20 лет	
Аральское море	120000	175000	250000	170
	18000	26000	34000	260
Баян	31000	40000	49000	110
	14000	26000	42000	140
	3000	5600	9200	270
Уялы	88000	120000	160000	110

ханных целей и гряд, угрозе засыпания инженерных сооружений, сельскохозяйственных угодий, водоемов, населенных пунктов и ряда других задач.

Анализ переноса песка с учетом направления целесообразно выполнить отдельно для пыльных бурь и поземков и суммарно для обоих типов переноса исходя из различных масштабов влияния бурь и поземков на окружающую природную среду. Учет направления переноса для пыльных бурь позволяет оценить потенциальные массы аэрозоля, выносимые на значительные расстояния и в различных направлениях, тогда как перенос во время поземков явление чисто местное, локальное, влияющее на природные комплексы и народное хозяйство на незначительных расстояниях от массивов подвижных песков. Естественным является и рассмотрение суммарных масс для обоих явлений — бурь и поземков, для оценки максимально возможных ущербов.

Из физического смысла векторной величины следует, что за направление вектора перемещения песка необходимо брать направление, куда он переносится ветром. Это направление отличается на  $180^\circ$  от принятого в метеорологии определения направления ветра, где за него принимается румб, откуда дует ветер. При векторных расчетах переноса песка за нулевое направление нами также было принято направление на север, отсчет угла поворота велся по часовой стрелке, т. е. восточному румбу соответствовал угол  $\varphi = 90^\circ$ , южному —  $180^\circ$  и западному —  $270^\circ$ .

Расчеты средней многолетней массы песка, переносимой за год в различных направлениях, выполнены не только для трех станций, которые использованы при скалярной оценке объемов переноса, но и для ряда станций, расположенных севернее и восточнее моря, с целью получения пространственной картины процесса переноса в изучаемом регионе. Были получены векторы для всех 16 румбов отдельно для явлений песчаных бурь и поземков и суммарные векторы для обоих типов переноса (табл. 5, рис. 1). Информация по суммарной оценке переноса для обоих явлений — бурь и поземков, существенно обогащает наши данные о переносе песка, позволяет определить все возможные направления движения песка и найти господствующие румбы, в направлении которых идет преимущественное перемещение песков.

Для решения последней задачи достаточно выполнить векторное сложение масс песка для всех румбов и получить результирующий за год вектор, который и укажет направление перемещения песков в изучаемом районе. Такие расчеты результирующих векторов были выполнены для каждого года рассматриваемого ряда и для всех вариантов среднего геометрического размера песка. Годовые результирующие вектора могут меняться в широких пределах по модулю и по направлению (табл. 6, рис. 2).

При рассмотрении векторов переноса песка на рис. 1 обращает на себя внимание хорошо видимое различие в выносе твердой фазы из северной части осушенной части дна Аральского моря и



Таблица 5

Средняя многолетняя масса песка, переносимая ветром  
в различных направлениях, т/км

Направление переноса	Аральское море		Баян			Уялы
	$x_0=260$	$x_0=170$	$x_0=110$	$x_0=140$	$x_0=270$	$x_0=110$
С	156	320	120	60	7	1258
ССВ	408	1007	218	101	13	332
СВ	2320	13023	3640	3188	683	5357
ВСВ	2403	8391	618	236	46	2072
В	418	1239	2827	1197	203	2000
ВЮВ	769	3571	0	0	0	2830
ЮВ	259	805	902	493	53	3580
ЮЮВ	232	943	0	0	0	2066
Ю	547	1595	0	0	0	2713
ЮЮЗ	1252	3386	228	112	17	3642
ЮЗ	544	4262	40	20	3	6655
ЗЮЗ	1033	3472	1240	502	88	3430
З	159	774	2832	986	208	8486
ЗСЗ	309	1118	0	0	0	3595
СЗ	210	660	220	138	21	1084
ССЗ	299	1215	0	0	0	19

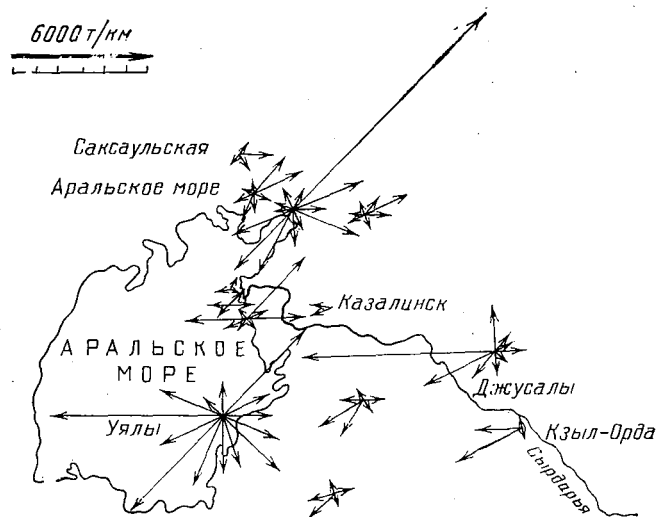


Рис. 1. Средние многолетние розы годовых векторов переноса песка в регионе Аральского моря

из более южных районов этого очага выветривания. В районе ст. Аральское море преимущественный вынос наблюдается на северо-восточных направлениях Джезказганской, Карагандинской и Целиноградской областей. Существенным является и перенос в направлении моря на юго-запад и на территории Кызыл-Ординской области.

Таблица 6

Параметры средних многолетних результирующих векторов переноса песка

Станция	№ мкм	Пыльная буря		Поземок		Оба явления	
		φ°	М т/км	φ°	М т/км	φ°	М т/км
Аральское море	260	96	2109	57	1016	81	2930
	170	83	9866	46	3779	73	13110
Баян	110	28	2742	112	1207	51	3119
	140	40	2771	105	691	51	3125
	270	38	595	101	87	45	640
Уялы	110	255	12424	147	7382	221	12340



Рис. 2. Средние многолетние результирующие годовые векторы переноса песка:

1 — пыльные бури, 2 — поземок, 3 — оба явления

В северной части обширного очага выдувания (ст. Баян) при сохранении господствующих северо-западных и восточных направлений переноса появляется близкий к ним по значению модуля западный румб. Уменьшение объемов переноса здесь может быть вызвано нерепрезентативностью наблюдений ст. Баян за пыльными бурями. На юге очага в районе ст. Уялы преимущественными направлениями переноса песка становятся западные и южные румбы, хотя северо-восточный вектор и сохраняет большое значение массы переносимого вектором песка. Вынос солей и песчаного аэрозоля из этого района следует ожидать на территории Каракалпакской АССР, Кзыл-Ординской и Джезказганской областей Казахской ССР. Различие в розах векторов переноса песчаного аэрозоля на севере Аральского моря и на юге очага носит не случайный характер и подтверждается данными других метеостанций этого региона.

Особенно хорошо можно проследить это различие в направлениях передвижения песков при рассмотрении средних многолетних результирующих векторов переноса песка (рис. 2). Эти

векторы могут служить для климатического прогноза перемещения эоловых форм рельефа (барханов, дюн, гряд). Здесь различие между данными станций Аральское море и Уялы особенно заметно — векторы переноса песка при пыльных бурях и для суммарных переносов (при бурях и поземках) имеют практически противоположные направления. Эти два вектора для ст. Уялы согласуются с полученным выводом о направлении выноса пылевых шлейфов интенсивных бурь из этого района по космическим снимкам [3].

Интересно отметить, что результирующие средние многолетние векторы переноса песка для песчаных поземков по всем трем метеостанциям направлены по нормали к береговой линии. Можно предположить, что эти явления дефляции песков слабой интенсивности на Аральском море в какой-то степени обусловлены усилением ветра при бризовой циркуляции.

Для оценки сверхдальних выносов аэрозолей из этого района необходимо рассматривать и отдельные особо интенсивные пыльные бури с большими значениями общего расхода и перенесенными ветром массами песка. Одна из наиболее сильных пыльных бурь в изучаемом регионе отмечалась 21—22 апреля 1974 г. На ст. Аральское море буря продолжалась 31,1 ч при скоростях ветра 12—24 м/с. За это время воздушный поток мог перенести до  $10^5$  т/км песка с максимальным общим расходом  $Q_z = 6$  кг/(м·с).

На станциях Баян и Уялы эта буря наблюдалась лишь 21 апреля. Максимальные значения общего расхода здесь достигали меньших значений — 1 и 1,5 кг/(м·с) соответственно. В районе ст. Баян масса песка, перенесенного ветром за эту бурю, могла достигать значений 9200 т/км, на ст. Уялы — 19000 т/км. Направление переноса песка на всех трех станциях было на северо-восток.

Пыльные бури такого масштаба и интенсивности сравнительно редкое явление в этом регионе. Однако число бурь с потенциальной возможностью к переносу масс песка порядка  $10^4$  т/км уже достаточно большое. По данным ст. Аральское море за рас достигать значений 9200 т/км, на ст. Уялы — 19 000 т/км. Направление переноса песка во время этих сильных бурь в районе ст. Аральское море было в секторах  $45—90^\circ$  и  $202—225^\circ$ , в Уялах —  $45—90^\circ$  и  $225—292^\circ$ , т. е. и из восточных районов осушенного дна Аральского моря возможны отдельные выносы аэрозоля (в том числе и солей) на большие расстояния в восточном и северо-восточном направлениях, хотя такие шлейфы пыли из этого района пока не обнаружены по наблюдениям из космоса.

Полученные данные о потенциальных способностях ветрового потока перемещать значительные массы песка из районов осушенной части дна Аральского моря и из прилегающих к нему песчаных массивов существенно расширяют наши познания о пыльных бурях и поземках. Новые параметры этих опасных явлений погоды расширяют возможности по планированию и проектированию работ по разработке мероприятий по борьбе с их отрица-

тельным воздействием на природную среду и народное хозяйство, но выбор их требует гибкого подхода в зависимости от конкретных условий решаемой задачи. В частности, средние многолетние розы векторов переноса песка позволяют выполнить оценку ветрового выноса песка за границы конкретных очагов выветривания.

*Оценка масс песка и солей, выносимых за пределы контуров осушенной части дна Аральского моря.* Изучение переноса песка в регионе показали, что наибольшие объемы его перемещаются в районе Аральского моря (рис. 1 и 2). Продолжающееся быстрое падение уровня моря, который к моменту выполнения расчетов опустился уже ниже 10-метровой изобаты, привело к образованию обширных высохших площадей дна моря и развитию на них интенсивных процессов дефляции. Поскольку все почвогрунты бывшего дна моря сильно засолены, то при их ветровой переработке во время бурь вместе с частицами песка и пыли перемещаются воздушными потоками и соли. Экспериментальное изучение переноса солей в составе твердой фазы потоков в приземном слое атмосферы проводилось ранее, поэтому здесь мы не будем останавливаться на химическом составе солей и особенностях их переноса ветром, а приведем лишь предварительную оценку содержания солей в составе переносимой ветром твердой фазы при песчано-солевых бурях.

Измерения на различных высотах 16-метровой метеорологической мачты показали, что содержание солей в песчано-солевом потоке во время бурь достигает 0,7—1,5% общей массы частиц твердой фазы. Экспедиционные работы проводились на осушенной части дна Арала между бывшим заливом Акколь и о. КаскаКулан вдоль меридиана 61° в. д., т. е. в районах, близких к дельте р. Сырдарьи. Анализы были выполнены по материалам трех экспедиций 1982, 1983 и 1984 гг. Нельзя исключать возможности того, что в более южных удаленных от дельты районах содержание солей в песчано-солевых потоках приземного слоя атмосферы во время бурь может и превышать 1%. Поэтому полученную далее оценку выносимой за пределы контура осушенной части дна моря массы солей следует считать предварительной приближенной.

Расчеты выноса массы песка и солей выполнены для двух мощных очагов выдувания. Одним из них является залив Большой Сары-Чаганак, на берегу которого расположен г. Аральск. В ближайшие годы залив станет полностью осушенной территорией. Второй очаг — это сухая обширная часть дна моря, протянувшаяся широкой полосой вдоль восточного побережья моря от р. Сырдарьи на севере до Актекинского архипелага на юге. Для расчетов использованы средние многолетние розы векторов переноса песка двух станций: Аральское море — для северного очага и Уялы — для второго, южного. Материалы наблюдений ст. Баян, расположенный на очень крупном песке с хорошо развитой растительностью, оказались явно не характерными для ис-

пользования при расчетах выноса мелкого песка с осушенного дна моря.

Контуры очагов выветривания для расчетов были сняты с крупномасштабной карты Аральского моря. Контур северного очага повторял форму залива Большой Сары-Чаганак. Контур южного очага выдувания образован прсжней береговой линией и изобатой 10 м, вблизи которой находился к моменту выполнения расчетов уровень Арала. По полученным контурам вновь образовавшейся суши для каждого из 16 румбов была определена ширина фронта переноса твердой фазы. При этом было принято допущение, что перенос происходит на всей площади очага с одинаковым расходом и сам очаг считается однородным. Такая идеализация очагов на первом этапе расчетов является вынужденной. Она должна приводить к некоторому завышению полученных оценок масс песка. На самом деле очаги представляются по условиям дефляции достаточно изменчивыми по площади как по своим дисперсным характеристикам, так и по другим физическим, химическим и биологическим параметрам. Однако на данном этапе исследований учесть это многообразие условий для расчетов выветривания не представляется возможным. Далее привлекались средние многолетние розы векторов переноса песка, используя которые рассчитывалась масса песка, выносимая ветром через фронт переноса каждого румба (рис. 3, табл. 7).

На рис. 3 хорошо видны наиболее опасные направления переноса. Из залива Большой Сары-Чаганак вынос должен осуществляться в основном в секторе северо-восток — восток-юго-восток.

Таблица 7

Масса песка, переносимая ветром и выносимая за пределы контуров осушенной части дна моря, определенных по изобате 10 м

Направление переноса	Перенос, т/км		Вынос, т/год	
	Аральское море	Уялы	залив Большой Сары-Чаганак	восточный очаг выдувания
С	320	1260	10000	94000
ССВ	1000	330	30000	40000
СВ	13000	5360	390000	700000
ВСВ	8400	2070	210000	290000
В	1240	2000	48000	300000
ВЮВ	3570	2830	180000	280000
ЮВ	800	3580	40000	290000
ЮЮВ	940	2070	47000	120000
Ю	1600	2710	51000	200000
ЮЮВ	3390	3640	100000	440000
ЮЗ	4260	6660	130000	860000
ЗЮЗ	3470	3430	88000	480000
З	770	8490	30000	1300000
ЗСЗ	1120	3600	55000	360000
СЗ	660	1090	33000	87000
ССЗ	1220	20	60000	3000
			1500000	5800000

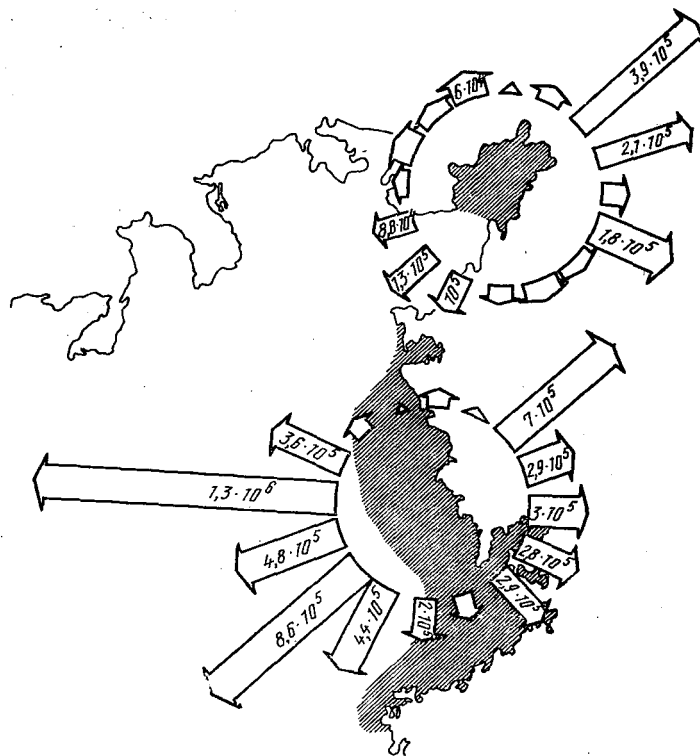


Рис. 3. Массы песка (т/год), выносимые из основных источников выветривания

В этом направлении должно перемещаться свыше  $8 \cdot 10^5$  т песка в год. В южном очаге вынос преимущественно направлен на запад-северо-запад — юго-юго-восток и достигает  $3,4 \cdot 10^6$  т в год, хотя и в секторе северо-восток — юго-восток должны выноситься достаточно большие массы песка и солей — около  $2 \cdot 10^6$  т в год.

Суммарный вынос твердой фазы воздушными потоками по всем направлениям из залива Большой Сары-Чаганак будет составлять  $1,5 \cdot 10^6$  т в год, из южного, более крупного очага, —  $5,8 \cdot 10^6$  т. Выносимая масса из обоих очагов может быть оценена в  $7,3 \cdot 10^6$  т в год.

Масса солей составляет примерно 0,7—1,5% всей переносимой массы твердой фазы, т. е. вынос солей из этих очагов может быть принят в объеме 50—70 тыс. т в год.

Полученные цифры по массе выносимого ветром песка носят несколько абстрактный характер. По ним трудно определить масштабность явления — много или немного песка и соли выносятся ветром. Поэтому были получены другие легко воспринимающиеся образные оценки. Чтобы перевезти переносимую ветром за год массу песка нужно свыше 3000 железнодорожных составов.

из 40 вагонов грузоподъемностью 60 т и около 30 таких составов для перевозки солей.

Приняв объемную плотность песка равной  $1,5 \text{ т/м}^3$ , получим, что весь годовой объем выноса составляет 5 млн.  $\text{м}^3$ .

Очевидно, что эоловые процессы на осушенном дне Аральского моря являются мощным современным геологическим процессом уже в настоящее время. По мере увеличения площади осушенного дна моря выносимая масса твердой фазы должна возрастать. Появление в ближайшие годы из-под воды поверхностей с тяжелым механическим составом (илистых отложений) должно привести к увеличению масс твердой фазы, способных переноситься ветром на значительные расстояния, так как возрастает доля мелких частиц, взвешиваемых в воздушном потоке.

Оценка будущих объемов переноса с новых контуров осушенной части дна Аральского моря и корректировка уже полученных оценок будет проведена в КазНИГМИ в ближайшие годы с помощью усовершенствованной модели песчано-солевых бурь. Оценивая полученные объемы выноса следует отметить, что они являются, по-видимому, максимальными, так как в основу расчета положено условие сухости переносимого ветром песка. В реальных условиях перенос песка часто происходит при достижении его критической влажности, что значительно снижает твердый расход. Поэтому более точные оценки могут быть получены при климатических расчетах, учитывающих вероятностный характер переноса песка ветром.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баренблатт Г. И., Голицын Г. С. Локальная структура развитых пыльных бурь. — М.: Изд. МГУ, 1973. — 44 с.
2. Бютнер Э. К. Динамика приповерхностного слоя воздуха. — Л.: Гидрометеиздат, 1978. — 158 с.
3. Кондратьев К. Я. и др. Метеорологическое зондирование подстилающей поверхности из космоса/Кондратьев К. Я., Григорьев А. А., Рабинович Ю. И., Шельгина Е. М. — Л.: Гидрометеиздат, 1979. — 246 с.
4. Семенов О. Е. Закономерности в вертикальной изменчивости переноса мелкого песка при пыльных бурях. — Труды КазНИГМИ, 1977, вып. 63, с. 3—17.
5. Семенов О. Е. О распределении почвенных частиц по размерам на юге Казахстана вследствие эоловых процессов. — Труды КазНИГМИ, 1970, вып. 36, с. 153—165.
6. Семенов О. Е., Шапов А. П. Оценка объемов переноса песка при пыльных бурях в районе Аральского моря. — Труды КазНИИ Госкомгидромета, 1984, вып. 82, с. 21—29.
7. Хрусталева Ю. П., Резников С. А., Туровский Д. С. Литология и геохимия донных осадков Аральского моря. — Изд. Ростовского университета, 1977. — 150 с.

## О ПЕРЕНОСЕ СОЛЕЙ В СОСТАВЕ ТВЕРДОЙ ФАЗЫ ВО ВРЕМЯ ПЕСЧАНО-СОЛЕВЫХ БУРЬ

Исследования песчано-солевых бурь выполнялись в 1982—1984 гг. в районе, расположенном в 40 км южнее дельты р. Сырдарьи, на массиве, представляющем собой мощный очаг образования песчано-солевых бурь. Массив представляет собой плоскую песчаную равнину, подвергаемую сильной ветровой эрозии и покрытую подвижными барханными цепями со средней высотой барханов от 0,6 до 1 м. Межбарханные понижения и открытые поверхности приморских солончаков покрыты ровной песчано-солевой коркой, имеющей толщину от 2 до 5 см, и увлажняющейся в ночные и утренние часы из-за близкого (1—1,5 м) залегания грунтовых вод.

Для исследования выноса солей с осушенной части дна Аральского моря во время песчано-солевых бурь в 1984 г. был выбран пункт на юго-восточной окраине этого массива. Соотношение проективной площади барханов и межбарханных понижений примерно 1:1. Часть межбарханных понижений выполнена плоскими песчаными неразветвленными поверхностями, покрытыми чехлом из остатков водорослей *Zostera marina* и возвышающимися над остальной частью межбарханных понижений.

Для характеристики исследуемого массива песков приведем описание почвенных разрезов, которые были сделаны для отбора проб почвы и грунтовой воды для химических анализов.

Разрез № 1 был выполнен через тело подвижного бархана. Рельеф — мелкобарханные пески высотой до 1—1,5 м. Растительность отсутствует. В межбарханных понижениях — солончаковые поверхности, покрытые коркой соли и местами ракушками. Остатки водорослей *Zostera marina* возвышаются над поверхностью в виде останцев высотой до 30—40 см. Поверхность бархана покрыта мелкими ракушками примерно на 60—70%. Разрез расположен на наветренном склоне бархана.

- 0—43 см — песок рыхлый сухой серовато-желтого цвета;
- 43—48 см — песок сухой охристого цвета;
- 48—73 см — сухой песок серого цвета со следами оглеения (слабо выраженные пятна охристого цвета);
- 73—76 см — сухие остатки водорослей;
- 76—82 см — влажный песок с пятнами охристого цвета;
- 82—84 см — прослойка влажных перегнивших растительных остатков и глины;
- 84—105 см — суглинок с вкраплениями растительных остатков темно-серого цвета, влажный;
- 105—115 см — мокрая глина сизого цвета, очень вязкая и плотная, при высыхании белеет;
- 115—120 см — суглинок сизого цвета, влажный;



120—147 см — мокрый песок;

>147 см — грунтовая вода, соленая.

Взята проба грунтовой воды, содержание соли в ней составляет 18,4 г/л.

Разрез № 2 заложен на поверхности приморского солончака. Поверхность ровная с наносами песка мощностью 1—3 см с отдельными редкими холмиками песка высотой до 30 см. Растительность отсутствует. Расстояние до ближайших барханов  $\approx$  20 м.

0—2 см — солончаковый горизонт — песчано-солевая корка с беловатым налетом соли в сухом состоянии. Слой в утренние и ночные часы влажный. Весь слой имеет беловатый цвет — насыщен кристаллами солей;

2—12 см — влажный песок со следами оглеения — пятнами ржавчины, серо-желтого цвета;

12—13 см — прослойка песка с илистыми отложениями, серого цвета, влажная;

13—47 см — влажный песок серо-желтого цвета со следами оглеения и линзами илистых отложений;

47—55 см — супесь темно-серого цвета столбчатой структуры со следами мелкой растительности;

55—69 см — влажный песок темно-серого цвета со следами оглеения;

>103 см — грунтовая вода с содержанием солей 18,6 г/л.

Для исследования выноса солей с осушенной части дна Аральского моря дополнительно были использованы материалы экспедиционных исследований 1982 и 1983 гг., проводившихся в этом же районе.

Экспедиция 1982 г. работала на этом массиве на 1 км севернее места экспедиционных исследований 1984 г. Средняя высота подвижных барханов достигала в 1982 г. 0,8—1,2 м, отдельные барханы достигали высоты 1,5—1,8 м, особенно локально закрепленные кустарниковой растительностью. Довольно четко прослеживался эффект увеличения высоты барханов к краю массива. Глубина залегания грунтовых вод составляла 1,6—2 м. Почвенные разрезы в 1982 г. не делались.

В 1983 г. экспедиционные исследования проведены в северной части этого же массива в 7 км к югу от метеостанции Баян и в 10—12 км от места экспедиции 1982, 1984 гг.

Для характеристики исследуемого массива песков были выполнены почвенные разрезы. Например, был сделан разрез в межбарханном понижении рядом с площадкой для наблюдений. Растительность вокруг отсутствует. Поверхностный песок рыхлый со следами корки осолонения, в утренние и ночные часы поверхность увлажнена.

0—15 см — песок рыхлый, серо-коричневый, с незначительным содержанием ракушечника, влажный;

15—27 см — песок бурого цвета со следами оглеения в виде вкраплений ржавого цвета, влажный;

- 27—29 см — прослойка ракушечника;
- 29—45 см — песок светло-коричневый, влажный;
- 45—100 см — песок сизого цвета с содержанием ила и следами оглеения, мокрый;
- >100 см — грунтовая вода, соленая.

Из характерных слоев всех разрезов взяты образцы почвогрунтов и пробы грунтовых вод для определения содержания в них солей и ионного состава. Химический анализ образцов выполнялся методом водной вытяжки.

Данные разрезов указывают на сложное строение грунта бывшего дна Аральского моря, свидетельствующее о больших изменениях, происходивших в этом районе в историческом плане. В то же время анализ механического состава и минерализации грунтов почвенных разрезов показывает на идентичность механизма динамики солей во всех трех пунктах наблюдений и, следовательно, на возможность обобщения данных наблюдений при оценке выноса солей с приморских солончаков и песчаных почв этого района. Сравнение данных о содержании и ионном составе солей в почвогрунтах, полученных экспедициями КазНИГМИ, с материалами института почвоведения АН КазССР [3], детально характеризующими почвы осушенной части дна Аральского моря (табл. 1), подтверждает этот вывод.

Приведенные профили почвенных разрезов показывают, что грунтовые воды располагаются на глубине примерно 1 м от поверхности межбарханных понижений и имеют близкие минерализацию и ионный состав. Близкое залегание грунтовых вод, существенно превышающее современный уровень моря, дает основание предполагать наличие источника грунтовых вод, расположенного выше современного уровня моря и могущего оказывать значительное влияние на солевой баланс территории. Таким источником могут быть фильтрационные воды р. Сырдарьи.

Небольшая глубина залегания грунтовых вод и высокая гигроскопичность почвогрунтов, слагающих исследуемый массив, а также большая испаряемость в данном районе способствуют интенсивному выносу солей к поверхности почвы. При этом наблюдается существенное различие между открытыми поверхностями приморских почв и поверхностями с навейным песчаным чехлом (рис. 1 и 2). На открытых поверхностях, как видно из рис. 2, основная масса солей содержится в поверхностной корочке и может достигать 15% и выше.

Напротив, содержание солей в песках, слагающих навейный чехол, минимально и составляет  $\approx 0,2—0,3\%$  (рис. 1). Такое же содержание солей для песков, слагающих поверхность подвижных барханов, было получено из образцов, отобранных с поверхности барханов в 1982—1984 гг. Столь низкое содержание солей в теле барханов обусловлено, по-видимому, интенсивным выносом их из подвижного песка ветром при перевевании во время песчано-солевых бурь, а также рассолением бархана за счет конденсационной влаги. Очевидно, что основным поставщиком солей в атмосферу

Таблица 1

Запас солей (%) в почвогрунтах и грунтовых водах осушенной части дна Аральского моря

Индекс почв	Тип побережья, регион	Литология	Количество разрезов	Засоленность почвогрунтов в слое, см					Грунтовые воды	
				корочка	0-10	0-30	0-50	0-100	уровень, см	минерализация, г/л

Данные института почвоведения АН КазССР

Среднедефлируемые

Пм	Лагунные побережья, Ю-В	Л*	20	5,95	1,12	0,9	0,83	0,9	148	52,15
		Ср*	26	10,08	1,9	1,54	1,84	1,45	200	42,5
Пм <sup>п</sup>	Открытые побережья, С, С-В, В Лагунные побережья, Ю-В	Л	21	Нет	0,23	0,28	0,44	0,52	125	51,52
		Ср	48	Нет	0,47	0,52	0,55	0,63	129	59,9
		Л	18	Нет	0,39	0,39	0,52	0,82	124	62,35

Легкодефлируемые

Пс	С, С-В	Л	18	Нет	0,14	0,14	0,14	0,16	197	11,5
	В	Л	30	Нет	0,21	0,19	0,22	0,23	240	27,9
	Ю-В	Л	18	Нет	0,09	0,07	0,11	0,19	226	27,4

Данные КазНИГМИ

Пм <sup>п</sup> + +Пс	Р1	Л	1	Нет	0,22	0,31	0,32	0,82	147	18,3
	Р2	Л	1	14,05	3,22	1,49	1,57	1,57	103	18,6
	Р3	Л	1	9,22	2,34	1,20	0,93	0,84	110	18,2
	Р (83)	Л	1	Нет	0,41	0,75	0,69	0,52	100	—

Примечание. Л — легкая, Ср — средняя.

во время песчано-солевых бурь являются межбарханные понижения и открытые поверхности приморских солончаков, подвергаемых абразивной обработке подвижным песком.

Результаты химических анализов водной вытяжки указывают, что в изучаемом районе наблюдается два типа засоления: сульфатно-хлоридный и хлоридно-сульфатный [2]. Такие типы засоления характерны для приморских почв этого района [1]. По классификации засоленности Ю. П. Лебедева [2], пески относятся к сильнозасоленным и солончакам, а навейный песчаный чехол — к слабозасоленным. Отношение  $Cl^-/SO_4^{2-}$  по глубине почвенных разрезов показывает на отсутствие устойчивой тенденции его изменения по толще разреза. Наблюдаются лишь незначительные отклонения, связанные, по-видимому, с различиями в механическом составе. В поверхностном слое наблюдается изменение этого соотношения: солончаковая корочка имеет повышенное содержание хлоридов, а в навейном чехле их существенно меньше. Тип засоления навейного чехла хлоридно-сульфатный. Аналогичная картина наблюда-

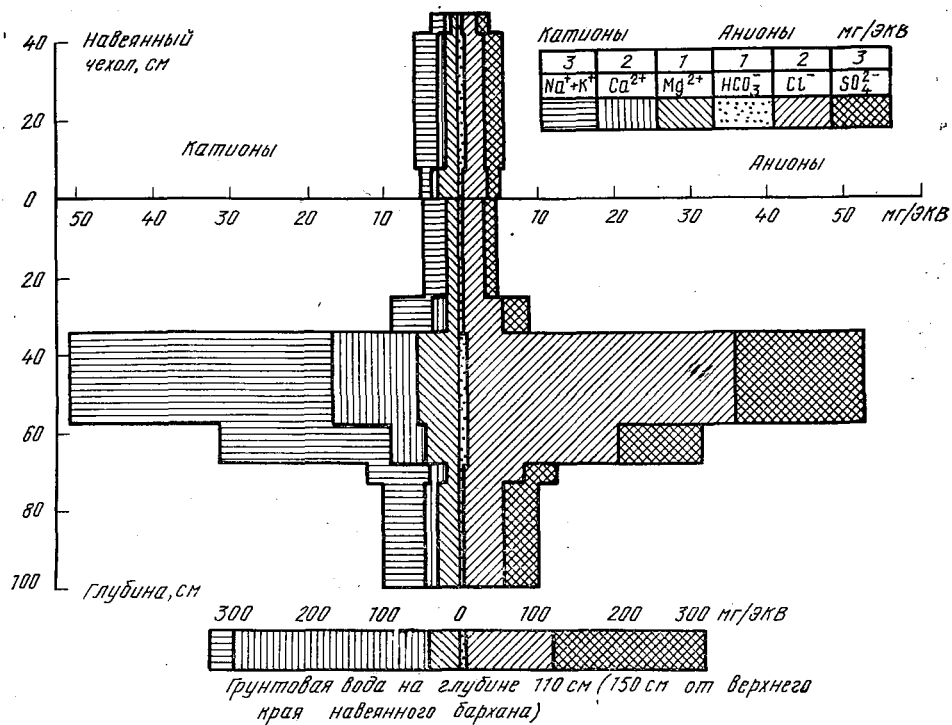


Рис. 1. Солевой профиль почвенного разреза № 1, июнь 1984 г.

ется и в изменении отношения  $\frac{Na^+ + K^+}{Ca^{2+} + Mg^{2+}}$  по глубине почвенного разреза — солевая корочка имеет повышенное содержание катионов  $Na^+$  и  $K^+$ , а в навейном чехле их существенно меньше, чем  $Ca^{2+} + Mg^{2+}$ .

Общее содержание солей, переносимых в приземном слое атмосферы во время бурь, и их ионный состав определялись химическим анализом водной вытяжки из частиц твердой фазы, уловленной пескоуловителями КазНИГМИ. Пескоуловители устанавливались на 16-метровой телескопической мачте на высотах 0,12; 0,25; 0,5; 1; 2; 4; 9 и 16 м, на этих же высотах были установлены дистанционные импульсные анемометры, позволяющие получать профили средней скорости ветра.

Для верхних уровней, где расходы твердой фазы незначительны, образцы, отобранные на одной высоте за последовательные интервалы времени, были объединены для получения массы, достаточной для проведения химического анализа. В образцах, имеющих меньшую массу и за весь период наблюдений, был определен лишь плотный остаток (общее содержание солей в процентах от общей массы образца). Данные химического анализа водной вытяжки приведены в табл. 2.

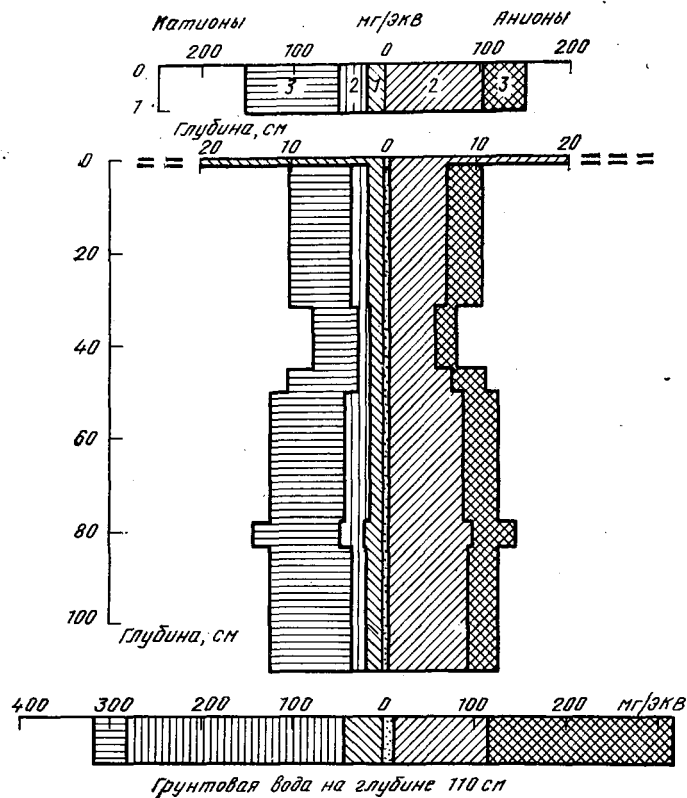


Рис. 2. Солевой профиль почвенного разреза № 2, июнь 1984 г.:  
Усл. обозначения см. рис. 1

Максимальный вынос солей с массива за период экспедиционных наблюдений отмечался в 1984 г. В этом году наблюдались пыльные бури 8, 12, 13 и 15—16 июня, причем последняя продолжалась 2 сут при средней скорости ветра на высоте 10 м в 20 м/с.

Как отмечалось ранее, для проведения химического анализа образцы, отобранные на верхних уровнях, были объединены. Для анализа изменения содержания солей в составе твердой фазы с высотой переноса было определено содержание солей за эти же интервалы времени для нижних уровней. Профиль содержания солей в твердой фазе приземного слоя атмосферы, объединяющий песчано-солевые бури 8, 12 и 13 июня, имеет повышенное содержание солей в приповерхностном слое — до 24 мг/экв на высоте 0,12 м, с высотой содержание солей падало и на высоте 2 м составило 14 мг/экв. В профиле за 15 июня максимум содержания солей приходится на уровень 0,25 м (26 мг/экв); к поверхности и с высотой содержание солей уменьшается. 16 июня содержание солей в приповерхностном слое уменьшилось до 14 мг/экв (рис. 3)

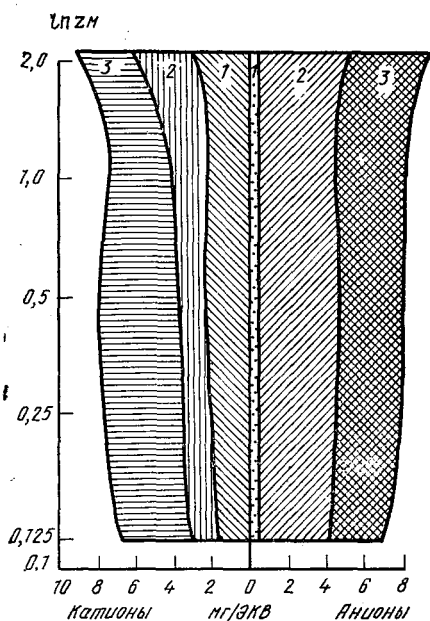


Рис. 3. Профиль солей в составе твердой фазы:  
Усл. обозначения см. рис. 1

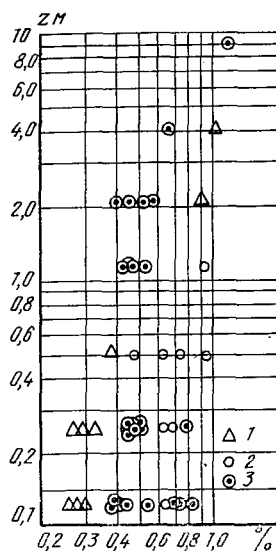


Рис. 4. Изменение содержания солей (плотный остаток, %) в составе твердой фазы:  
1 — 1982 г., 2 — 1983 г., 3 — 1984 г.

и наблюдалось незначительное увеличение содержания солей с высотой — на уровне 2 м оно составило 18 мг/экв. Такие изменения профилей содержания солей, по-видимому, связаны с изменением функции распределения частиц соли по размерам за счет механического истирания частиц во время перевевания, а также с пространственными и временными изменениями содержания солей в приземном слое атмосферы и поверхностном слое почвы во время сильных песчано-солевых бурь и требуют проведения дальнейших исследований.

В профилях содержания солей в твердой фазе приземного слоя атмосферы 1982—1983 гг. наблюдается закономерное увеличение содержания солей с высотой (рис. 4). Профиль 1982 г. показывает меньшее общее содержание солей в составе твердой фазы. Это объясняется большой мощностью навеванного чехла, имеющего, как уже отмечалось, меньшее содержание солей. Используя данные о плотном остатке солей в составе твердой фазы и результаты расчета твердого расхода во время песчано-солевых бурь, можно получить информацию об изменении содержания солей с высотой. Анализ солевых профилей 1982—1984 гг. показывает закономерное уменьшение доли ионов  $Cl$  и  $Na+K$  и увеличение доли ионов  $Ca$  и  $Mg$ , что говорит о более интенсивном выносе сульфатов с исследуемого массива. Эти данные подтверждает анализ образцов твердой фазы, полученный при экспедиционных исследованиях песча-

Таблица 2

## Результаты химического анализа водной вытяжки из образцов твердой фазы

Высо- та, м	$\text{CO}_3^{2-}$	$\text{HCO}_3^-$	$\text{Cl}^-$	$\text{SO}_4^{2-}$	$\text{Na}^+ +$ $+ \text{K}^+$	$\text{Ca}^{2+}$	$\text{Mg}^{2+}$	$\text{Cl}/\text{SO}_4$	Плотный остаток
8, 12, 13 июня									
0,125	0,001	0,012	0,237	0,216	0,147	0,055	0,031	—	0,697
	0,04	0,20	6,68	4,50	6,12	2,75	2,55	1,4844	—
0,125	0,001	0,012	0,299	0,230	0,186	0,055	0,036	—	0,813
	0,04	0,20	8,44	4,80	7,73	2,75	3,00	1,76	—
0,125	0,001	0,013	0,240	0,226	0,160	0,056	0,027	—	0,720
	0,04	0,22	6,76	4,70	6,67	2,80	2,25	1,4382	—
0,25	0,00	0,016	0,170	0,168	0,111	0,048	0,018	—	0,528
	0,00	0,26	4,80	3,50	4,61	2,40	1,55	1,3714	—
0,5	0,00	0,017	0,206	0,223	0,138	0,059	0,025	—	0,664
	0,00	0,28	5,80	4,65	5,73	2,95	2,05	1,2473	—
1,0	0,000	0,0244	0,0682	0,2880	0,0943	0,0500	0,0210	—	0,5337
	0,00	0,40	1,95	6,00	4,10	2,50	1,75	0,325	—
2,0	0,00	0,0213	0,0647	0,216	0,0161	0,0675	0,0255	—	0,4004
	0,0	0,35	1,85	4,50	0,700	3,375	2,125	0,411	—
15 июня									
0,12	0,000	0,016	0,195	0,168	0,117	0,054	0,020	—	0,567
	0,00	0,26	5,48	3,50	4,89	2,70	1,65	1,5657	—
0,25	0,000	0,017	0,247	0,269	0,153	0,084	0,027	—	0,795
	0,00	0,28	6,96	5,60	6,39	4,20	2,25	1,2428	—
1,0	0,00	0,0183	0,1417	0,1520	0,0518	0,0425	0,0345	—	0,4376
	0,0	0,30	4,05	3,1660	2,516	2,125	2,875	1,28	—
2,0	0,00	0,0213	0,0402	0,256	0,0306	0,0675	0,0250	—	0,4399
	0,0	0,35	1,15	5,333	1,333	3,375	2,125	0,2156	—
16 июня									
0,12	0,000	0,017	1,135	0,120	0,086	0,34	0,016	—	0,405
	0,00	0,2	3,80	2,50	3,58	1,70	1,30	1,52	—
0,12	0,000	0,018	0,143	0,120	0,093	0,034	0,015	—	0,422
	0,00	0,30	4,04	2,50	3,89	1,70	1,25	1,616	—
0,12	0,001	0,013	0,138	0,118	0,090	0,033	0,015	—	0,403
	0,04	0,22	3,88	2,45	3,74	1,65	1,20	1,5836	—
0,12	0,000	0,018	0,138	0,134	0,093	0,032	0,018	—	0,431
	0,00	0,30	3,88	2,80	3,88	1,60	1,50	1,3857	—
0,25	0,000	0,020	0,159	0,144	0,098	0,044	0,018	—	0,481
	0,00	0,32	4,48	3,00	4,10	2,20	1,50	1,4933	—

## Продолжение

Высо- та, м	CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Na <sup>+</sup> + + K <sup>+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Cl/SO <sub>4</sub>	Плотный остаток
16 июня									
0,25	0,000	0,018	0,156	0,154	0,103	0,043	0,018	—	0,489
	0,00	0,30	4,40	3,20	4,30	2,15	1,45	1,375	—
0,25	0,000	0,017	0,156	0,156	0,105	0,040	0,019	—	0,491
	0,00	0,28	4,40	3,25	4,38	2,00	1,55	1,3538	—
0,25	0,000	0,018	0,156	0,137	0,097	0,039	0,019	—	0,463
	0,00	0,30	4,40	2,85	4,05	1,95	1,55	1,5438	—
0,25	0,000	0,017	0,158	0,142	0,105	0,036	0,018	—	0,472
	0,00	0,28	4,44	2,95	4,37	1,89	1,50	1,505	—
0,25	0,000	0,020	0,153	0,134	0,099	0,038	0,017	—	0,459
	0,00	0,32	4,32	2,80	4,14	1,90	1,40	1,5428	—
0,25	0,000	0,020	0,153	0,139	0,102	0,037	0,018	—	0,465
	0,00	0,32	4,32	2,90	4,24	1,85	1,45	1,4896	—
0,5	0,001	0,016	0,169	0,149	0,098	0,049	0,016	—	0,484
	0,04	0,26	4,48	3,10	4,08	2,45	1,35	1,445	—
1,0		0,0152	0,1295	0,160	0,0697	0,0425	0,0255	—	0,4348
		0,25	3,70	3,333	3,033	2,125	2,125	0,8093	—
1,0		0,0122	0,154	0,184	0,0640	0,0475	0,0285	—	0,4741
		0,20	4,40	3,833	2,783	2,375	2,375	0,8369	—
2,0	0,0	0,0183	0,1645	0,1920	0,0680	0,0625	0,0345	—	0,5316
	0,0	0,30	4,70	4,00	3,00	3,125	2,875	1,175	—
2,0	0,0	0,0122	0,1767	0,2080	0,0743	0,0650	0,0360	—	0,5661
	0,0	0,20	5,05	4,333	3,233	3,250	3,00	1,1654	—
8—16 июня									
4,0	0,0	0,0122	0,1942	0,2560	0,08221	0,0875	0,0300	—	—
8,0	0,0	0,20	5,55	5,333	3,705	4,375	3,00	1,0407	1,1750

Примечание. Числитель — %, знаменатель — мг/экв.

но-солевых бурь в 1980 г. в районе бывшего о. Каска-Кулан и в 1981 г. в районе г. Аральска. Химический анализ этих образцов был выполнен в САНИГМИ.

Аналогичные данные получены М. Е. Бельгибаевым [1] для песчано-солевых бурь в районе г. Аральска. Повышенное содержание ионов SO<sub>4</sub> в аэрозолях в приземном слое атмосферы над высохим дном моря отмечено О. П. Петренчук [4].



Таким образом, можно считать установленным, что приморские солончаки являются одним из основных источников выноса солей с осушенной части дна Аральского моря, а большая часть выносимых солей представлена сульфатами.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бельгибаев М. Е., Некрасова Т. Ф., Можайцева Н. Ф. Прогноз формирования почвенного покрова обсыхающего дна Аральского моря. — В кн.: Природопользование Северного Казахстана. — Алма-Ата: Кайнар, 1983, с. 63—86.
2. Лебедев Ю. П. К вопросу о классификации засоленных почв. — ДАН СССР, 1951, т. 8, № 5, с. 57—61.
3. Можайцева Н. Ф., Некрасова Т. Ф. Метод подсчета ветрового выноса солей с обсыхающего дна Аральского моря. — Проблемы освоения пустынь, 1985, № 6, с. 15—21.
4. Петренчук О. П., Ионин В. А., Нестерова Н. В. Химический состав атмосферных осадков и аэрозолей над акваторией Аральского моря и в некоторых районах Средней Азии. — Труды ГГО, 1983, вып. 467, с. 117—124.

*О. В. ПИЛИФОСОВА*

#### **О ТЕНДЕНЦИЯХ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА ПРИАРАЛЬЯ И ИХ УЧЕТЕ ПРИ ПРОГНОЗЕ УРОВНЯ АРАЛЬСКОГО МОРЯ**

В настоящее время уже не вызывает сомнения тот факт, что долговременный тренд падения уровня Аральского моря связан в основном с антропогенным влиянием. В ранее выполненной нами работе, а также в исследованиях некоторых других авторов показано, что вклад климатических факторов в усыхание этого водоема до начала 70-х годов был значимым и составлял 30—40% общего. Рядом исследователей было высказано предположение о том, что и в перспективе уровень моря будет зависеть не только от хозяйственной деятельности в бассейне, но и от колебания естественных климатических условий. При этом возможные изменения климата могут привести к снижению и к повышению уровня моря по отношению к линии тренда. Основной целью настоящей работы является оценка возможности учета будущих климатических изменений при прогнозе уровня на перспективу до 2000 г.

Как известно, водные ресурсы бассейна Аральского моря представлены главным образом стоком речных систем Амударьи и Сырдарьи. Ежегодные водные ресурсы этих рек, исчисляемые в зонах формирования, определяются сочетанием естественных метеорологических факторов в горных районах и до настоящего времени практически не зависят от хозяйственной деятельности.

Поэтому основными показателями, характеризующими влияние климатических колебаний на состояние моря, должны быть колебания водных ресурсов его бассейна. Действительно, в пери-

од, не нарушенной хозяйственной деятельностью (до 1960 г.), существовала тесная связь между годовыми значениями суммарного естественного стока, определяемого по стоку в зоне формирования, и уровнем Аральского моря. Коэффициент корреляции в этот период равен 0,60, что больше критического его значения для 50 коррелируемых пар на 5%-ном уровне значимости. Однако уже в следующем десятилетии, с 1960 по 1970 г., когда значительно расширяются масштабы водохозяйственного строительства, связь суммарного стока с уровнем моря становится незначимой, а в период с 1971 по 1983 г. приобретает даже отрицательный характер. На перспективу при планируемом развитии хозяйственной деятельности безвозвратное потребление вод с ростом площадей орошаемых массивов уже к 1990 г. приблизится к своему естественному пределу — величине водных ресурсов, в результате чего независимо от водности в море будут поступать лишь постоянные по объему санитарные попуски этих рек [2]. Таким образом, если на изменение уровня моря и будут оказывать влияние колебания климата, то только экваториальной и прилегающей к ней территории.

Задача учета климатических изменений при прогнозе уровня моря на перспективу является частью огромной и сложной проблемы сверхдолгосрочного прогнозирования, которая, как известно, еще далека от своего решения. Поэтому в настоящее время возможен лишь качественный учет фоновых характеристик климата в будущем. Знак же длительных тенденций в изменении климата в интересующем нас районе, а также с определенной долей вероятности время смены знака этих тенденций, можно получить, изучая многолетние изменения климатических характеристик в связи с изменениями атмосферной циркуляции.

В свое время А. А. Гирсом [3] было установлено наличие эпох атмосферной циркуляции, выявлены основные факторы, определяющие причины их возникновения и преобразования. Позднее [5] было найдено, что границы между однородными эпохами приходятся на периоды спада 11-летних циклов солнечной активности, границы между смешанными и однородными эпохами — на период подъема, а граница между однородной и смешанной — на период спада вблизи максимума. По общепринятому мнению, максимум ближайшего 22-го цикла солнечной активности ожидается в 1993 г.

Анализ этих закономерностей позволяет предположить, что начавшаяся в 1968 г. эпоха восточной циркуляции продлится еще до 1994—1995 гг. Затем на спаде вблизи максимума 11-летнего цикла солнечной активности произойдет смена однородной эпохи смешанной. О сохранении циркуляции типа Е еще в течение длительного периода времени свидетельствует также и анализ повторяемости различных преобразований исходных макропроцессов W, C, E. Гирсом [3] было установлено, что закономерности преемственности форм W, C, E, характерные для коротких периодов (сезоны, месяцы, дни), имеют общее значение и могут быть

использованы для суждения о форме циркуляции предстоящей эпохи. Нами было рассмотрено 464 преобразования естественных синоптических периодов различных форм за период с 1981 по 1986 г. (табл. 1). При общем числе преобразований исходной и преобладающей в данную эпоху формы E, равном 252, в 67% случаев она сохранялась и в следующем периоде. Нормальная повторяемость такого рода преобразований, полученная Гирсом из анализа данных за 1900—1960 гг., составляет 43%.

Как видно из данных табл. 1, в 17% случаев E сменялось W и 16% составили преобразования формы E в C, если рассматривать повторяемость преобразований от общего числа случаев, при норме 15%.

Таким образом, наиболее вероятным в предстоящие 7—8 лет является макропроцесс E. Значительно ниже и примерно равновероятным является развитие процессов типа C и W, т. е. можно предположить, что за эпохой E после 1994—1995 гг. последует эпоха смешанной циркуляции W+C. Это предположение в какой-то степени подтверждается и анализом внутритронового распределения числа дней с типами циркуляции за последние 10 лет.

Для сравнимости результатов график хода аномалий повторяемости основных форм циркуляции за период с 1975 по 1985 г. представим в полярной системе координат, как это было сделано в [4] по данным предыдущего десятилетия (1966—1977 гг.). На рис. 1 в виде окружности изображена нулевая линия. Положительные отклонения от многолетней средней повторяемости основных форм циркуляции находится на внешней ее стороне, отрицательные — на внутренней. Видно, что процессы типа циркуляции E, как и в период с 1966 по 1977 г., усилены во все месяцы года, за исключением ноября и декабря. Однако во внутритроновом распределении числа дней с типами циркуляции в последнее

Таблица 1

Повторяемость (%) различных преобразований исходных макропроцессов

Преобразование	Число преобразований	Число преобразований данной формы		Общее число случаев	
		1981—1986 гг.	норма по [3]	1981—1986 гг.	норма по [3]
W→W	48	43	38	10	13
W→E	38	34	3	8	12
W→C	25	23	28	5	10
E→E	169	67	43	36	15
E→W	42	17	32	9	11
E→C	41	16	25	9	9
C→C	33	33	36	7	11
C→W	26	26	34	6	10
C→E	42	41	30	10	9

десятилетие произошли заметные изменения. Значительно усилились процессы западной и меридиональной форм: тип W в отдельные месяцы даже преобладает над основной формой циркуляции, а повторяемость типа С в феврале, декабре и июле близка к норме. По-видимому, этот факт является свидетельством появления, по выражению А. А. Гирса, «ростков» новой эпохи.

Рассмотрим многолетние изменения характеристик климата Приаралья за последние 75 лет в связи с изменениями атмосферной циркуляции, с тем чтобы, учитывая характер предстоящей эпохи, использовать установленную связь для предсказания знака

длительных тенденций указанных характеристик. Для этой цели использовались метеорологические данные по шести станциям Приаралья. Наряду с месячными значениями температуры и осадков на этих станциях для характеристики климатического фона использовались и первые коэффициенты разложения по эмпирическим ортогональным функциям (ЭОФ) (рис. 2). Вертикальными линиями на рис. 2 отмечены границы эпох циркуляции по данным [5]. Любопытно, что тенденции температурного фона и фона увлажнения Приаралья внутри эпох циркуляции не всегда устойчивы. Тот факт, что в пределах одной эпохи отмечаются периоды спада и подъема кривых климатического фона, можно, по-видимому, объяснить особенностями структуры циркуляционных эпох, подробно описанным в [3]. Но несмотря на это выявить основные особенности тенденций климата Приаралья в циркуляционных эпохах все же можно.

Как видно из рис. 2, в эпоху западной циркуляции в общем отмечалась тенденция спада годового температурного фона, причем преобладали отрицательные аномалии первого коэффициента разложения годовой температуры воздуха. Кривые отклонений первого коэффициента годовой суммы осадков и ГТК периода меняют знак тенденции: в 1920 г. рост кривой сменяется спадом. При этом кривая остается ниже нуля, а кривая аномалий ГТК в основном лежит выше оси абсцисс.

С началом эпохи Е (1929 г.) происходит смена тенденций годового температурного фона Приаралья. Вместо предшествующего длительного спада кривой  $\Delta a_t$  начался ее рост. Тенденция спада кривых аномалий  $a_n$ , начавшаяся в последней стадии эпохи W,

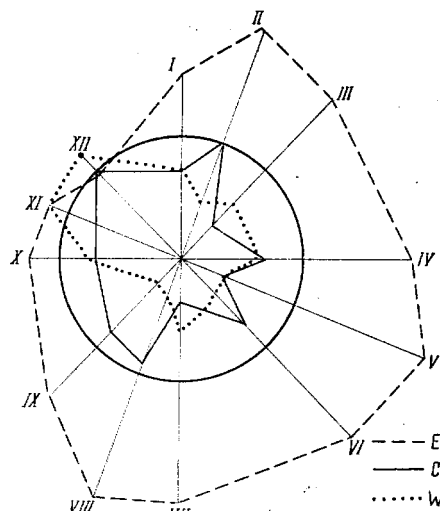


Рис. 1. Внутригодовая структура макроциркуляционных процессов последних 10 лет эпохи Е

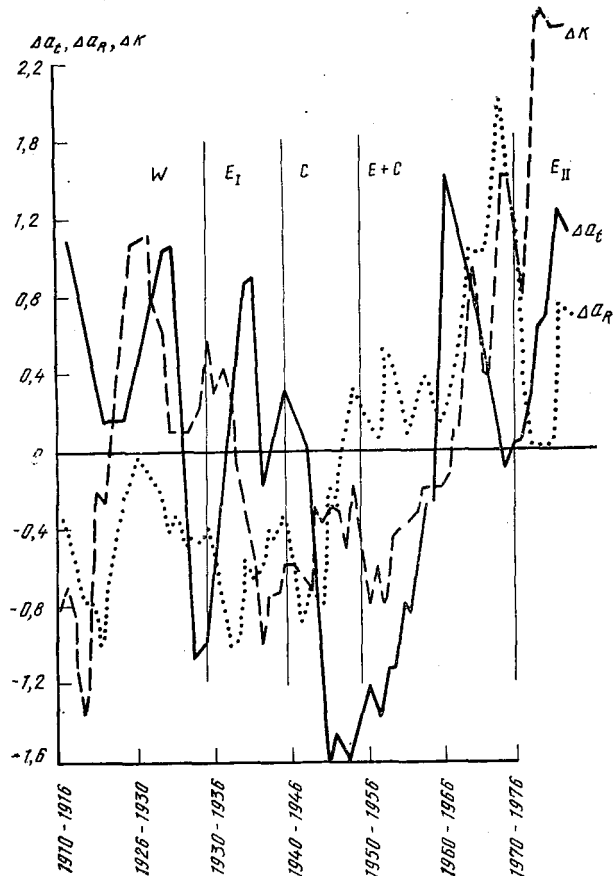


Рис. 2. Скользящие 7-летние средние характеристики климата Приаралья:

$\Delta K$  — аномалии ГТК,  $\Delta a_t$  — аномалии первого коэффициента разложения по ЭОФ среднегодовой температуры воздуха,  $\Delta a_R$  — аномалии первого коэффициента разложения по ЭОФ годовой суммы осадков

становится более ярко выраженной. В эпоху меридиональной циркуляции кривая температурного фона испытывает падение, аномалии  $a_t$  при этом отрицательны. Кривые аномалий  $a_R$  и ГТК в этот период также остаются в основном ниже нуля, но при этом имеют тенденцию роста.

Для эпохи смешанной E+C циркуляции характерна тенденция роста кривых фона увлажнения. Направленность кривой аномалий первого коэффициента разложения годовой температуры воздуха меняет свой знак с роста на спад в середине эпохи. Последняя, продолжающаяся до настоящего времени, эпоха циркуляции E характеризуется повышением годового температурного фона и аномалий ГТК теплого периода. Аномалии  $a_R$  с началом эпохи

уменьшались, но в последние годы появилась тенденция к их увеличению.

Для подтверждения и уточнения полученных выводов была проведена оценка значимости отличия климатических характеристик, осредненных в эпохах циркуляции, от их среднемноголетних значений. Рассчитывались статистики месячных сумм осадков, среднемесячной температуры воздуха по шести станциям Приаралья, а также первых коэффициентов разложения по ЭОФ годовых сумм осадков, среднегодовой температуры воздуха и ГТК этого района. Затем проводилась оценка значимости различия средних с помощью критерия Стьюдента и дисперсий с помощью критерия Фишера. Близость распределения рассматриваемых нами характеристик к нормальному на 10%-ном уровне значимости позволяет применить эти критерии параметрической статистики.

Не имея возможности представить полученные результаты в полном объеме, рассмотрим их на примере нескольких станций и центральных месяцев. Из табл. 2 видно, что для процессов формы  $W$  характерны отрицательные отклонения от нормы годового фона увлажнения ( $\Delta a_R$ ) и летних месячных сумм осадков. Значимых отклонений температурных условий эпохи от среднемноголетних не обнаружено, возможно, из-за отсутствия данных за весь период эпохи (с 1900 г.). Для первой (1931—1939 гг.) эпохи восточной

Таблица 2

Отклонение от нормы некоторых характеристик климата Приаралья в разные циркуляционные эпохи

Элемент	Станция, район	W	Е	С	С+Е	Е	Среднее
		1903— —1929	1930— —1939	1940— —1949	1950— —1968	1968— —1985	
$\Delta a_R$	Приаралье	-0,42	-0,67	-0,25	-0,17	0,90	-0,02
$\Delta a_T$		0,19	-0,76	0,01	0,08	0,46	-0,01
$\Delta K$		-0,03	-0,09	-0,09	-0,08	0,14	0,37
$\Delta R_I$ мм	Саксаульская	—	-1,5	-2,1	-2,1	2,4	10,1
	Казалинск	-1,4	-0,3	-2,5	-2,1	1,3	9,8
	Аральское море	—	-0,5	0,1	-0,9	1,0	8,3
$\Delta R_{IV}$ мм	Саксаульская	—	-2,2	0,1	-1,8	0,8	13,7
	Казалинск	-2,9	-3,7	-0,5	-1,7	7,0	14,6
	Аральское море	—	-1,0	0,9	-0,2	3,0	13,6
$\Delta R_{VII}$ мм	Саксаульская	—	-4,8	4,8	5,8	1,0	13,0
	Казалинск	-2,1	-3,4	2,0	5,3	-1,0	6,0
	Аральское море	—	-1,7	4,3	4,0	2,6	9,0
$\Delta R_X$ мм	Саксаульская	—	-0,5	-2,6	1,9	3,3	10,1
	Казалинск	0,7	-2,6	3,6	0,3	1,6	13,9
	Аральское море	—	-4,6	-1,6	0,6	7,0	14,6
$\Delta T_{I-II}$ °C	Казалинск	0,6	-1,6	0,6	0,8	-0,3	-9,3
	Аральское море	—	-1,3	0,9	1,0	2,6	-11,5
	Кзыл-Орда	—	-1,1	0,3	0,6	0,1	-7,4
$\Delta T_{VI-VII}$ °C	Казалинск	0,2	0,2	0,2	—	-0,3	24,7
	Аральское море	—	0,3	-0,1	0,4	-0,2	24,8
	Кзыл-Орда	0,2	0,5	0,6	-0,1	-0,1	24,8

Примечание. Статистически значимые отличия выделены курсивом.

циркуляции характерен пониженный годовой термический фон и фон увлажнения. Значимые отличия отмечаются также в летних осадках и температурах зимних месяцев большинства станций Приаралья. В эпоху циркуляции С на большинстве рассматриваемых станций отмечаются значимые отрицательные отклонения годовых зимних и осенних осадков и положительные отклонения летних от их среднегодовых значений.

Для последней эпохи циркуляции Е, начавшейся в 1968 г., характерен повышенный годовой термический фон и фон увлажнения, а также ГТК летнего периода. Наиболее значительные аномалии отличаются в весенних и осенних осадках, а также среднесезонных зимних температурах воздуха Приаралья.

Климатические характеристики двух эпох циркуляции Е во многом противоположны. Так, годовой термический фон (его характеризует у нас первый коэффициент разложения среднегодовой температуры воздуха) в первую эпоху Е (1930—1939 гг.) значительно ниже, а во вторую эпоху Е (1968—1985 гг.) значительно выше нормы. Аналогично для годового фона увлажнения и ГТК теплого периода. Первая эпоха восточной циркуляции последовала за эпохой W, характеризующей зональное состояние атмосферы, тогда как вторая эпоха Е циркуляции сменила смешанную Е+С эпоху, которой, напротив, свойственна ярко выраженная меридиональность атмосферных процессов. По-видимому, это и определило столь значительные различия в климатическом фоне двух эпох.

Таким образом, учитывая фоновые характеристики климата циркуляционных эпох и характер предстоящего изменения типов

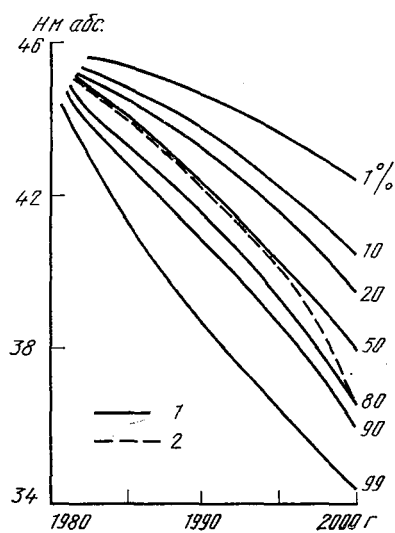


Рис. 3. Возможные изменения уровня Аральского моря:

1 — результаты балансовых расчетов согласно [2], 2 — с учетом изменения климата Приаралья

циркуляции, можно сделать предположение о том, что до 1994—1995 гг. климат Приаралья будет характеризоваться несколько повышенным фоном увлажнения и температуры. Затем произойдет смена эпохи циркуляции Е на W+С, что приведет к увеличению засушливости климата в регионе. Эти данные близки к выводам В. Н. Адаменко, которые получены из анализа естественных тенденций изменения увлажненности. Ход последних уже к концу 90-х годов создаст условия усиления дефицита влаги в районах недостаточного увлажнения [1].

Каким образом такой предполагаемый климатический фон может повлиять на изменение уровня Аральского моря? В. Н. Бортиком [2] был дан прогноз уровня Арала методом группового

численного моделирования составляющих водного баланса. Этот метод позволяет получить несколько типов кривых хода уровня, каждый из которых прогнозируется с определенной долей вероятности. Такой многовариантный прогноз в настоящее время является наиболее целесообразным и практически ценным. На рис. 3, заимствованным из [2], представлен график возможных изменений уровня моря при осуществлении одного из вариантов изъятий стока в его бассейне. При различных вариантах изъятий падения к 2000 г. могут отличаться друг от друга на 3 м [2]. За счет колебания климатических условий, как это видно из рисунка, отклонения уровня от средних отметок могут достигать к 2000 г.  $\pm 1,9$ — $2,2$  м.

Исходя из ранее высказанных предположений о характере предстоящей эпохи можно предположить, что до 1994—1995 гг. в период, когда повышенный термический фон Приаралья будет компенсироваться несколько повышенной увлажненностью района, тенденция падения уровня Аральского моря сохранится. Затем, видимо, процесс усыхания Аральского моря несколько ускорится таким образом, что отклонение от наблюдавшегося в настоящее время тренда к 2000 г. составит около 2 м (рис. 3, кривая 2). Изложенные результаты следует считать предварительными. Дополнить и уточнить эти данные позволит учет вновь поступающей информации.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Адаменко В. Н. Климат и озера. — Л.: Гидрометеиздат, 1985. — 253 с.
2. Бортник В. Н. Современные и прогнозируемые изменения гидрологических, гидрохимических и гидробиологических условий Аральского моря. — Водные ресурсы, 1983, № 5, с. 3—16.
3. Гирс А. А. Многолетние колебания атмосферной циркуляции и долгосрочные гидрометеорологические прогнозы. — Л.: Гидрометеиздат, 1971. — 276 с.
4. Панова Е. Н. Некоторые особенности структуры циркуляционных эпох. — Труды КазНИГМИ, 1980, вып. 67, с. 46—50.
5. Панова Е. Н. О границах эпох циркуляции. — Труды КазНИГМИ, 1978, вып. 64, с. 28—32.

*Р. И. ГАЛЬПЕРИН*

#### **ОБ ИЗМЕНЕНИИ ЛЕДОВОГО РЕЖИМА НИЖНЕГО ТЕЧЕНИЯ СЫРДАРЬИ В СВЯЗИ С ИЗЪЯТИЕМ СТОКА**

В связи с термическими особенностями холодного периода условия ледообразования, ледостава, вскрытия Сырдарьи существенно варьируют от года к году. Ледовые образования здесь ежегодны, хотя в отдельные зимы продолжительность ледостава едва превосходит 1 мес. В исключительных случаях сплошной ледостав может и не образоваться. Наиболее распространенные осенние формы льда — забереги и шуга — появляются в низовье Сырдарьи



в среднем в третьей декаде ноября, но в отдельные годы их появление может быть сдвинуто и на вторую половину декабря. Они быстро распространяются вверх по течению. Шугоход обычно прерывистый, средняя его продолжительность две недели, но в отдельные годы — до 2,5 мес. Замерзание реки происходит за счет смерзания скоплений шуги. Кромка льда движется снизу вверх по течению скачкообразно, сначала образуется ряд перемычек. Обычно они приурочены к излучинам реки, хотя нельзя говорить о постоянных местах их возникновения [4]. Сроки замерзания колеблются от второй декады ноября до начала января, а вскрытия — от февраля до середины апреля. За зиму ледяной покров нарастает до 0,4—1,2 м.

Весной в процессе вскрытия существенную роль играет поступающая сверху теплая вода, образуются и растут полыньи, ледяной покров разбивается на ряд перемычек и взламывается. Средняя продолжительность ледохода 2—4 дня. Вскрытие обычно происходило при существенном увеличении расхода воды, хотя наибольшая водность реки была сдвинута на теплый, безледоставный период.

Все эти характеристики основаны на многолетних данных и не отражают происшедших в последние годы изменений, связанных с существенным уменьшением водности реки.

По В. Л. Шульцу естественный сток Сырдарьи по выходе из гор составляет в среднем 1200 м<sup>3</sup>/с, т. е. в условиях ненарушенного режима это самая полноводная река Казахстана. Но ее воды веками используются на орошение, в частности, благодаря им, огромным цветущим оазисом стала Ферганская долина. В итоге в течение десятилетий расход Сырдарьи по выходе ее на равнину был примерно вдвое меньше указанного значения, а в устье — почти втрое. Сложилось определенное соотношение компонентов водного баланса, а постепенный рост антропогенных затрат воды компенсировался уменьшением естественных потерь и некоторым увеличением стока реки за счет благоприятной фазы его многолетних колебаний [2]. Однако отъем воды все увеличивался, и в 70-е годы в сравнении с 30-ми антропогенные затраты в бассейне Сырдарьи возросли вдвое. Уже к концу 50-х годов компенсационные способности бассейна были исчерпаны. В 60-е годы сток в нижнем течении Сырдарьи, как и Амударьи, уменьшился. Соответственно в той или иной степени изменились и все составляющие гидрологического режима. В 1974 г. произошло скачкообразное уменьшение стока в нижнем течении Амударьи, что связывают с вводом Тахиаташского гидроузла. Однако одновременно резко снизился и сток в нижнем течении Сырдарьи и начиная с 1974 г. река не имеет постоянного сброса в Аральское море.

Таким образом, в режиме Амударьи и Сырдарьи в их нижнем течении можно выделить три периода с различным объемом стока и неодинаковым гидрологическим режимом: первый — до 1960 г., второй — 1961—1973 гг. и третий — начиная с 1974 г.

В настоящей работе приводятся некоторые данные по изменению зимнего режима в нижнем течении Сырдарьи. Используются материалы по трем створам: ст. Тюмень-Арык, Кзыл-Орда и Казалинск. Расстояние створов от устья реки составляет соответственно 996, 718 и 181 км. Иными словами, рассмотрен участок с устойчивыми ледовыми явлениями (табл. 1). Различия в значениях расходов воды в десятилетиях 1941—1950 и 1951—1960 гг. в какой-то степени характеризуют естественные (фоновые) вариации стока. Как следует из табл. 1, на данном участке реки по всем рассмотренным показателям уменьшение расходов воды в последующий 13-летний период заметно превосходит фоновые колебания, сток на всех фазах водного режима уменьшился в 1,5—3,0 раза. В последний же период снижение стока было катастрофическим, в особенности на устьевом участке (на порядок). Как уже отмечено, непрерывный сток Сырдарьи в Аральское море прекратился.

Естественно, уменьшение водности реки сказалось на целом ряде показателей, влияющих на условия образования льда, в

Таблица 1

Изменение стока в нижнем течении Сырдарьи

Расход воды, м <sup>3</sup> /с	1941—1950	1951—1960	1961—1973	1974—1983
Тюмень-Арык				
Средний за апрель — октябрь	762	894	568	280
Средний за ноябрь — март	552	644	336	101
При установлении ледостава	(480)	(484)	275	172
При вскрытии	(686)	(874)	521	—
Минимальный летний	286	371	224	56,4
Кзыл-Орда				
Средний за апрель — октябрь	693	802	391	152
Средний за ноябрь — март	488	605	342	86,1
При установлении ледостава	414	495	280	92,8
При вскрытии	792	916	510	146
Минимальный летний	285	333	117	29,1
Казалинск				
Средний за апрель — октябрь	527	612	312	37,5
Средний за ноябрь — март	(431)	424	273	50,7
При установлении ледостава	317	414	212	42,5
При вскрытии	558	696	500	138
Минимальный летний	268	322	174	3,39

Примечание. В скобках приведены ориентировочные значения, полученные по неполным данным.

частности на скоростях течения, амплитуде уровней воды, морфологии русла. Соответствующие изменения ледового режима были неизбежны.

Из табл. 2 следует, что различия по рассматриваемым периодам в сроках появления первого льда осенью в районе постов Казалинск и Қзыл-Орда не превышают 4—6 дней, а в сроках образования ледостава — 10 дней. В [3] показано, что многолетние колебания, например, средних дат перехода температуры воздуха через 0° С осенью и весной, с которыми связаны процессы ледообразования и вскрытия, при расчете по 15-летиям в данном районе также достигают 10 дней. Таким образом, направленные изменения сроков наступления характерных фаз ледового режима, обусловленные уменьшением водности Сырдарьи, по этим данным проследить затруднительно.

Целесообразно обратиться к косвенной оценке. Сроки ледовых явлений довольно тесно связаны с датами перехода температуры воздуха через определенные значения. В частности, с переходом температуры через 0° С осенью хорошо коррелируются сроки появления первых ледовых форм, с переходом через —5° С — установление ледостава, с переходом температуры воздуха через 0 и 5° С весной — сроки вскрытия реки. Эти связи линейны и однозначны. Таким образом, об изменениях условий и сроков ледообразования, замерзания и вскрытия Сырдарьи в связи с существенным сокращением водности реки можно судить по изменению раз-

Таблица 2

Средние даты наступления фаз ледового режима Сырдарьи и устойчивого перехода температуры воздуха через 0 и —5° С осенью и 5° С весной

Характеристика	1938—1950	1951—1960	1961—1973	1974—1983
Қзыл-Орда				
Появление льда	7 XII	3 XII	3 XII	5 XII
Переход через 0° С	20 XI	12 XI	22 XI	26 XI
Разница	17	21	11	9
Образование ледостава	18 XII	16 XII	21 XII	11 XII
Переход через —5° С	14 XII	4 XII	15 XII	22 XII
Разница	4	12	6	—11
Вскрытие	13 III	8 III	17 III	19 III
Переход через 5° С	24 III	2 IV	24 III	25 III
Разница	—11	—25	—7	—6
Казалинск				
Появление льда	22 XI	24 XII	27 XI	21 XI
Переход через 0° С	16 XI	7 XI	19 XI	24 XI
Разница	6	17	8	—3
Образование ледостава	15 XII	10 XII	12 XII	5 XII
Переход через —5° С	4 XII	4 XII	12 XII	12 XII
Разница	11	6	0	—7
Вскрытие	26 III	28 III	24 III	29 III
Переход через 5° С	31 III	3 IV	28 III	26 III
Разница	—5	—6	—4	3

ницы дат наступления температурных показателей и фаз ледового режима.

Небольшие и неопределенные вариации дат первого появления льда в районе постов Кзыл-Орда и Казалинск в рассмотренные периоды отмечались на фоне некоторого запаздывания дат перехода температуры воздуха через  $0^{\circ}\text{C}$  с середины 70-х до середины 80-х годов. В итоге разница в этих датах изменилась с 17—21 до 9 дней у Кзыл-Орды и с 6—17 до —3 дней у Казалинска, т. е. примерно на две недели. Заметим, что появление льда до устойчивого перехода средней суточной температуры к отрицательным значениям вполне возможно в холодные ночи или отдельные дни с отрицательной температурой.

Ледостав в нижнем течении Сырдарьи в последний из рассматриваемых периодов стал устанавливаться на 5—10 дней раньше, чем в предыдущие. Одновременно переход температуры воздуха через  $-5^{\circ}\text{C}$  сдвинулся на более поздние сроки приблизительно на неделю. Если в 40—60-х годах установление ледостава примерно совпадало с переходом температуры воздуха через  $-5^{\circ}\text{C}$  или запаздывало на одну-две недели, то в 1974—1983 гг. река стала замерзать до перехода температуры через это значение в среднем за 3—11 дней. Значит, сдвиг сроков замерзания Сырдарьи на более ранние сроки относительно соответствующей температурной характеристики составил примерно две недели.

Однако полностью отнести это обстоятельство за счет изменения водности реки нельзя. Действительно, как следует из рис. 1, в первые два периода при раннем переходе температуры воздуха через  $0$  и  $-5^{\circ}\text{C}$  появление льда и образование ледостава на одну-две недели запаздывали относительно соответствующих дат перехода температуры через характерные значения. При позднем же похолодании различия гораздо меньше, но именно более

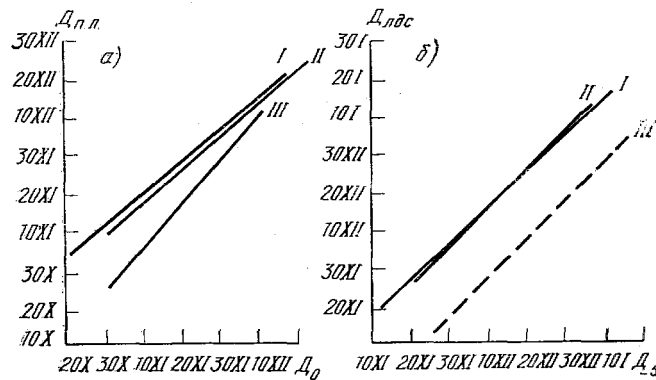


Рис. 1. Зависимость дат появления первого льда ( $D_{пл}$ ) и установления ледостава ( $D_{лде}$ ) от дат перехода температуры воздуха через  $0^{\circ}\text{C}$  ( $D_0$ ) и  $-5^{\circ}\text{C}$  ( $D_{-5}$ ) осенью по станциям Казалинск (а) и Кзыл-Орда (б) за 1938—1960 гг. (I), 1961—1973 гг. (II) и 1974—1983 гг. (III)

позднее похолодание и отмечалось в последний период. Зависимости на рис. 1 приближенные, в особенности за последний период, тем не менее более ранние сроки перехода Сырдарьи к зимнему режиму и замерзания реки очевидны и разницу эту можно оценить по меньшей мере в 7—10 дней.

Как отмечено ранее [3], направленность в многолетнем ходе весенних термических характеристик, а отсюда и вскрытия, выражена хуже, чем осенью. Действительно, колебания дат перехода температуры воздуха через  $5^{\circ}\text{C}$  весной (табл. 2) от десятилетий к десятилетиям незначительны, каких-либо определенных сдвигов не отмечается. В то же время очевидно некоторое, хотя и небольшое, смещение сроков вскрытия Сырдарьи на более поздние в сравнении с соответствующими термическими характеристиками даты. Так, в районе Казалинска это различие составляет примерно одну неделю. Однако оно выглядит более весомым, если учесть, что в последний из рассмотренных периодов в сравнении с тремя первыми несколько уменьшилась максимальная за зиму толщина льда на Сырдарье: с 65—72 до 50 см в районе Кызыл-Орды и с 69—76 до 58 см у Казалинска. Нет оснований отнести это уменьшение за счет сокращения водности реки, по-видимому, основную роль здесь сыграли зимние температуры воздуха. Такое уменьшение мощности льда само по себе могло бы привести к более раннему вскрытию реки, однако в действительности наблюдалось обратное явление.

Изменения сроков вскрытия Сырдарьи проанализированы несколько более подробно. Известно, что сроки вскрытия рек определяются сочетанием целого ряда факторов, таких, как характер замерзания водотока осенью, структура льда, мощность ледового покрова, толщина и плотность снега на льду, поступление теплой воды сверху, приток солнечного тепла, изменение уровня и расхода воды, направление течения реки, морфология русла и т. д. Но главные из них — поступление солнечной радиации и подъем уровня воды подо льдом. При этом на сравнительно крупных реках динамический фактор играет меньшую роль при направлении течения с севера на юг, когда участки реки последовательно вскрываются снизу вверх по течению. Примером может служить р. Урал в пределах Казахстана. Для рек, текущих с юга на север и вскрывающихся сверху вниз, динамический фактор значителен: на волну половодья, пришедшую сверху, накладывается приток местных талых вод, и подъем уровня здесь выше, а ледоход более мощный. К таким рекам можно отнести, например, Иртыш и Сырдарью.

Наиболее известна и распространена методика расчета и прогноза сроков вскрытия рек и водохранилищ, предложенная С. Н. Булатовым [1]. Метод использует комплексную характеристику прочности ледяного покрова  $\varphi h$ , учитывающую толщину льда  $h$  и безразмерное относительное разрушающее напряжение тающего льда на изгиб  $\varphi$ . Критическое значение  $\varphi h$ , при котором происходит вскрытие, связано с показателем воздействия потока — уров-

нем воды  $H$  — или высотой подъема уровня  $\Delta H$  над береговым припаем. В свою очередь то или иное значение  $\varphi$  обусловлено содержанием жидкой фазы во льду, определяемой солнечной радиацией, поглощенной льдом. Схема вычислений такова: после определения расчетным путем даты схода снежного покрова со льда рассчитываются уменьшение толщины льда за счет стаивания сверху и снизу, а также содержащаяся во льду жидкая фаза. Расчеты производятся на основе метода теплового баланса с привлечением объемной ежедневной метеорологической информации. Они трудоемки, так как только основная рабочая таблица включает 34 столбца.

Расчеты проведены по р. Урал у г. Уральска за 10 характерных лет внутри периода 1950—1972 гг. и по р. Иртыш у г. Павлодара за 1950—1958 и 1960 гг. (рис. 2). Вообще для таких зависимостей характерен значительный разброс точек, и, начиная с С. Н. Булатова, наряду со значениями  $\varphi h$  и  $H$  на день вскрытия обычно по выбору используют точки, соответствующие этим величинам в предшествующий или последующий за вскрытием дни. На рис. 2 приведены данные только на день фактического вскрытия, характерно, что для р. Урал зависимости даже не намечается. Расчетное  $\varphi h$  на день вскрытия колеблется примерно от 2 до 12 и составляет в среднем 7—8. Однако, если воспользоваться для расчета (прогноза) постоянным значением  $\varphi h=8$ , то лишь в одном случае из десяти отклонение расчетной даты вскрытия от фактической составляет 4, в остальных — не более 2 дней. Следовательно, насколько позволяют судить приведенные данные, для больших рек, на которых динамический фактор играет второстепенную роль, его можно не учитывать.

Для Иртыша зависимость  $\varphi h$  от  $H$  намечается. Однако при низких уровнях в день вскрытия значения  $\varphi h$  примерно такие же,

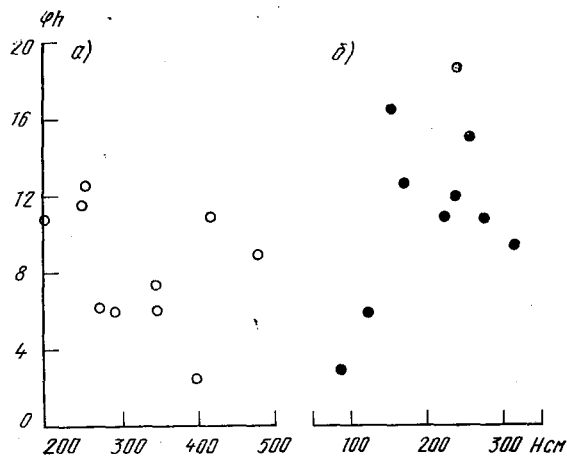


Рис. 2. Зависимость прочности ледяного покрова от уровня воды на дату вскрытия по створам р. Урал (а) и р. Иртыш (б)

как на Урале. Лишь при больших подъемах уровня  $\phi h$  достигает 11—19. Несмотря на разброс точек, отклонение расчетных дат от фактических при пользовании зависимостью (построенной уже с использованием данных предыдущего или последующего дней) лишь в одном случае из десяти достигает 4 дней. Итак, при высоких уровнях на Иртыше в день вскрытия  $\phi h$  составляет в среднем 15—16, при низких — менее 8. Интервал во времени между моментами достижения этих значений, как показывают данные по Иртышу и Уралу, составляет 4—5 дней. Именно такова роль динамического фактора.

В нижнем течении Сырдарьи наибольшая водность реки приходится на вторую половину весны или на лето. Тем не менее, вскрытие происходило при существенном увеличении уровней и расходов воды, иногда даже на самом пике половодья. К настоящему времени амплитуда колебаний уровня Сырдарьи от минимального зимнего до момента вскрытия с 40—50-х годов уменьшилась примерно вдвое, расход воды на дату вскрытия уменьшился в 4—6 раз (табл. 1). Более того, в последние годы случается, что вскрытие происходит даже при меньших расходах, чем те, при которых образовался ледостав. Следовательно, роль динамического фактора во вскрытии нижнего течения реки снизилась, им можно пренебречь, что уже само по себе означает запаздывание сроков вскрытия на 4—5 дней. Однако на Сырдарье эффект существенного изменения водности в период вскрытия этим не ограничивается. Выше рассматриваемого участка река протекает в пределах теплых районов с ранней весной, и на таяние льда в нижнем течении заметное влияние оказывает приток теплых вод с юга. Значительное уменьшение стока несомненно ослабляет и это воздействие. Таким образом, упомянутая задержка сроков вскрытия реки на 7—10 дней за счет уменьшения ее водности вполне реальна и подтверждается вторым методом анализа, основанном на теплобалансовых расчетах. Кроме того, фактор уменьшенного теплового притока, видимо, в какой-то степени ответствен и за столь значительный сдвиг фаз ледового режима осенью и в начале зимы. Надо полагать, что на других реках Казахстана в аналогичной ситуации эффект сокращения водности реки не был бы столь значителен.

Естественно, при анализе весенних и осенних процессов надо отдавать себе отчет в условности определений дат перехода температуры воздуха через характерные значения. Следует принять в расчет и неточности фиксирования наблюдателями ледовых явлений, в частности, заберегов [4], несплошного ледостава и т. д. Тем не менее, нет никаких оснований полностью отнести отмеченные изменения ледового режима за счет неточности исходной информации.

Итак, количественная оценка изменений сроков ледовых явлений на Сырдарье и общей продолжительности периода с зимним режимом приближенна, поскольку эти изменения происходят на фоне значительных климатических колебаний, в особенности

осенью и зимой. Но даже при самом осторожном подходе к полученным результатам можно заключить, что отъем стока обусловил увеличение продолжительности периода со льдом в нижнем течении Сырдарьи не менее чем на две недели за счет более раннего начала ледообразования и ледостава и в связи с более поздними сроками вскрытия реки.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Булатов С. Н. Методика расчета толщины и прочности тающего ледяного покрова для целей расчета и прогноза сроков вскрытия рек и водохранилищ. — М.: Гидрометеиздат, 1974. — 53 с.
2. Вольфцун И. Б., Сумарокова В. В. Динамика антропогенных и естественных потерь стока Амударьи и Сырдарьи за многолетний период. — Метеорология, и гидрология, 1985, № 2, с. 98—104.
3. Гальперин Р. И. О многолетних колебаниях гидрометеорологических элементов в районах прохождения казахстанского участка канала переброски. — Труды КазНИИ Госкомгидромета, 1984, вып. 90, с. 105—115.
4. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 14, вып. 1. — Л.: Гидрометеиздат, 1969. — 439 с.

*Э. И. МОНОКРОВИЧ*

#### О СОЦИАЛЬНО-ЭКОНОМИЧЕСКИХ ПОСЛЕДСТВИЯХ УСЫХАНИЯ АРАЛЬСКОГО МОРЯ

Начавшееся в 60-е годы и нараставшее из года в год сокращение притока в Аральское море повлекло быстрое уменьшение его акватории и объема воды. Не дошедшие до моря воды Амударьи и Сырдарьи позволили получить большое количество хлопка, риса, овощей, бахчевых, люцерны и других культур, а также продуктов животноводства. Но в соответствии с законами диалектики, в данном случае диалектики природы, столь крупномасштабное изменение естественных процессов не могло не повлечь за собой и негативных последствий. Одно из них — прямое сокращение продуктивности самого моря и прибрежных территорий — было очевидным. Проектировщики-водохозяйственники, обосновывая развитие ирригационных систем в бассейне Арала, более или менее точно учитывали потери от уменьшения улова рыбы, добычи ондатры и т. п. Другое — влияние исчезновения моря как климатообразующего фактора на погоду и климат сопредельных территорий, в том числе основных зерносеющих областей Казахстана, — не было исследовано должным образом и изучается лишь в настоящее время.

Если гидромелиораторы, почвоведы, гидрологи, климатологи представители других естественных наук занимаются проблемой Аральского моря с тех пор как возникла сама эта проблема, то экономисты и социологи включились в нее с очевидным опозданием — лишь с середины 70-х годов. В последнее десятилетие ученые



республиканских Академий наук Узбекистана и Казахстана (в меньшей мере — Туркмении) занялись изучением и прогнозом социально-экономических последствий исчезновения этого моря. Крупные исследования провели К. Лапкин, А. Рафиков, А. Батыгин, Э. Золотарев и др. (АН УзССР), Б. Двоскин, К. Диярова, Г. Гельдыева, А. Куванышев, Ж. Хусаинов, Р. Жумабаев, В. Корниенко и др. (АН КазССР). Данная статья представляет собой краткий обзор основных результатов этих исследований с некоторыми комментариями и замечаниями автора. Дело в том, что работы ученых Узбекистана по Южному Приаралью (Кара-Калпакская АССР, Хорезмская обл. Узбекистана и Ташаузская обл. Туркмении) и ученых Казахстана по Восточному Приаралью (Кзыл-Ординская обл.) велись хотя и параллельно, но независимо друг от друга. Тем больший интерес, с точки зрения автора, представляет сопоставление методик исследований, полученных результатов и обобщение их.

Приаралье, точнее, четыре указанные выше области, является зоной поливного земледелия и пустынных пастбищ. Территория этого региона — 402 тыс. км<sup>2</sup>, население в 1979 г. составляло 2,8 млн. чел. С 920 тыс. га орошаемых земель здесь ежегодно собирали около 700 тыс. т риса, более 1 млн. т хлопка-сырца и много другой продукции. Валовая продукция сельского хозяйства в конце 70-х годов превышала 1 млрд. р. (в том числе земледелия — более 700 млн. р., животноводства — более 300 млн. р.) [2, 5].

Сильные антропогенные воздействия само море и окружающие его экосистемы (дельты Амударьи и Сырдарьи, прибрежные земли) испытывают уже более 20 лет, и теперь можно вполне определенно перечислить отрицательные последствия этих воздействий. Основные из них таковы:

усилилась континентальность климата (хотя размеры территории, на которой отмечается это изменение, оцениваются неоднозначно [1, 4]) и уменьшилась увлажненность дельт Амударьи и Сырдарьи, идет процесс их опустынивания;

начался вынос хлоридов и сульфатов с осушенной поверхности моря, особенно на юг и юго-восток Приаралья по направлению господствующих ветров, это отрицательно сказывается на состоянии почв, растительности, экосистем в целом;

снизился уровень грунтовых вод и возросла их минерализация (ранее подпор морской водой способствовал накоплению пресных вод под песками Кызылкумов в полосе 100 км и более от берега), нехватка питьевой воды обуславливает повышение заболеваемости населения;

опустынивание затронуло пастбищные хозяйства в прибрежной зоне шириной 200—250 км, особенно ухудшились кормовые угодья в дельтах, это отрицательно сказывается на животноводстве;

большие массивы гидроморфных почв, на которых предполагалось выращивать овощи, бахчевые, семенную люцерну, превратились (и продолжают превращаться) в автоморфные—песчаники и солончаки.

В рыбном хозяйстве потери обусловлены не только снижением уловов рыбы и доходов от ее переработки, но и недоиспользованием производственных фондов — флота, причалов, консервных заводов и т. д. Имеют место большие потери в пушном промысле — ондатроводстве, охоте, на зверофермах. Теряет значение, а с ним и доходы, водный транспорт. Частично потеряны основные фонды производственного и непроизводственного назначения. Снизилась занятость населения.

К потенциальным потерям можно отнести утрату рекреационных ресурсов. Хотя рекреационных учреждений здесь было немного, возможности для развития индустрии отдыха были большие; ныне они утрачены.

Кроме того, по оценке узбекских климатологов, в результате похолодания климата в северной зоне Кара-Калпакии на значительной площади полей придется заменить хлопчатник менее эффективными культурами.

Оценивая эти изменения и их влияние на уровень жизни местного населения, необходимо иметь в виду особенности социальных условий региона как фона, на который эти изменения накладываются.

Для Южного и Восточного Приаралья характерны самые низкие по сравнению с другими областями Узбекистана и Казахстана показатели уровня жизни: фонд потребления на душу населения, объем бытовых услуг, розничный товарооборот, объем жилищного строительства и обеспеченность благоустроенным жильем, обеспеченность детскими и лечебными учреждениями, объектами культуры и просвещения, число врачей на 1 тыс. жителей, доля специалистов высокой квалификации. Эти обстоятельства в сочетании с ухудшением водоснабжения и нарастающим опустыниванием привели к усилившемуся в конце 70-х годов оттоку населения — главной слагающей производительных сил региона.

Экономистами Узбекистана и Казахстана произведены расчеты по оценке указанных потерь в денежном выражении. Так как в настоящее время нет утвержденной методики оценки естественных природных ресурсов, то разными специалистами применялись различные методические подходы к указанным расчетам, что необходимо иметь в виду при сопоставлении результатов.

Напомним, что с позиции *теории трудовой стоимости* естественные природные ресурсы не являются продуктом труда и, следовательно, не имеют стоимости. Цена земли и ее ресурсов может быть установлена лишь по затратам на их освоение при современном уровне технологии (по Г. С. Струмилину). Получается, что чем менее доступны ресурсы, тем выше их цена (и наоборот).

Другой метод оценки ресурсов — *по их потребительской стоимости*, т. е. по тому количеству валовой продукции или чистого дохода, которое может быть получено при рациональном использовании ресурсов. Так, освоение 500 тыс. га в дельте Амударьи для рисоводства, мясного скотоводства и семенного люцерноводства могло бы дать продукции на 600 млн. р. в год, а чистого

дохода — 400 млн. р. в год. Чтобы от оценки продукции перейти к оценке природных ресурсов (в данном случае — земли), надо стоимость продукции капитализировать по нормативному коэффициенту эффективности капиталовложений  $E_n$ . При  $E_n=0,12$  стоимость земли составит 3,3 млрд. р. (т. е. 400 млн. р.: 0,12).

Третий метод — *компенсационная оценка* или *принцип замыкающих затрат*. Так, 5 км<sup>3</sup> воды отводятся из бассейна Аральского моря и сбрасываются в Арнасайскую и Сарыкамышскую впадины. Затраты на компенсацию этой потери воды оцениваются по приведенным затратам на переброску соответствующей части стока сибирских рек, что составляет огромную сумму.

Четвертый метод оценки освоенных (не потенциальных!) ресурсов — по *фактическим затратам на освоение плюс рента*, выражающая разность в качестве ресурса — плодородии земли и т. п.

В интересах охраны природных ресурсов в ряде стран применяют *запретные* (завышенные) оценки, при которых отчуждение земель и использование уникальных ресурсов становится невыгодным.

В расчетах казахстанских экономистов оценены в основном прямые потери продукции, а не природных ресурсов. Так, в дельте Сырдарьи за 1960—1980 гг. площадь сенокосов сократилась на 310 тыс. га. Определен экономический ущерб, понесенный животноводством из-за удорожания кормов; потеря же самих сенокосных угодий не оценена. В то же время специалисты АН УзССР оценивали *снижение природного потенциала приаралья* в результате усыхания моря, причем расчеты велись либо по методу компенсационных (замыкающих) затрат, либо по потребительской стоимости, т. е. по количеству возможного производства чистой продукции, увеличенной по нормативу эффективности (в восемь раз). Поэтому экономический ущерб, подсчитанный экономистами Узбекистана, в несколько раз больше в абсолютном выражении и относительно — на единицу площади угодий, на единицу объема воды и т. д.

Думается, методически правильно оценивать ущерб от исчезновения моря именно по снижению природного потенциала, а потерю (недобор) продукции оценивать по замыкающим затратам, а не по закупочным ценам. Так, потеря рекреационных *учреждений* — в основном пионерских лагерей — выразится суммой на несколько порядков меньшей, чем потеря рекреационных *ресурсов* этого региона. Вспомним, что в Болгарии индустрия отдыха является одной из самых прибыльных отраслей экономики, позволяющей получать большие средства (в том числе и валюту) и перекачивать их затем в важнейшие отрасли народного хозяйства и социальные сферы.

На целесообразность расчета замыкающих затрат при выборе вариантов развития производительных сил указывают многие авторы [3]. Это соображение подтверждается и выводом самих казахстанских экономистов — «в целом на ликвидацию социально-

экономических последствий потребуется в 2—3 раза больше затрат, чем оценивается сам экономический ущерб».

Особого рассмотрения заслуживает вопрос об оценке народно-хозяйственных потерь, связанных с оттоком населения, в первую очередь квалифицированных кадров, из Приаралья. В некоторых районах, например, в Аральском Кызыл-Ординской области и в самом Аральске за последнее десятилетие численность населения существенно уменьшилась. Переселение людей в другие области Казахстана, ощущающие дефицит трудовых ресурсов, требует весьма крупных средств. Так, чтобы обеспечить семью из пяти человек на новом месте жительства даже по минимальным нормам жильем и всеми необходимыми элементами социально-бытовой инфраструктуры, потребуется примерно 20 тыс. р. Чтобы предотвратить отрицательное сальдо миграции населения, необходимо резко повысить уровень жизни местных жителей — обеспечить их современным благоустроенным жильем, развить сеть детских, лечебных, коммунально-бытовых, культурных учреждений, предприятий торговли и общественного питания и т. п., а также построить новые промышленные предприятия, которые обеспечили бы занятость трудоспособного населения. Однако имеющаяся на сегодня в регионе строительная база маломощна и не способна решить указанную задачу даже за 40—50 лет. Развитие же стройиндустрии в Приаралье до необходимой мощности и осуществление строительства всех указанных объектов потребует многомиллиардных капиталовложений.

Проблема использования избыточных трудовых ресурсов Приаралья требует, на наш взгляд, проведения специального углубленного социолого-экономического исследования. Без учета потерь от повышения заболеваемости населения и оттока квалифицированных кадров, которые трудно оценить в денежном выражении, структура ущерба от снижения природного потенциала Приаралья приведена в таблице.

В заключение автор не может не остановиться на вопросе, волнующем всех, кому небезразлична судьба Арала: что же следует делать если не для спасения, то хотя бы для замедления

**Ущерб от снижения природного потенциала Приаралья**

Вид потерь	Процент
Потери водных ресурсов	8,0
Сокращение посевов хлопка в северных районах Каракалпакии (компенсационные затраты)	2,5
Деградация земель в дельтах	54,5
Засоление орошаемых земель	25,5
Снижение продуктивности и емкости пастбищ	1,0
Свертывание рыбного промысла с потерей основных фондов	6,0
Прочие потери (рекреационных, охотничьих, ондатроводческих угодий и т. д.)	2,5

усыхания моря? Наряду с давно предлагаемыми мерами технического характера — модернизация ирригационных систем, увеличение масштабов использования подземных вод и т. д., а также организационными — ужесточение норм полива, введение платы за воду и штрафов за сброс загрязненных вод в последние годы находят все больше сторонников (особенно в Узбекистане) такая мера, как сокращение, хотя бы временное, площади посевов хлопка. Выращивание хлопка как монокультуры в течение многих лет на одних и тех же землях привело к снижению плодородия почв и накоплению в корнеобитаемом слое организмов, вызывающих болезни растений, а следовательно, ухудшение качества волокна. Вновь и вновь выводимые болезнестойчивые сорта хлопчатника сопротивляются эпифитотиям лишь несколько лет, затем болезни поражают и их. В связи с этим предлагают на ряд лет снизить в севооборотах долю площадей под хлопком (это можно компенсировать увеличением в стране выпуска льняных и искусственных волокон, временным сокращением экспорта хлопка), увеличив долю менее влагоемких культур. Это позволит восстановить качество почв и сократить изымаемые на орошение объемы воды.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кабулов С. К. Гидротермический режим Приаралья в связи с проблемой Аральского моря. — Изв. АН СССР. Сер. географ., 1985, № 2, с. 95—101.
2. Лапкин К. И., Рахимов Э. Д. Опыт социально-экономической оценки последствий усыхания Аральского моря. — Проблемы освоения пустынь, 1979, № 2, с. 84—90.
3. Левин А., Удовенко В. Водные ресурсы и эффективность общественного производства. — Вопросы экономики, 1978, № 12, с. 63—72.
4. Палагина Л. Л. Статистическая структура заморозков Приаралья. — Труды КазНИИ Госкомгидромета, 1988, вып. 101, с. 63—71.
5. Социально-экономические проблемы переброски части стока сибирских рек в Среднюю Азию и Казахстан. — Ташкент: Фан, 1975. — 48 с.

*А. Н. МОЛДАГУЛОВА*

#### К ВОПРОСУ АВТОМАТИЗАЦИИ СОЗДАНИЯ АРХИВОВ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Любые исследования в области метеорологии и гидрологии начинаются со сбора информации. До недавнего времени значения нужных метеорологических элементов выбирались из телеграмм, поступающих в центр обработки данных. Создание комплекса информационно-логической обработки (ИЛО) гидрометеорологической информации, поступающей в ЭВМ по глобальной системе телесвязи (ГСТ), разработанной лабораторией методов первичной обработки гидрометеорологических данных Гидрометцентра СССР, открыло доступ пользователей к данным гидрометеороло-

гических наблюдений в атмосфере и океане, осуществляемых глобальной системой наблюдений. Хотя информация базы данных ИЛО служит в основном для прогноза погоды, но ввиду ее обстоятельности и разносторонности она представляет и существенную ценность для разработок в области климатологии.

Решение таких задач, как исследование естественных и антропогенных изменений климата, к которым относится, в частности, и проблема оценки влияния усыхания Аральского моря, связаны с переработкой огромного объема гидрометеорологической информации. Для хранения этой информации уже созданы архивы данных на технических носителях. Немаловажное значение имеет пополнение этих архивов, автоматизация которого стала возможной только после внедрения комплекса ИЛО. Помимо этого, применительно к проблеме Аральского моря, материалы базы данных ИЛО можно использовать непосредственно. Например, необходимо оценить влияние усыхания моря на метеорологические условия восточного побережья Арала. Используя текущую информацию из ИЛО, можно проследить за суточным ходом температуры, влажности и ветра при малоградиентном барическом поле и сравнить их с осредненным в период, не нарушенный хозяйственной деятельностью.

Технология работы комплекса ИЛО предусматривает выполнение следующих этапов: 1) сбор гидрометеорологической информации, поступающей в ЭВМ по каналам связи в виде закодированных телеграмм; 2) декодирование метеорологических телеграмм; 3) создание набора данных на магнитном диске (МД) — базы данных.

В конце календарных суток по гринвическому времени гидрометеорологическая информация сбрасывается на магнитную ленту циклического архива. С этого времени и до истечения времени цикла хранения она становится доступной всем пользователям в соответствии с инструкцией по чтению из базы данных [1]. Из информации, содержащейся на МД циклического архива, извлекаются нужные метеоэлементы. Специальные программы вводят заказ, производят чтение базы данных и создают на магнитном диске искомый файл.

Нами была написана программа VYBOR, предназначенная для выборки значений гидрометеорологических элементов из информационной базы данных ИЛО по заданному сроку и списку станций. Программа написана на алгоритмическом языке ФОРТРАН-IV, реализованном в ОС ЕС ЭВМ версии 6.1. Время счета программы зависит от количества поступившей информации.

Программа оформлена в виде подпрограммы-функции и записана в загрузочный модуль КМ библиотеки загрузочных модулей SYS1.ОСНР на МД TASK11. Обращение к подпрограмме осуществляется с помощью оператора CALL:

```
CALL VYBOR(ODB, MDCB, REQNAM, STANC, DAN, K, L, M),  
(1)
```

где ODB — поле, заполняемое программистом и описывающее четырехмерную область пространства-времени и тип данных, отбираемых по этой области. Максимальная размерность массива 18.

Каждому элементу массива отводится память в одно слово. Первые 8 элементов, типа INTEGER, определяют период отбора данных: четыре элемента — начало периода, последующие четыре элемента — конец периода, в виде

$$GGMMDDHH, \quad (2)$$

где GG — последние цифры года, MM — месяц, DD — день, HH — час.

Следующие четыре элемента, типа REAL, определяют территорию отбора данных: два элемента указывают значения широт южной и северной границ соответственно, последующие два элемента — значения долгот левой и правой границ. В 13-м элементе согласно [1] указывается номер кода наблюдения (тип данных). Поле MDCB в операторе (1) — это рабочая область, предназначенная для осуществления связи пользователя с комплексом. Максимальная размерность массива 110. Первое слово — это переменная типа INTEGER, которая может иметь следующие значения: 0 — файл не открыт, 1 — файл открыт, 2 — файл закрылся (встретился конец файла), 3 — остановить счет на 1 мин.

Область REQNAM содержит список параметров RDDW, которые согласно [1] имеют структуру UUIXXXX, где UU — тип уровня длиной 1 байт типа z; II — имя элемента, длиной 1 байт типа z; а XXXX — характеристика уровня длиной 2 байта типа INTEGER \* 2 (в гектопаскалях для атмосферы, в метрах для океана). Последнее слово списка должно быть равно -1 — признак конца списка.

Список индексов станций задается в массиве STANC. Пользователь может задавать его в программе оператором DATA или ввести с перфокарт с помощью оператора READ. Элементы этого массива типа INTEGER.

Выходной параметр DAN определяет массив, в который засылаются выбранные данные. В поле K задается размерность массива STANC, в M размерность массива REQNAM, а в L — количество выбираемых гидрометеорологических параметров. Число L меньше числа M на единицу. Следовательно, массив двумерный DAN имеет размерность  $K \times L$ .

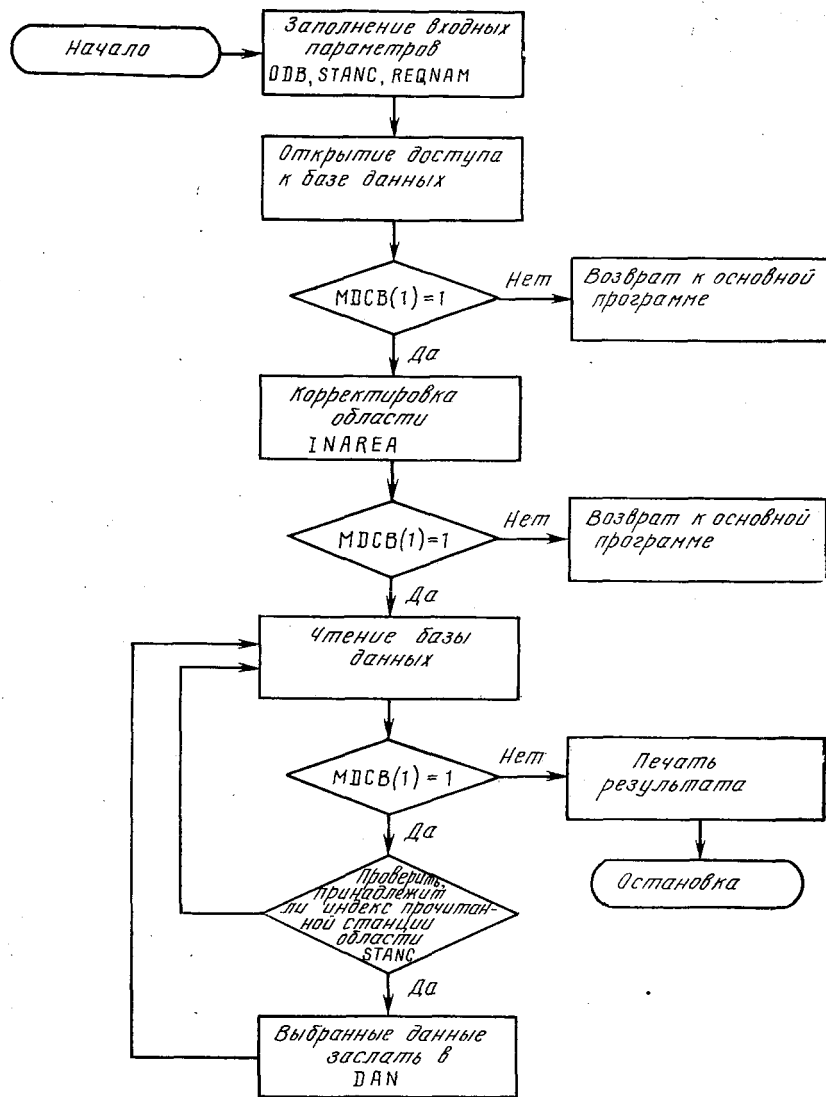
Рассмотрим порядок выполнения отдельных блоков программы (рисунок).

1. В память вводятся срок, границы области отбора данных, коды требуемых данных и список станций, по которым требуется извлечь информацию.

2. С помощью программы OPENMT открывается доступ к базе данных. Обращение к программе имеет вид

$$\text{CALL OPENMT(ODB, MDCB)}. \quad (3)$$

3. Проверяется условие  $\text{MDCB}(1) = 1$ . Если условие выполняется, то переход к следующему шагу, иначе перейти к шагу 10.



Блок-схема программы

4. Корректируется рабочая область INAREA, предназначенная для взаимосвязи пользователя с внешними запоминающимися устройствами.

5. Проверяется условие  $MDCB(1)=1$ . Если условие выполняется, то переход к следующему шагу, иначе перейти к шагу 11.

6. Читается база данных, чтение осуществляется следующим образом

CALL READMT(ODB, MDCB, INAREA, RIDENT, REQNAM,  
DATA, DSNAME, CHECK, DIFF).



7. Проверяется условие  $MDCB(1) = 1$ . Если условие выполняется, то переход к следующему шагу, иначе перейти к шагу 12.

8. Проверяется, принадлежит ли индекс прочитанной станции области STANC. Если индекс принадлежит области, то перейти к следующему шагу, иначе — к шагу 6.

9. Выбранные данные засылаются в массив DAN.

10, 11. Управление передается основной программе.

12. Печать результата.

13. Остановка.

На этапе редактирования пользователь должен подключить загрузочный модуль KM из библиотечного набора данных при помощи следующих управляющих предложений редактора:

```
//LKED.OCHP DD DSN=SYS1.OCHP, VOL=SER=TASK 11,  
//UNIT=5061, DISP=SHR  
INCLUDE OCHP(KM).
```

На этапе выполнения задания необходимо описать набор данных FT90F001, к которому обращаются программы и READMT:

```
//GO.FT90F001 DD DSN=ILOD30, UNIT=5010,  
//DCB=(RECFM=VS, LRECL=3364, BLKSIZE=3368),  
//VOL=SER=KM0001, LABEL=(1,NL), DISP=SHR.
```

Программа выбора метеорологических элементов из информационно-логической базы данных ИЛО является первым шагом на пути автоматизации процесса прогноза погоды в гидрометцентре Казахского республиканского управления по гидрометеорологии. Она может быть использована для пополнения ранее созданных гидрометеорологических и климатологических архивов. На данном этапе программа успешно применяется при прогнозе показателя пожарной опасности леса.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Шмелькин Ю. Л. База данных оперативных гидрометеорологических наблюдений комплекса информационно-логической обработки для ЭВМ ЕС. Методическое пособие. — Л.: Гидрометеониздат, 1984. — 38 с.
2. Кобышева Н. В., Наровлянский Г. Я. Климатологическая обработка метеорологической информации. — Л.: Гидрометеониздат, 1978. — 295 с.

*Р. Ю. ВАЛЬНЕР*

### **О НЕКОТОРЫХ ВОПРОСАХ КРАТКОСРОЧНОГО ПРОГНОЗА КОЛИЧЕСТВА ОСАДКОВ**

Применяемые в настоящее время методы краткосрочного прогноза количества осадков дают положительные результаты. Однако оправдываемость прогноза количества осадков пока еще не может удовлетворить запросы практики. Каковы причины такого положения? Слабая оправдываемость прогнозов количества осадков объясняется, во-первых, не всегда верными прогнозами приземных и

высотных барических полей и в связи с этим ошибками в траектории переноса воздушных частиц и в вычислении вертикальных скоростей ветра, во-вторых, сложными и недостаточно точными способами расчета вертикальных скоростей в атмосфере, в-третьих, неучетом внутриоблачных процессов.

В ближайшее время метеорологическая наука, по-видимому, не в состоянии существенно повысить качество прогнозирования барических полей и по этой причине заметного улучшения оправдываемости прогнозов осадков ожидать не следует. Учет внутриоблачных физических процессов повышает качество прогнозов осадков, но не особенно значительно и, кроме того, является делом сложным и применяется сейчас в основном при прогнозе обложных осадков и то не всегда.

Возникает вопрос, а нельзя улучшить прогнозы обложных и ливневых осадков за счет повышения точности расчета вертикальных скоростей? Для решения этой задачи рассмотрим недостатки существующих способов вычисления вертикальных скоростей и возможности их устранения.

Упорядоченные вертикальные движения, имеющие скорости не более 10 см/с, рассчитываются путем использования уравнения неразрывности, уравнения вихря скорости или уравнения притока тепла. В [4] указывается на ряд недостатков расчета вертикальных скоростей по этим способам. При использовании уравнения неразрывности невозможно прогнозировать дивергенцию скорости ветра на период более 9—15 ч; при использовании уравнения вихря скорости затруднен расчет дивергенции скорости ветра в квазигеострофическом приближении; при использовании уравнения притока тепла необходима большая точность в определении  $\frac{\partial T}{\partial t}$ ,  $\left(u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y}\right)$  и особенно  $\gamma_a - \gamma$  и пренебрежение суммарным притоком тепла, обусловленным турбулентным переносом тепла, лучистым притоком тепла и фазовыми преобразованиями пара и воды в атмосфере. Устранить эти недостатки пока невозможно, а следовательно, и нельзя повысить точность расчета вертикальных скоростей на основе указанных методов.

Более того, существующий в настоящее время подход к определению вертикальных скоростей по уравнениям неразрывности, вихря скорости и притока тепла теоретически является недостаточно обоснованным. Принято считать, что на основе этих уравнений можно рассчитывать скорости только упорядоченных вертикальных движений, имеющих верхний предел не более 10 см/с. В [1] указывается на неправомерность такого утверждения.

Логично предположить, что если уравнения гидродинамики применимы для изучения атмосферы, то с помощью них можно вычислять любые вертикальные скорости, наблюдающиеся в этой среде.

В холодное время года фактические вертикальные скорости в основном соответствуют скоростям упорядоченных вертикальных

движений. В летнее же время, когда развита конвекция, следует считать, что эти скорости превышают скорости упорядоченных вертикальных движений. Следовательно, в среднем за год наблюдающиеся в атмосфере вертикальные скорости по абсолютному значению больше вертикальных скоростей упорядоченных движений. Если считать, что с помощью уравнений гидродинамики можно вычислять любые вертикальные скорости, наблюдающиеся в атмосфере, то можно сказать, что эти скорости также должны в среднем за год превышать скорости упорядоченных вертикальных движений. Подтверждением этому является тот факт, что вычисленные на ЭВМ по схеме Гидрометцентра СССР значения вертикальных скоростей завышаются примерно на 30% при восходящих движениях и на 18—20% при нисходящих по отношению к скоростям упорядоченных вертикальных движений [3].

При установке об использовании уравнений гидродинамики только для вычисления скоростей упорядоченных вертикальных движений значения полученных по этим уравнениям вертикальных скоростей уменьшаются путем осреднения и умножения на специальные эмпирические коэффициенты. Этим самым искусственно вводится ошибка в вычисление вертикальных скоростей.

Перейдем к вопросу о возможности повышения точности расчета конвективных вертикальных скоростей по применяемым в настоящее время методам. Для определения скорости конвективных вертикальных движений без учета турбулентного обмена, конвективных пульсаций давления обычно используется уравнение

$$\frac{dw}{dt} = g \frac{T' - T}{T}, \quad (1)$$

где  $T_1$  — температура поднимающейся воздушной частицы,  $T$  — температура окружающего воздуха,  $t$  — время,  $g$  — ускорение свободного падения.

В одномерном стационарном случае  $\frac{\partial w}{\partial t} = w \frac{\partial w}{\partial z}$  и тогда уравнение (1) переписывается в виде

$$\frac{1}{2} \frac{\partial (w^2)}{\partial z} = g \frac{T' - T}{T}. \quad (2)$$

Интегрируя уравнение (2) по высоте и проведя его преобразование с использованием уравнения статики и уравнения состояния, получим формулу для определения средней вертикальной конвективной скорости

$$\bar{w}_k = \sqrt{R(T' - T) \ln \frac{P_0}{P}}. \quad (3)$$

Здесь  $\bar{w}_k$  — средняя скорость вертикальных токов конвекции в слое  $h$ ,  $P_0$  и  $P$  — давления на нижнем и верхнем уровнях конвективно неустойчивого слоя.

При получении формулы (3) были допущены два серьезных упрощения. Первое упрощение состоит в том, что определение

конвективной вертикальной скорости производилось по простому уравнению (1), в котором на ускорение воздушных частиц не учитывалось влияние таких тормозящих сил, как падение капель дождя, вовлечение в облако частиц окружающего воздуха, турбулентное трение [4]. Эти тормозящие силы по данным ряда исследователей уменьшают  $\bar{w}_k$  в три — шесть раз и более. Для учета эффекта торможения используется безразмерный коэффициент  $\chi$ , на который умножается  $\bar{w}_k$ , и таким образом эта скорость значительно уменьшается. Параметр  $\chi$  зависит от времени суток, года и синоптической обстановки. Следовательно, для получения прогностической конвективной вертикальной скорости параметр  $\chi$  необходимо прогнозировать. Но сделать это довольно трудно. В этом, собственно, и заключается сложность получения точного значения прогностической скорости конвективных вертикальных токов.

Второе упрощение состоит в том, что при выводе уравнения (2) брался стационарный случай, т. е. считалось, что члены  $u \frac{\partial w}{\partial x}$  и  $v \frac{\partial w}{\partial y}$  равны нулю. Но при строгом выводе уравнения конвективной вертикальной скорости этого делать нельзя, так как все члены с  $w$ , входящие в оператор Эйлера, имеют примерно одинаковый порядок. Если же отбросить условие одномерности и стационарности и учесть влияние тормозящих сил на ускорение воздушных частиц, то для расчета  $\bar{w}_k$  получится сложное дифференциальное уравнение (4), которое не применяется на практике из-за отсутствия надежных данных о водности кучево-дождевых облаков, о коэффициентах  $\delta$ ,  $\mu$ ,  $\chi$  и их изменении во времени [4]:

$$\frac{d\bar{w}_k}{dt} = g \frac{T' - T}{T} - \delta g u - \mu w_k - \chi \frac{\partial^2 w_k}{\partial z^2}. \quad (4)$$

Это является также одной из причин невозможности получения точных значений конвективных вертикальных скоростей и тем более их прогностических величин.

Кроме того, необходимо учесть и то, что рассчитанные прогностические скорости упорядоченных вертикальных движений на стандартных изобарических поверхностях используются для получения будущих кривых стартификации температуры  $T$  и точки росы  $T_d$ . Затем, как известно, с учетом этих кривых находятся прогностические значения  $\bar{w}_k$  на высотах. Но, как указывалось ранее, скорости упорядоченных вертикальных движений вычисляются с ошибками. Следовательно, эти ошибки автоматически переносятся на конвективные вертикальные скорости, которые от этого становятся еще более неточными.

Учитывая все изложенное, можно сказать, что на основе применяемых в настоящее время способов расчета вертикальных скоростей повысить точность вычисления последних пока невозможно. Правомерен вопрос, а нельзя таким образом преобразовать некоторые из уравнений гидродинамики, чтобы с помощью вновь

полученных соотношений можно было более точно и менее сложно рассчитывать вертикальные скорости в атмосфере?

В [1] указывалось на возможность таких преобразований и получение в результате их универсального способа расчета вертикальных скоростей. В соответствии с этим способом были предложены уравнения для вычисления любых вертикальных скоростей, наблюдающихся в атмосфере, на уровнях 850, 700, 500, 300 ГПа.

Характерным для этих уравнений является то, что они получены без существенных упрощений и для расчета по ним вертикальных скоростей используются изменения метеорологических элементов во времени и в пространстве общеизвестными способами с сравнительно достаточной для практики точностью.

Перейдем к вопросу прогноза количества осадков. В настоящее время расчет интенсивности любых видов осадков осуществляется с помощью соотношения, являющегося вторым членом уравнения интенсивности обложных и ливневых осадков Дюбюка [2]:

$$I_{z_0} = - \int_{z_0}^z \rho \omega \frac{\partial q_m}{\partial z} dz, \quad (5)$$

где  $I_{z_0}$  — интенсивность осадков,  $\rho$  — плотность воздуха,  $\omega$  — вертикальная скорость,  $q_m$  — максимальное значение массовой доли водяного пара.

Произведя математические операции с соотношением (5), описанные в [4], получим следующие уравнения для расчета интенсивности обложных и ливневых осадков.

В прямоугольной системе координат

$$I_{z_0} = 3,6 \cdot 10^{-2} \bar{\rho} \bar{\omega} (q_m)_0, \quad (6)$$

где  $I_{z_0}$  — интенсивность осадков, мм/ч;  $\bar{\rho}$  — средняя плотность воздуха в слое от поверхности земли до уровня 10 км, г/см<sup>3</sup>;  $\bar{\omega}$  — средняя вертикальная скорость в слое от поверхности земли до уровня 10 км, см/с;  $(q_m)_0$  — максимальное значение массовой доли водяного пара у поверхности земли.

В изобарической системе координат

$$I_{P_0} = - 10^{-2} \bar{\tau} (q_m)_{P_0}, \quad (7)$$

где  $I_{P_0}$  — интенсивность осадков на уровне  $P_0$ , мм/ч;  $\bar{\tau}$  — средняя вертикальная скорость в слое  $(P_0 - P)$ , гПа/ч;  $(q_m)_{P_0}$  — максимальное значение массовой доли водяного пара на уровне  $P_0$ .

Необходимо отметить, что в отличие от [4] в нашем исследовании  $q_m$  берется у поверхности земли или на уровне  $P_0$ , а  $\bar{\rho}$ ,  $\bar{\omega}$ ,  $\bar{\tau}$  — в слое от поверхности земли до высоты 10 км или в слое  $(P_0 - P)$ .

Зная интенсивность осадков и продолжительность их выпадения, можно рассчитать количество осадков по уравнению

$$Q = It, \quad (8)$$

где  $Q$  — количество,  $I$  — интенсивность,  $t$  — продолжительность выпадения осадков.

Но в нашем случае  $I = I_{z_0} = 3,6 \cdot 10^{-2} \bar{\rho} \bar{\omega} (q_m)_0$  и  $I = I_{P_0} = -10^2 \bar{\tau} (q_m)_{P_0}$ , тогда запишем в прямоугольной системе координат

$$Q = 3,6 \cdot 10^{-2} \bar{\rho} \bar{\omega} (q_m)_0 t, \quad (9)$$

в изобарической системе координат

$$Q = -10^2 \bar{\tau} (q_m)_{P_0} t. \quad (10)$$

С другой стороны, формула общего вида для определения количества осадков [4] имеет вид

$$Q = \frac{1}{g} \int_{P_0}^P \int_0^t \frac{dq_m}{dt} dP dt, \quad (11)$$

где  $Q$  — количество влаги, сконденсированной в столбе воздуха единичной площади, заключенном между уровнями  $P_0$  и  $P$  за период времени выпадения осадков.

Проинтегрируем правую часть уравнения (11) по высоте от  $P_0$  до  $P$  и по времени от 0 до  $t$  при условии, что на уровне  $P q_m \rightarrow 0$ :

$$Q \approx \frac{P - P_0}{2g} [(q_m)_{P_0, t} - (q_m)_{P_0, 0}]. \quad (12)$$

Здесь  $[(q_m)_{P_0, t} - (q_m)_{P_0, 0}]$  — индивидуальное изменение максимальной массовой доли водяного пара на уровне  $P_0$ .

Учитывая, что левые части уравнений (10) и (12) равны, приравняем их правые части

$$-10^2 \bar{\tau} (q_m)_{P_0} t \approx \frac{P - P_0}{2g} [(q_m)_{P_0, t} - (q_m)_{P_0, 0}]. \quad (13)$$

Правая часть этого уравнения характеризует некоторое количество влаги, определяемое произведением индивидуального изменения максимальной массовой доли водяного пара на поднимающуюся массу воздуха. Следовательно, и левая часть этого уравнения характеризует примерно то же самое количество влаги, определяющееся также индивидуальным изменением максимальной массовой доли водяного пара.

Индивидуальное изменение максимальной массовой доли водяного пара связано, как известно, с горизонтальными и вертикальными перемещениями воздуха. Тогда можно сказать, что в левой части уравнения (13) вертикальное перемещение максимальной массовой доли водяного пара определяется скоростью  $\bar{\tau}$ , а горизонтальное перемещение этого же метеорологического элемента — его адвективным переносом. Отсюда заключаем, что  $(q_m)_{P_0}$  является максимальной массовой долей водяного пара в начальной точке адвекции.

Продолжительность выпадения осадков  $t$  в настоящее время точно не определяется. В связи с этим считают более удобным за

$t$  принимать постоянный промежуток времени, равный 12 ч. Тогда можно записать

$$\bar{\tau}_1 = \bar{\tau}_t, \quad (14)$$

где  $\bar{\tau}_1$  — средняя вертикальная скорость в слое  $(P_0 - P)$ , гПа/12 ч.

Обычно в качестве  $\bar{\tau}_1$  берется вертикальная скорость на уровне 700 гПа  $\tau_{700}$ , т. е.  $\bar{\tau}_1 \approx \tau_{700}$ . С учетом (14), а также того, что  $\tau_1 \approx \tau_{700}$ , перепишем уравнение (10) в виде

$$Q \approx -10^{-2} \tau_{700} (q_m)_{P_0}. \quad (15)$$

где  $Q$  — количество осадков, мм/12 ч;  $\tau_{700}$  — вертикальная скорость на уровне 700 гПа, гПа/12 ч;  $(q_m)_{P_0}$  — адвективное значение максимальной массовой доли водяного пара.

Уравнение (15) является основным для расчета прогностического количества осадков. В нем  $\tau_{700}$  находится из уравнения (20), описанным в [1], а  $(q_m)_{P_0}$  — в результате использования среднего ветра  $c_m$  или потоков на уровне 500 гПа, скорость которых уменьшается путем умножения на коэффициент 0,6.

На основе уравнения (15) рассчитывается прогностическое количество осадков с заблаговременностью 12 ч (на текущий день), 24 ч (на ночь) и 36 ч (на следующий день).

Для прогноза количества осадков с заблаговременностью 12 ч необходимо знать фактические значения приземного давления и абсолютного геопотенциала на уровне 700 гПа за 03 00 мск текущих суток, прогностические значения приземного давления и абсолютного геопотенциала на уровне 700 гПа на 15 00 мск текущих суток, адвективные значения приземного давления и абсолютного геопотенциала на уровне 700 гПа с заблаговременностью 12 ч и адвективное значение  $(q_m)_{P_0}$  с заблаговременностью 12 ч.

Для прогноза количества осадков с заблаговременностью 24 ч используются прогностические значения приземного давления и абсолютного геопотенциала на уровне 700 гПа на 15 00 мск текущих суток, прогностические значения приземного давления и абсолютного геопотенциала на уровне 700 гПа на 03 00 мск следующих суток, адвективные значения приземного давления и абсолютного геопотенциала на уровне 700 гПа с заблаговременностью 12 и 24 ч и адвективное значение  $(q_m)_{P_0}$  с заблаговременностью 24 ч.

Для прогноза количества осадков с заблаговременностью 36 ч берутся прогностические значения приземного давления и абсолютного геопотенциала на 03 00 мск и 15 00 мск следующих суток, адвективное значение приземного давления и абсолютного геопотенциала на уровне 700 гПа с заблаговременностью 24 и 36 ч и адвективное значение  $(q_m)_{P_0}$  с заблаговременностью 36 ч.

По исходным данным находят для расчета вертикальной скорости  $\tau_{700}$  значения локального  $\frac{\partial H_P}{\partial t}$  и адвективного  $c_m \frac{\partial H_P}{\partial s}$  изменений абсолютного геопотенциала на уровне 700 гПа, а также

дивергенцию среднего ветра  $c_m$  во всем слое атмосферы  $\left( \frac{\partial c_m}{\partial s} + \frac{c_m}{R_n} \right)$ . Зная  $\tau_{700}$ , а также адвективные значения  $(q_m)_{P_0}$ , определяют по уравнению (15) прогностическое количество осадков на 12, 24 и 36 ч вперед.

Указанным способом летом 1985 г. было дано 79 прогнозов количества осадков с заблаговременностью 24 ч и 80 таких же прогнозов с заблаговременностью 36 ч. Оправдываемость этих прогнозов составила 80% с заблаговременностью 24 ч (на ночь) и с заблаговременностью 36 ч (на следующий день). Использование в описанном способе прогноза количества осадков универсального метода расчета вертикальных скоростей, а также адвективных значений  $q_m$  вместо прогностических  $T$  и  $T_d$  несколько упрощает способ прогноза и в то же время повышает его качество.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вальнер Р. Ю. О возможности получения универсального способа расчета вертикальных скоростей в атмосфере. — Труды КазНИИ Госкомгидромета, 1986, вып. 94, с. 3—11.
2. Дюбюк А. Ф. К расчету осадков. — Доклады ЦИП, 1947, т. 1, вып. 3, с. 31—40.
3. Методические указания. Анализ причин ошибочных краткосрочных прогнозов погоды и предупреждений об опасных и особо опасных метеорологических явлениях. — Л.: Гидрометеониздат, 1982. — 46 с.
4. Орлова Е. М. Краткосрочный прогноз атмосферных осадков. — Л.: Гидрометеониздат, 1979. — 168 с.

И. Г. ГУРШЕВ

#### НЕКОТОРЫЕ СЛУЧАИ РЕШЕНИЯ УРАВНЕНИЯ ТУРБУЛЕНТНОЙ ДИФФУЗИИ

Анализ разного рода последствий загрязнения воздушного бассейна промышленных городов невозможен без достаточного знания процессов распространения вредных веществ. Если будет вычислено распределение концентраций примесей в атмосфере, то будет определен возможный комплекс мероприятий по предотвращению ущерба от выбросов загрязняющих веществ. Распределение концентраций вредного вещества в воздухе можно узнать, если имеется решение уравнения турбулентной диффузии примесей. В ряде случаев при поиске решения уравнения диффузии необходимо принимать во внимание некоторые местные особенности, в частности учитывать явление горно-долинных ветров и существование островов тепла по данной территории. Рассмотрим краткий вывод уравнения турбулентной диффузии, учитывающий упомянутые локальные явления.



Расположенные на некоторой территории источники вредных веществ окружим некоторой поверхностью  $S$  произвольной формы. Из многообразия вредных примесей, выбрасываемых в атмосферу различными источниками, выделим один какой-либо вид и дальнейшие рассуждения будем строить относительно концентрации выделенного вещества. Пусть концентрация выделенного вещества в набегающем потоке воздуха равна  $c'_0$ . Полученные при этом результаты по аналогии могут быть распространены и на другие вещества. Будем характеризовать эмиссию примеси от источников, находящихся внутри выделенного объема  $V$ , выбросом массы вещества в единицу времени на единицу объема  $B(x, y, z, t)$ . Предполагается, что в наиболее общем случае данная величина может изменяться во времени и в пространстве объемом  $V$ . Тогда масса примеси, выброшенная источниками за бесконечно малое время  $dt$ , будет равна

$$dt \int_V B d\tau, \quad (1)$$

где  $d\tau$  — элемент объема.

Пусть  $c(x, y, z, t) - c'_0 = c_1$  — концентрация выбранного вредного вещества, переносимого вместе с ветром внутри объема  $V$ . С помощью введенной функции концентрации массу примеси в объеме можно записать как

$$m = \int_V c_1(x, y, z, t) d\tau. \quad (2)$$

Пусть концентрация примеси, выносимой с ветром через поверхность  $S$ , будет  $c_n - c'_0$ . Тогда можно получить следующие равенства

$$c_n - c'_0 = \left( \frac{c_n - c'_0}{c - c'_0} \right) (c - c'_0) = k (c - c'_0), \quad c - c'_0 = \frac{1}{k} (c_n - c'_0). \quad (3)$$

Если обе части уравнения (3) умножить на элемент объема  $d\tau$ , проинтегрировать по объему  $V$ , предполагая в простейшем случае  $k = \text{const}$ , и использовать (2), то получим

$$\int_V (c - c'_0) d\tau = \frac{1}{k} \int_V (c_n - c'_0) d\tau, \quad mk = m_n. \quad (4)$$

Таким образом находим, что масса выделенного вещества  $m_n$ , уносимого ветром, пропорциональна массе того же вещества внутри объема  $V$ . Умножая обе части равенства (4) на  $\beta dt$ , найдем, что за бесконечно малое время  $dt$  через поверхность  $S$  будет вынесена масса вещества

$$\beta dt m_n = k \beta dt m = k \beta dt \int_V c_1 d\tau, \quad (5)$$

где  $\beta$  — постоянная, имеющая размерность, обратную времени.

Изменение массы выбранного вещества в объеме  $V$  составляет

$$dm = dt \int_V B d\tau - dt k \beta \int_V c_1 d\tau, \quad (6)$$

$$\frac{dm}{dt} = \int_V B d\tau - k \beta \int_V c_1 d\tau. \quad (7)$$

С другой стороны, используя равенство (2), получаем

$$\frac{dm}{dt} = \frac{d}{dt} \int_V c_1 d\tau = \int_V \frac{d}{dt} (c_1 d\tau) = \int_V \left[ \frac{\partial c_1}{\partial t} + \text{div} (c_1 \bar{u}) \right] d\tau. \quad (8)$$

Применяя закон сохранения массы, имеем

$$\int_V \left[ \frac{\partial c_1}{\partial t} + \text{div} (c_1 \bar{u}) \right] d\tau = \int_V B d\tau - k \beta \int_V c_1 d\tau, \quad (9)$$

$$\int_V \left[ \frac{\partial c_1}{\partial t} + \text{div} (c_1 \bar{u}) + k \beta c_1 - B \right] d\tau = 0. \quad (10)$$

В силу произвольности выбранного объема интегрирования находим следующее уравнение:

$$\frac{\partial c_1}{\partial t} + \text{div} c_1 \bar{u} + k \beta c_1 - B = 0. \quad (11)$$

Уравнение (11) необходимо так модифицировать, чтобы оно учитывало наличие пульсационных эффектов, так как земная атмосфера является турбулентной средой. Согласно [5] можно представить мгновенные проекции скорости ветра в виде суммы осредненного и пульсационного компонентов. При этом считается, что пульсации скорости малы. По аналогии полагаем существование соотношений

$$c_1 = (\bar{c} + c') - (\bar{c}'_0 + c''_0), \quad c' \ll \bar{c}, \quad c''_0 \ll \bar{c}'_0, \quad (12)$$

где  $\bar{c}$ ,  $\bar{c}'_0$  — средние концентрации выбранного вещества,  $c'$ ,  $c''_0$  — пульсации концентрации.

Заменив в уравнении (11) мгновенные значения  $c_1$  и  $\bar{u}$  средними и пульсационными и произведя осреднение по времени, получим

$$\frac{\partial c_1}{\partial t} + \text{div} (\bar{c}_1 \bar{u} + \overline{c'_1 \bar{u}'}) + k \beta \bar{c}_1 - B = 0. \quad (13)$$

В (13) черта сверху над функцией  $\bar{u}$  обозначает осреднение. В найденном уравнении имеется новое слагаемое —  $\text{div} \overline{c'_1 \bar{u}'}$ , ответственное за турбулентный перенос вредных газов воздушными потоками. В дальнейшем для упрощения записи выражений черту сверху над функциями  $c$  и  $\bar{u}$  будем опускать, предполагая, что эти функции уже являются осредненными.

По аналогии с [5] будем предполагать существование следующих соотношений:

$$\overline{c'_1 u'_x} = -D_x \frac{\partial c_1}{\partial x}, \quad \overline{c'_1 u'_y} = -D_y \frac{\partial c_1}{\partial y}, \quad \overline{c'_1 u'_z} = -D_z \frac{\partial c_1}{\partial z}. \quad (14)$$

Здесь  $D_x$ ,  $D_y$ ,  $D_z$  — коэффициенты турбулентной диффузии, являющиеся в общем случае функциями координат и времени.

Таким образом, находим следующее выражение:

$$\frac{\partial c_1}{\partial t} + \operatorname{div} c_1 \bar{u} + k \beta c_1 = D c_1 + B, \quad (15)$$

$$\text{где } D c_1 = \frac{\partial}{\partial x} D_x \frac{\partial c_1}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} D_y \frac{\partial c_1}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} D_z \frac{\partial c_1}{\partial z}.$$

С другой стороны, коэффициент турбулентной диффузии зависит от координаты  $z$  [2]. Поэтому будем полагать, аналогично работе [5], что коэффициент турбулентной диффузии в направлениях  $OX$  и  $OY$  являются постоянными величинами, не равными друг другу, т. е.  $D_x = \text{const}$ ,  $D_y = \text{const}_1$ . К полученному уравнению (15) необходимо также присоединить начальные и граничные условия для функции  $c_1(x, y, z, t)$ . Воспользовавшись формулами векторного анализа, получим [3]:

$$\operatorname{div} c_1 \bar{u} = c_1 \operatorname{div} \bar{u} + \bar{u} \operatorname{grad} c_1. \quad (16)$$

Применяя условие несжимаемости воздушного потока ( $\operatorname{div} \bar{u} = 0$ ), имеем окончательно в развернутом виде уравнение, описывающее изменение концентрации выделенного вещества

$$\frac{\partial c_1}{\partial t} + \bar{u} \operatorname{grad} c_1 + k \beta c_1 = D c_1 + B. \quad (17)$$

Если отсутствуют крупномасштабные движения атмосферы, то функция  $\bar{u}(x, y, z, t)$  имеет смысл скорости воздуха, образовавшейся за счет действия механизма горно-долинной или бризовой циркуляции атмосферы. Если отсутствуют названные процессы, то  $\bar{u}$  может быть интерпретировано как скорость воздуха, образовавшаяся за счет существования выбросов газов с температурой большей, чем температура окружающего источника воздуха, а также за счет выделения тепла различными постройками, т. е. существования островов тепла. Таким образом,  $\bar{u} \neq 0$  всегда, однако при штиле, по-видимому, можно полагать  $\bar{u} \approx 0$ .

Рассмотрим случай снижения концентрации выделенного газа при условии прекращения в некоторый момент времени  $t_0$  всяких выбросов газовых примесей в атмосферу источниками загрязнений, т. е.  $B = 0$ . При этом будем предполагать, что скорость воздуха является функцией только координат.

Для нахождения решения уравнения

$$\frac{\partial c_1}{\partial t} + \bar{u} \operatorname{grad} c_1 + k \beta c_1 = D c_1, \quad \bar{u} = \bar{u}(x, y, z) \neq 0 \quad (18)$$

воспользуемся методом разделения переменных [3], т. е. функцию  $c(x, y, z, t)$  представим в виде произведения двух функций, одна из которых  $\Phi(t)$  зависит только от времени  $t$ , а другая  $c_2(x, y, z)$  зависит только от координат, т. е.  $c_1(x, y, z, t) = \Phi c_2$ . Подставляя это соотношение в уравнение (18), получим

$$c_2 \frac{\partial \Phi}{\partial t} + \Phi \bar{u} \operatorname{grad} c_2 + k \beta \Phi c_2 = \Phi D c_2. \quad (19)$$

Поделив обе части равенства на  $\Phi c_2$ , найдем

$$\frac{1}{\Phi} \frac{\partial \Phi}{\partial t} + k\beta = \frac{1}{c_2} Dc_2 - \frac{1}{c_2} \bar{u} \text{grad } c_2. \quad (20)$$

Выбираем функцию  $\Phi(t)$  в виде  $\Phi = e^{-k\beta t}$  и подставляем в (20). Таким образом, имеем

$$Dc_2 - \bar{u} \text{grad } c_2 = 0. \quad (21)$$

Дальнейшие вычисления рассмотрим на примере одномерного уравнения (21) при дополнительном упрощении  $u = u_0 = \text{const}$ . Таким образом, имеем

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( D_x \frac{\partial c_2}{\partial x} - u_0 c_2 \right) = 0, \quad \frac{\partial c_2}{\partial x} - \frac{u_0}{D_x} c_2 = \frac{A}{D_x}, \quad (22)$$

где  $A$  — постоянная интегрирования.

Соотношение (22) является линейным дифференциальным уравнением 1-го порядка, решение которого известно [3]. Проводя интегрирование с применением начального и граничного условий  $x = x_0$ ,  $t = t_0$ ,  $c = c_{01}$ , получаем

$$c_1 = c_{01} e^{-k\beta(t-t_0) + \frac{u_0}{D_x}(x-x_0)} + \frac{A}{u_0} e^{-k\beta t} \left( e^{\frac{u_0}{D_x}(x-x_0)} - 1 \right). \quad (23)$$

Решение уравнения турбулентной диффузии (17) может быть найдено также при выполнении других условий. Ход решения задачи рассмотрим на примере одномерного уравнения (17), если по-прежнему  $D_x = D_0 = \text{const}$ ,  $u(x, t)$ ,  $\bar{V} = 0$ . Введем безразмерные координаты

$$\bar{t} = \frac{ut}{d}, \quad x_1 = \frac{x}{d}, \quad \bar{c}_1 = \frac{c_1}{c_{01}}, \quad d = \text{const}, \quad (24)$$

где  $c_{01}$  — постоянная, имеющая размерность концентрации. Приведем уравнение (24) к безразмерному виду

$$\frac{\partial \bar{c}_1}{\partial \bar{t}_1} + \frac{\partial \bar{c}_1}{\partial x_1} + \bar{\beta} \bar{c}_1 = a \frac{\partial^2 \bar{c}_1}{\partial x_1^2}, \quad \bar{\beta} = k\beta \frac{d}{u}, \quad a = \frac{D_x}{ud} \quad (25)$$

Использование безразмерных координат  $\bar{t}_1$ ,  $x_2 = x_1 - \bar{t}_1$  позволяет упростить уравнение (25):

$$\frac{\partial \bar{c}_1}{\partial \bar{t}_1} = \frac{\partial \bar{c}_1}{\partial \bar{t}_1} - \frac{\partial \bar{c}_1}{\partial x_1}, \quad \frac{\partial^2 \bar{c}_1}{\partial x_1^2} = \frac{\partial^2 \bar{c}_1}{\partial x_2^2}, \quad (26)$$

$$\frac{\partial \bar{c}_1}{\partial \bar{t}_1} + \bar{\beta} \bar{c}_1 = a \frac{\partial^2 \bar{c}_1}{\partial x_2^2}. \quad (27)$$

Определение вида функции  $c_1$  будем проводить при помощи условий  $\bar{t}_1 > 0$ ,  $\bar{c}_1 = 1$ ,  $x_2 = 0$ ;  $\bar{t}_1 > 0$ ,  $x_2 \rightarrow \infty$ ,  $\frac{\partial \bar{c}_1}{\partial x_2} = 0$ . Для решения урав-

нения (27) воспользуемся подстановкой  $\bar{c}_1 = \Phi e^{-\beta t_1}$  и упростив равенство, получим

$$\frac{\partial \Phi}{\partial t_1} = a \frac{\partial^2 \Phi}{\partial x_2^2}. \quad (28)$$

Граничные условия при этом станут такими:  $t_1 > 0$ ,  $x_2 = 0$ ,  $\Phi = \Phi_0$ ,  $t_1 > 0$ ,  $x_2 \rightarrow \infty$ ,  $\frac{\partial \Phi}{\partial x_2} \rightarrow 0$ .

Так как  $\Phi(t_1, x_2)$  является безразмерной функцией, то представим ее в виде произведения  $\Phi = F(\psi)A/\sqrt{at_1}$ . Здесь  $\psi = Bx_2t_1^{-1/2}$  — новая переменная,  $A$  и  $B$  постоянные. Для функции  $F(\psi)$  и переменной  $\psi$  граничные условия примут вид  $\psi \rightarrow 0$ ,  $F \rightarrow 0$ ;  $\psi \rightarrow \infty$ ,  $F \rightarrow 0$ . После вычисления производных и подстановки в (28) приводим уравнение в частных производных к обыкновенному дифференциальному уравнению

$$aB^2 \frac{d^2 F}{d\psi^2} + \frac{1}{2} \frac{d}{d\psi} (F\psi) = 0. \quad (29)$$

Из (29) следует

$$aB^2 \frac{dF}{d\psi} + \frac{1}{2} F\psi = \text{const}. \quad (30)$$

На основании первого граничного условия  $\text{const} = 0$ . Интегрируя второй раз, получим

$$F(\psi) = A_1 e^{-\frac{\psi^2}{4B^2 a}} = A_1 e^{-\frac{x_2^2}{4at_1}}. \quad (31)$$

Постоянную можно принять равной единице ( $A = 1$ ) на основании второго граничного условия. Таким образом, используя (31) и переходя к старым переменным  $x$ ,  $t$ , получим зависимость

$$c_1 = \frac{c_{01} d}{\sqrt{D_x t}} e^{-\left[\frac{(x-ut)^2}{4D_x t} + k\beta t\right]}. \quad (32)$$

Так как зависимость от координаты  $x$  имеет нелинейный характер, то найдем экстремум функции (32). Согласно [3], имеем

$$\frac{\partial c_1}{\partial x} = -\frac{c_{01} d}{\sqrt{D_x t}} \left( \frac{x-ut}{2D_x t} \right) e^{-\left[\frac{(x-ut)^2}{4D_x t} + k\beta t\right]} = 0. \quad (33)$$

Итак, стационарная точка  $x_3$  определяется условием  $x_3 = ut$ . При  $x < x_3$  имеем  $x - ut < 0$ , следовательно,  $\frac{\partial c_1}{\partial x} > 0$ . Если  $x > x_3$ , то  $x - ut > 0$ , т. е.  $\frac{\partial c_1}{\partial x} < 0$ . Таким образом, в точке  $x_3$  функция  $c_1(x, t)$  имеет максимум, а ее максимальное значение равно

$$c_{1 \max} = \frac{c_{01} d}{\sqrt{D_x t}} e^{-k\beta t}. \quad (34)$$

Из изложенного следует, что максимум концентрации движется со скоростью ветра, а  $c_{1\max}$  со временем уменьшается.

Аналогично можно получить уравнение для определения среднего по объему концентрации. Используя определение среднего [3] и преобразуя (1), (2), (5), получим

$$dt \int V B d\tau = dt V \bar{B}(t), m = V \bar{c}_1(t), k\beta dt \int c_1 d\tau = k\beta dt V \bar{c}_1, \quad (35)$$

где черта над функцией обозначает среднее.

Изменение массы выделенного вещества составит

$$d(V\bar{c}_1) = dt V \bar{B} - dt k\beta V \bar{c}_1, \quad (36)$$

$$\frac{1}{V} \frac{d(V\bar{c}_1)}{dt} + k\beta \bar{c}_1 = \bar{B}, \quad (37)$$

$$\frac{d\bar{c}_1}{dt} + \bar{c}_1 \left( k\beta + \frac{d}{dt} \ln V(t) \right) = \bar{B}(t). \quad (38)$$

Уравнение (38) является линейным дифференциальным уравнением 1-го порядка, общее решение которого известно [4]. При условиях  $B = B_0 = \text{const}$ ,  $k\beta = \text{const}$ ,  $V(t) = V_0 = \text{const}$ ,  $t = t_0$ ,  $\bar{c}_1 = \bar{c}_{01}$  находим

$$\bar{c}_1 = \bar{c}_{01} e^{-k\beta(t-t_0)} + \frac{B_0}{k\beta} (1 - e^{-k\beta(t-t_0)}). \quad (39)$$

Из формулы (39) вытекает, что при отсутствии источников выделения вредных веществ ( $B_0 = 0$ ) изменение их средней по объему концентрации подчиняется закономерности

$$\bar{c}_1 = \bar{c}_{01} e^{-k\beta(t-t_0)}. \quad (40)$$

В общем виде решение уравнения (38) имеет вид [3]:

$$\bar{c}_1 = e^{-A(t)} \left( \int_{t_0}^t \bar{B}(i) e^{A(i)} di + \bar{c}_{01} \right),$$

$$A(t) = \int_{t_0}^t \left( k\beta + \frac{d}{di} \ln V(i) \right) di, \quad (41)$$

где  $i$  — переменная интегрирования.

Для фиксированного момента времени  $t = t_1$ , согласно выражению (41), получим концентрацию примеси

$$\bar{c}_{11} = \bar{c}_{01} e^{-k\beta(t_1-t_0)} \frac{V(t_0)}{V(t_1)} +$$

$$+ \int_{t_0}^{t_1} \bar{B}(i) di = \bar{c}_{01} \frac{V(t_0)}{V(t_1)} e^{-k\beta(t_1-t_0)} + \bar{B}(t_1 - t_0), \quad (42)$$

где две черты над функцией означают усреднение функции по времени и пространственным координатам.

Рассмотрим изменение концентрации выделенного вещества при условии существования в течение интервала времени  $t_1 - t_0$  на

некоторой высоте  $h(t)$  над городской территорией слоя температурной инверсии.

Таким образом, выделенный объем равен  $V(t) = k'Sh(t)$ . Здесь  $k'$  — некоторая безразмерная постоянная,  $S$  — площадь инверсионного слоя. Следовательно, при условии независимости  $k'$  от времени и неизменности площади инверсионного слоя имеем

$$\frac{V(t_0)}{V(t_1)} = \frac{h(t_0)}{h(t_1)}.$$

В случае  $V(t) = V_0 = \text{const}$  уравнение (38) упрощается и его решение для момента  $t = t_1$  принимает вид при наличии начального условия  $t = t_0$ ,  $\bar{c}_1 = \bar{c}'_{01}$

$$\bar{c}_1 = \bar{c}'_{01} e^{-k\beta(t_1-t_0)} + \bar{B}(t_1-t_0). \quad (43)$$

Преобразовав уравнения (42), (43) и поделив (42) на (43), получим

$$\frac{\bar{c}_{11} - \bar{B}(t_1-t_0)}{\bar{c}_1 - \bar{B}(t_1-t_0)} = \frac{\bar{c}'_{01} h(t_0)}{\bar{c}'_{01} h(t_1)}. \quad (44)$$

В общем случае  $\frac{\bar{c}'_{01} h(t_0)}{\bar{c}'_{01} h(t_1)} \neq 1$ . Если  $\bar{c}'_{01} = \bar{c}_{01}$ , то при  $h(t_0) > h(t_1)$  получим  $\bar{c}_{11} - \bar{B}(t_1-t_0) > \bar{c}_1 - \bar{B}(t_1-t_0)$ ,  $\bar{c}_{11} > \bar{c}_1$ . Другими словами, при понижении слоя температурной инверсии концентрация примеси увеличивается и наоборот. Таким образом, соотношение  $\frac{\bar{c}_{11}}{\bar{c}_1} \sim \frac{h(t_0)}{h(t_1)}$  показывает, что относительное изменение концентрации примеси связано с относительным изменением высоты слоя температурной инверсии. С другой стороны, из найденной зависимости следует, что концентрация обратно пропорциональна высоте инверсионного слоя над данной территорией, что качественно согласуется с [1].

Рассмотрим изменение концентрации примеси в воздухе в условиях штиля, отсутствия инверсии температуры, а также в предположении, что в уравнении (17) характеристика источника выделения данной примеси является только функцией времени. В этом случае  $u \approx v \approx w \approx 0$ , и возможно, что выполняется соотношение  $D_x \approx D_y \approx D_z \approx 0$ . Тогда уравнение (17) упрощается

$$\frac{dc_1}{dt} + k\beta c_1 = B(t). \quad (45)$$

Проводя интегрирование последнего уравнения с применением условий  $t = t_0$  и  $c = c_{01}$ , получим

$$c_1 = c_{01} e^{-k\beta(t-t_0)} + e^{-k\beta t} \int_{t_0}^t B(t') e^{k\beta t'} dt'. \quad (46)$$

Упрощающее предположение вида  $B(t') = B_0 = \text{const}$  позволяет выполнить интегрирование до конца, т. е. получить

$$c_1 = c_{01} e^{-k\beta(t-t_0)} + \frac{B_0}{k\beta} (1 - e^{-k\beta(t-t_0)}). \quad (47)$$

Найдем выражение для производной

$$\frac{dc_1}{dt} = e^{-k\beta(t-t_0)} (B_0 - c_{01} k\beta). \quad (48)$$

В выражении (48) экспоненциальный множитель обращается в ноль только при бесконечно большом значении интервала  $t-t_0$ . Следовательно,  $e^{-k\beta(t-t_0)} \geq 0$ . Если  $\frac{B_0}{k\beta} \geq c_{01}$ , то  $\frac{dc_1}{dt} \geq 0$ . Это соответствует условию возрастающей функции [3]. Таким образом, в условиях штиля происходит насыщение воздуха вредной примесью и повышение ее концентрации. Другими словами, имеет место накопление в атмосфере вредного газа до предельного значения концентрации  $= \frac{B_0}{k\beta}$ . В случае  $B_0 = 0$  имеем  $\frac{dc_1}{dt} < 0$ , что соответствует условию убывающей функции [3], т. е. возможно снижение концентрации выбранного вещества.

Решение уравнения турбулентной диффузии (17) может быть найдено при следующих условиях:  $u \neq v \neq w \neq 0$ ,  $B = B(t)$ , коэффициенты турбулентной диффузии  $D_x, D_y, D_z$  приняты постоянными. Предварительно проведем в общем случае упрощение уравнения. Вводя функцию  $c_1 = c_2(x, y, z, t) e^{-k\beta t}$ , после преобразований получим

$$\frac{\partial c_3}{\partial t} + u \frac{\partial c_3}{\partial x} + v \frac{\partial c_3}{\partial y} + w \frac{\partial c_3}{\partial z} = D_x \frac{\partial^2 c_3}{\partial x^2} + D_y \frac{\partial^2 c_3}{\partial y^2} + D_z \frac{\partial^2 c_3}{\partial z^2}, \quad (49)$$

где  $c_3 = c_2 - \int_t^t B(t') e^{k\beta t'} dt'$ ,  $t'$  — переменная интегрирования.

Ход решения рассмотрим на примере одномерного уравнения

$$\frac{\partial c_3}{\partial t} + u(t) \frac{\partial c_3}{\partial x} = D_x \frac{\partial^2 c_3}{\partial x^2}. \quad (50)$$

Уравнение (49) с помощью преобразования  $c_3 = \text{const } \Phi(t) e^{x/d}$  может быть проинтегрировано. Здесь  $d$  имеет размерность длины, т. е. эту величину можно выбрать в качестве характерного размера. Используя начальное и граничное условия  $t=t_0, x=x_0, c=c_{01}$ , получим

$$c_1 = c_{01} \exp \left[ \left( \frac{D_x}{d^2} - k\beta \right) (t-t_0) + \frac{x-x_0}{d} - \frac{E}{d} \right] + e^{-k\beta t} \int_{t_0}^t B(t') e^{k\beta t'} dt' \quad E = \int_0^t u(t') dt'. \quad (51)$$

В частности, при  $B(t') = B_0 = \text{const}$  вычисление можно провести до конца



более эффективного гидрометеорологического обслуживания народного хозяйства кроме традиционных прогнозов аномалии температуры воздуха и осадков на 5—10 сут необходимо иметь сведения об опасных явлениях погоды, к числу которых относятся интенсивные похолодания и потепления. Большинство неудачных прогнозов температуры воздуха связано с резким ее изменением и поэтому детальный анализ циркуляционных условий формирования экстремальных по температуре периодов как этап в разработке метода прогноза представляет большой практический интерес.

Исследованию синоптических условий сильных похолоданий посвящены работы [1—4]. Заметим, что по исследованию волн тепла работ выполнено значительно меньше [4]. Подробное изучение ультраполярных процессов, с которыми связаны случаи значительных похолоданий на ЕТ СССР, позволило Л. Г. Борисовой выделить несколько групп и типов процессов. Последние объединяют арктические воздействия по признакам географической локализации районов формирования антициклонов и направления перемещения их по ультраполярным траекториям. В результате обстоятельного исследования термобарических полей был получен ряд рекомендаций к прогнозу формирования и развития антициклонических образований в синоптических периодах.

Значительное внимание изучению процессов, приводящих к резким похолоданиям, и их предвидению было уделено З. А. Исаевым. Давая синоптическую характеристику ультраполярных процессов, осуществляющихся в январе, автор показывает, что им предшествуют в течение октября, ноября и декабря северо-западные воздействия, при которых траектории антициклонов от месяца к месяцу продвигаются к востоку.

Н. Н. Романовым сделан анализ синоптических процессов при длительных похолоданиях в Средней Азии. Им было показано, что значительные волны холода обусловлены непрерывно следующими друг за другом северными, северо-западными и западными вторжениями или стационарованием периферии азиатского антициклона у земли.

В. С. Калачикова [3] рассматривала особенности термобарического поля атмосферы при ультраполярных процессах над АТ СССР. Ультраполярные процессы были разделены на две группы. Первая группа характеризуется интенсивной и продолжительной волной холода на Дальнем Востоке, при второй группе в Приморском и Хабаровском краях наблюдаются волны тепла.

Ряд исследований (Д. А. Педь, Г. Г. Громова, Е. А. Аксарина) вместе с типизацией синоптических процессов при значительных похолоданиях применяли объективные количественные характеристики циркуляции атмосферы в виде различных индексов. Обычно для этой цели использовали индексы циркуляции, предложенные А. Л. Кацем и Е. Н. Блиновой. Так, Громова [2] исследовала взаимосвязь значительных похолоданий на ЕТ СССР с изменением интенсивности меридиональной и зональной форм

циркуляции в разных районах северного полушария. При этом над атлантико-евразийским сектором северного полушария наблюдается превышение меридионального состояния над зональным, одновременно в северо-американском секторе имеет место аномально развитая зональность. Наибольшему отрицательному отклонению в северо-американском секторе  $I'$  от нормы соответствует наиболее глубокое проникновение к югу ультраполярных антициклонов над Восточной Европой.

Е. А. Аксариной [1] при изучении очень длительных холодных периодов зимой в Средней Азии было найдено, что они вызваны развитием блокирующих гребней (антициклонов) над ЕТ СССР. В северном полушарии наблюдается синхронное развитие крупномасштабных гребней над Евразией, Атлантическим и Тихим океанами. Резкое нарушение зонального потока в каком-либо районе северного полушария приводит к установлению меридиональности в других частях полушария. Анализ процессов, вызывающих похолодания, показал, что развитие блокирующих гребней (антициклонов) в Европе связано не только с локальными изменениями циркуляции атмосферы. Наблюдается существенная перестройка направленности процессов над всем северным полушарием. Одновременно с европейским блокирующим гребнем развивается атлантический и тихоокеанский гребни. В отдельных случаях, когда антициклонический гребень смещен на побережье Европы и сливается с европейским гребнем, над северным полушарием отмечается два крупномасштабных гребня. Но такое положение неустойчиво и наблюдается только в первые дни развития процесса. Таким образом, Аксариной дан детальный и обстоятельный анализ циркуляции атмосферы над северным полушарием при длительных похолоданиях в Узбекистане, показано влияние полярного циклонического вихря и тропосферных глубоких ложбин на развитие и устойчивость блокирующих гребней в Европе.

Интересное исследование выполнено А. А. Календовым [4]. Анализируя причины потеплений и похолоданий в Приморье в зимние месяцы, автор установил, что положительные аномалии температуры воздуха наблюдаются преимущественно при западно-восточном переносе воздушных масс над Восточной Азией, а при отрицательных аномалиях, напротив, преобладают резко выраженные меридиональные формы атмосферной циркуляции. При волнах тепла в Приморском крае азиатский антициклон имеет меньшую интенсивность, чем при волнах холода. За 3—5 дней перед наступлением волны тепла азиатский антициклон достигает максимума в своей интенсивности. Волнам холода за 3—5 дней до их осуществления предшествует минимум интенсивности азиатского антициклона.

Проведем анализ характеристик циркуляции атмосферы (уровень  $H_{500}$ ), обуславливающих формирование экстремальных по температуре периодов летом в Казахстане. Располагая ежедневными индексами циркуляции  $I_m$ ,  $I_s$ ,  $I'$ , определим их значения

Таблица 1

## Средние индексы циркуляции атмосферы по Кацу

Месяц	Холодная пятидневка			Теплая пятидневка		
	$I_m$	$I_a$	$I'$	$I_m$	$I_a$	$I'$
Июнь	0,83	1,0	0,83	0,74	1,03	0,72
Июль	0,77	0,87	0,88	0,71	0,85	0,84
Август	0,76	0,99	0,79	0,65	1,05	0,62

для холодных и теплых пятидневок. Из табл. 1 следует, что холодным пятидневкам в Казахстане соответствует хорошо развитая меридиональная циркуляция в атлантико-евразийском секторе, т. е.  $I' > 0,75$ , а экстремально теплым пятидневкам, в основном, соответствуют зональные процессы  $I' < 0,75$ . Однако в июле теплые периоды обусловлены, как правило, меридиональными процессами.

Для более детального исследования циркуляционных условий возникновения холодных и теплых периодов представляется целесообразным использовать не только индексы, но и типизацию синоптических процессов Каца. Как показывает анализ данных табл. 2, холодные пятидневки в Казахстане обусловлены меридиональными типами Ц и В циркуляции, а теплые — зональным и меридиональными типами З и С.

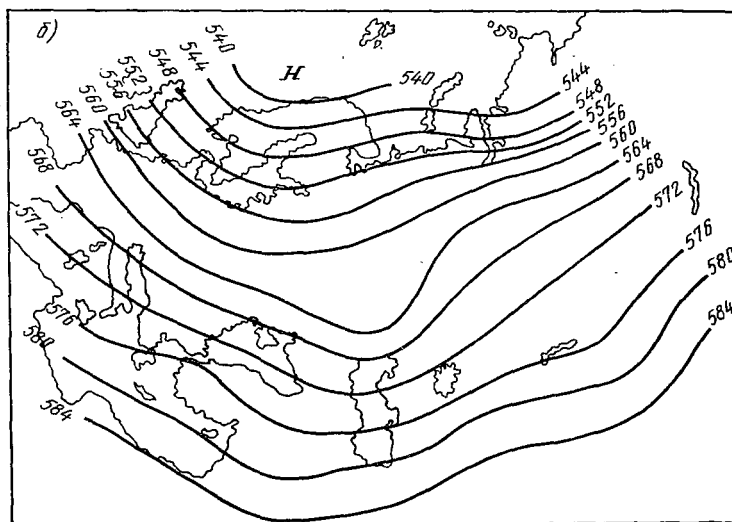
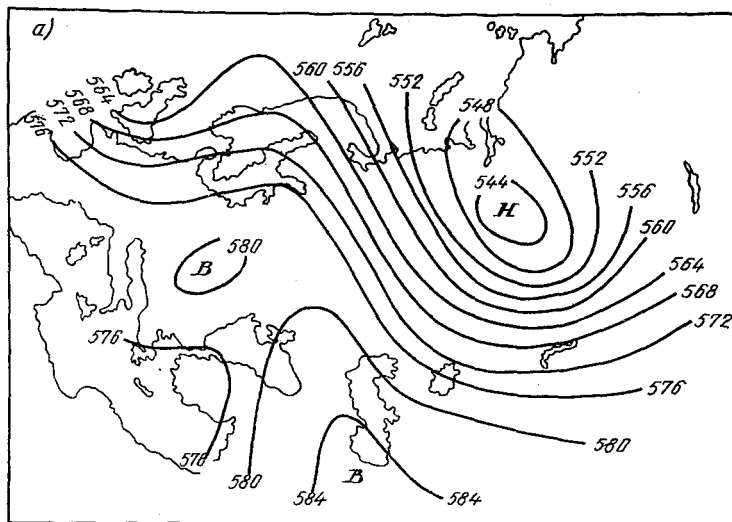
Ранее нами была проведена объективная классификация температурных полей холодных и теплых периодов летом в Казахстане. На основании этой классификации выделено четыре класса для холодных и три для теплых пятидневок. Пространственное распределение средней аномалии температуры воздуха для разных классов характеризуется существенными различиями в величине, знаке и местоположении очагов.

Рассмотрим особенности синоптических процессов, определяющих выделенные классы (рисунок). Для первого класса холодных

Таблица 2

## Повторяемость форм циркуляции по Кацу (числитель — число случаев, знаменатель — %)

Месяц	Холодная пятидневка					Теплая пятидневка				
	ЗОН	З	Ц	В	С	ЗОН	З	Ц	В	С
Июнь	3	3	12	5	1	10	3	4	8	8
	12,5	12,5	50	20,8	4,2	30,3	9,1	12,2	24,2	24,2
Июль	1	2	16	5	4	4	3	7	8	12
	3	7	61	16	13	12	9	20	24	35
Август	3	6	14	7	5	1	5	6	6	7
	9	17	40	20	14	4	20	24	24	28



Типовое поле  $H_{500}$  для холодных (а) и теплых (б) пятидневок первого класса

пятидневок характерно наличие крупного очага, занимающего северные области республики. Мощный гребень располагается над большей частью ЕТ СССР, Скандинавией и востоком Западной Европы. Этот класс обусловлен чаще всего процессами формы Ц и ЗОН. При таких циркуляционных условиях происходит вторжение воздушных масс из районов Скандинавии и севера ЕТ СССР на Казахстан. Особенно значительные аномалии температуры воз-

духа в этих условиях наблюдаются в северных и центральных районах республики.

Второй класс холодных пятидневок характеризуется наличием крупного очага отрицательных аномалий температуры воздуха на востоке республики. Он формируется при северных и северо-восточных вторжениях холодного воздуха на большую часть территории Казахстана, кроме западных областей, находящихся в гребне тепла. Вторжение холодных воздушных масс осуществляется по восточной периферии гребня, распространяющегося от Каспия до Таймыра. Этот класс обусловлен процессами форм В и Ц.

Третий класс отмечается очагом отрицательных аномалий в Центральном Казахстане. Этот класс обусловлен меридиональными процессами формы Ц, но в отличие от первого класса обширный глубокий циклон располагается южнее, с центром в районе Омска. Ложбина этого циклона занимает юг Западной Сибири, весь Казахстан и северные районы Средней Азии.

Циркуляционные особенности, определяющие формирование температурного поля четвертого класса, значительно отличаются от рассмотренных ранее. Высотный циклон расположен над Карским морем. На пространстве первого е. с. р. наблюдается западно-восточный перенос. Территория республики оказывается под воздействием относительно холодного воздуха северных и центральных районов ЕТ СССР, что приводит к понижению температуры по всей территории, кроме южных и юго-восточных районов.

Остановимся на особенностях формирования классов температурных полей теплых пятидневок. В теплых пятидневках выделено три класса. Для первого класса характерны наибольшие положительные аномалии температуры в Центральном Казахстане. В поле  $H_{500}$  наблюдается меридиональный процесс над Западной Европой и ЕТ СССР, а над Казахстаном — вынос теплых воздушных масс с Кавказа и юга Каспия.

Второй класс обусловлен западно-восточным переносом на всем пространстве первого е. с. р. Наибольшие значения аномалии температуры воздуха в этом классе отмечаются на западе Казахстана. Третий класс характеризуется процессами формы С. Над Казахстаном и Средней Азией располагается высотный гребень, на юге ЕТ СССР — глубокий циклон. В результате выноса теплых воздушных масс из районов Ирана и Средней Азии положительные аномалии температуры воздуха отмечаются по всему Казахстану.

Аналогичный анализ был проведен для весенних и осенних месяцев. Отметим, что в результате проведенного исследования выявлены особенности атмосферных процессов, определяющих формирование экстремальных по температуре пятидневок на территории Казахстана. Полученные типовые поля  $H_{500}$  для классов холодных и теплых пятидневок предполагается использовать как предикторы в синоптико-статистической схеме прогноза температуры воздуха на средние сроки.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аксарина Е. А. Длительные холодные периоды в Средней Азии (на примере Узбекистана) и их связь с развитием и устойчивостью блокирующих процессов в Европе. — Труды САРНИГМИ, 1975, вып. 24(105), с. 79—99.
2. Громова Г. Г. Особенности циркуляции при значительных похолоданиях на Европейской территории СССР. — Труды ЦИП, 1963, вып. 127, с. 137—147.
3. Калачикова В. С. Особенности термобарического поля атмосферы при ультраполярных процессах над Азиатской территорией СССР в холодное полугодие. — Труды ДВНИГМИ, 1971, вып. 32, с. 13—21.
4. Календов А. А. О некоторых связях волн холода и тепла над Приморским краем в зимние месяцы с интенсивностью азиатского антициклона. — Труды ДВНИГМИ, 1971, вып. 32, с. 41—51.

Е. Н. ПАНОВА

#### О ПРОГНОЗЕ АНОМАЛИИ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА НА СЕЗОН ДЛЯ КАЗАХСТАНА

Перспективное планирование многих отраслей промышленности и сельского хозяйства нуждается в прогнозе погоды на сезон с большой заблаговременностью. Существует несколько методов сезонных прогнозов погоды [2, 3, 5]. Наиболее полно разработанным является синоптический метод [3], учитывающий влияние сезонных особенностей циркуляции в тропосфере и стратосфере, а также теплового режима Северной Атлантики на формирование естественных синоптических сезонов и их предвестников. По этому методу в Гидрометцентре СССР составляются прогнозы аномалии температуры воздуха и количества осадков на естественные синоптические сезоны по ЕТ СССР, Западной Сибири, Казахстану, Средней Азии и Закавказью с заблаговременностью один месяц.

Накопленный опыт физико-статистических методов [2, 4, 5], позволяющих увеличить заблаговременность и тем самым повысить эффективность долгосрочных прогнозов, позволил нам разработать метод прогноза температуры воздуха и ее аномалии  $\Delta T$  на шесть сезонов: зиму (январь — февраль), весну (март — апрель), первую (май — июнь) и вторую (июль — август) половины лета, осень (сентябрь — октябрь) и предзимье (ноябрь — декабрь) с заблаговременностью 3 мес для Казахстана. В основу прогноза положено взаимодействие макропроцессов, происходящих у земной поверхности, в тропосфере и стратосфере. Трехмесячная заблаговременность сезонного прогноза температуры воздуха предполагает большое число параметров, включенных в состав предикторов. В качестве предсказателей использованы различные показатели циркуляции: типы атмосферной циркуляции по Вангенгейму, местоположение и интенсивность центров действия атмосферы, продолжительность существования циркумполярного вихря в стратосфере. Кроме того, в число предсказателей включены внеатмо-

сферные носители метеорологической памяти — ледовитость северных морей и температуры поверхностного слоя воды северной части Атлантического океана. Для учета предыстории атмосферных процессов использовались сведения о предикторах за предшествующие 36 мес. Подобный подход позволяет в некоторой степени учесть общециркуляционные особенности развития атмосферных процессов, а также их цикличность.

Важное значение при разработке метода прогноза занимает вопрос уплотнения используемой информации. Как показал целый ряд исследований [1, 2, 5, 6], наиболее результативным, позволяющим полнее учитывать основную информацию о конкретном поле с помощью небольшого числа статистически независимых параметров, является разложение метеорологических полей по эмпирическим ортогональным функциям (ЭОФ). Используя это обстоятельство и исходя из тех соображений, что с большой заблаговременностью невозможно предсказание мелкомасштабных особенностей метеорологических полей, в настоящей работе поля прогнозируемой сезонной температуры воздуха представлены первыми коэффициентами разложения их по ЭОФ.

Для выяснения правомерности объединения двух месяцев в принятые нами сезоны были проанализированы коэффициенты корреляции между ними. Анализ показал, что лишь зимой, весной и в предзимье коэффициенты корреляции между температурами, входящими в эти сезоны, на большинстве станций превышают критический на 10%-ном уровне значимости. Между средними же температурами летних сезонов и осени коэффициенты корреляции не значимы почти на всех станциях. Это свидетельствует о статистической неоднородности среднемесячных температур летом и осенью. Этот вывод был подтвержден и анализом критерия Фишера  $F$ , характеризующего отношение дисперсий среднемесячных температур

$$F = \sigma^2_1 / \sigma^2_2, \quad (1)$$

где  $\sigma^2_1$  и  $\sigma^2_2$  — дисперсия температур двух месяцев.

Критерий Фишера также не превышает почти на всех станциях критического значения на 10%-ном уровне значимости зимой, весной и в предзимье. В летние месяцы и осенью отношения дисперсий среднемесячных температур на большей части станций равны критическому или превышают его. Это является дополнительным подтверждением того, что поля среднемесячных температур, входящих в летние сезоны и осень, неоднотипны. С учетом именно этого факта разложению по ЭОФ подвергались не среднесезонные, а среднемесячные температуры воздуха на 15 равномерно расположенных по территории станциях. Так, для зимы коэффициенты разложения рассчитывались по среднемесячным температурам за январь и февраль, для весны — за март и апрель и т. д. Иными словами, разложение функции  $T(x, y, \tau, t)$  двух пространственных и двух временных переменных производилось таким образом, что ЭОФ

рассматривались не только как функции координаты, но и времени

$$T(x, y, \tau, t) = \sum_{k=1}^n X_k(x, y, t) A_k(\tau). \quad (2)$$

Здесь  $A_k(\tau)$  — коэффициенты разложения,  $X_k(x, y, t)$  — собственные векторы.

Такой способ разложения позволяет в сжатом виде описать пространственно-временную структуру сезонных полей температуры воздуха. Коэффициенты разложения рассчитывались по корреляционной матрице, составленной из аномалий температуры. Сходимость членов ряда сравнительно большая, первые восемь коэффициентов разложения позволяют учесть 90—95% суммарной дисперсии всех 15 точек поля двухмесячного периода. Однако скорость сходимости в течение года не остается постоянной, а зависит от сезона (табл. 1). Так, зимой и весной вклад первых четырех членов разложения составляет 85% суммарной дисперсии поля, в первую и вторую половины лета — 75 и 71%, осенью и в предзимье 76 и 80% соответственно. Уменьшение скорости сходимости летом и осенью также свидетельствует о существовании пространственной неоднородности и динамической неустойчивости термических полей что находит выражение и в различии их статистической структуры.

Значительный интерес представляют поля первых естественных векторов. Известно, что значения элементов на станциях, расположенных в центрах пучностей и впадин собственных век-

Таблица 1

Оценка сходимости ряда первых членов разложения температуры воздуха по ЭОФ

$i$	$\lambda_i$	$d_i$	$\Sigma d_i$	$\lambda_i$	$d_i$	$\Sigma d_i$	$\lambda_i$	$d_i$	$\Sigma d_i$
	Зима			Весна			Первая половина лета		
1	15,2	51,8	51,8	15,2	50,2	50,2	9,4	31,3	31,3
2	7,1	23,1	74,9	6,6	22,4	72,5	6,5	22,1	53,4
3	1,9	6,3	81,2	2,5	8,7	81,3	4,5	15,4	68,8
4	1,4	4,6	85,8	1,3	4,4	85,7	2,1	6,7	75,5
5	1,1	3,7	89,5	1,0	2,8	88,5	1,6	5,9	81,4
6	0,7	2,4	91,9	0,8	2,6	91,1	1,2	4,1	85,5
7							0,9	2,8	88,3
8							0,6	2,2	90,5
	Вторая половина лета			Осень			Предзимье		
1	7,9	27,5	27,5	10,8	36,2	36,2	14,6	49,3	49,3
2	6,2	23,1	50,6	7,3	24,4	60,6	6,5	21,1	70,4
3	3,0	10,1	60,7	2,7	8,7	69,3	1,9	5,9	76,3
4	2,8	9,6	70,3	2,0	7,0	76,3	1,2	4,5	80,8
5	2,0	8,4	78,7	1,4	5,1	81,4	1,0	4,0	84,8
6	1,2	4,0	82,7	1,1	2,9	84,3	0,9	2,6	87,4
7	0,9	3,6	86,3	0,9	2,7	87,0	0,6	1,9	89,3
8	0,8	2,9	89,2	0,7	2,6	89,6	0,5	1,5	90,8



торов, должны входить с большим весом в соответствующие коэффициенты разложения. В связи с тем, что исследуемая территория сравнительно небольшая, а первые коэффициенты разложения описывают наиболее крупномасштабные и часто повторяющиеся особенности температурных полей, естественные составляющие календарных месяцев каждого сезона характеризуются обширными очагами одного знака, которые занимают всю рассматриваемую территорию (рис. 1). Вторые собственные векторы характеризуются положительными очагами в один и отрицательными — в другой месяц сезона. Анализ рис. 1 позволяет также оценить вклад в первый коэффициент разложения температуры не только конкретной станции, но и каждого месяца, входящего в соответствующий сезон. Так, зимой наименьший вклад в первые коэффициенты разложения сезонных температур воздуха в январе вносят температуры станций, расположенных на юго-востоке и юге республики, а в феврале — температуры станций западных областей. Весной большой вклад в первый коэффициент разложения вносит температура марта, чем апреля. Собственные векторы в один из месяцев первой половины лета (май) и осени (октябрь) на большей части территории превышают 0,20, а в центре пучностей достигают 0,25—0,26. Во вторые месяцы этих сезонов они малы и колеблются в пределах 0,08—0,15. Следовательно, температурный фон весны и осени определяется в основном температурами мая и октября соответственно.

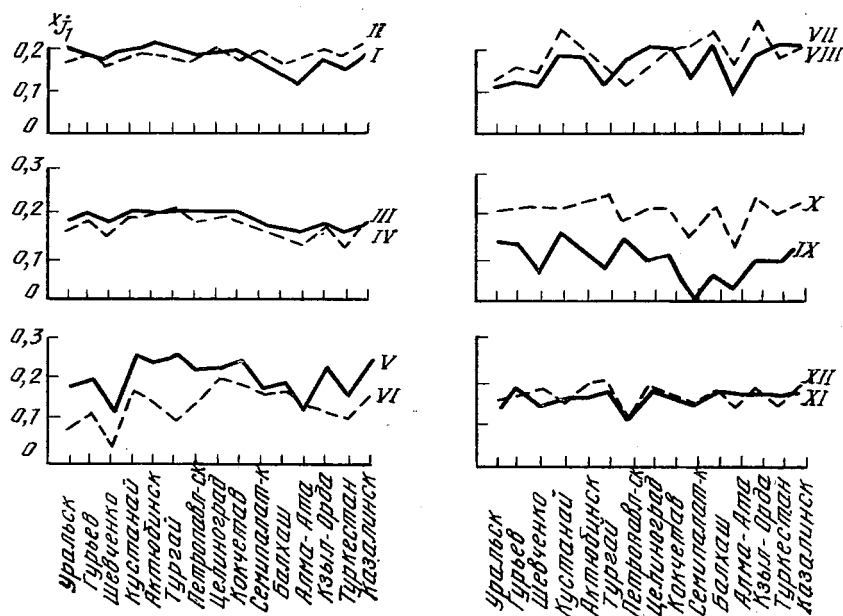


Рис. 1. Первые собственные векторы разложения среднемесячных температур воздуха по ЗОФ

Поля третьего и последующих векторов более сложные во всех сезонах. По мере увеличения номера функции увеличивается и число очагов с положительными и отрицательными значениями векторов. Если в полях первых двух собственных векторов выделяется один очаг, то в полях третьего и четвертого вектора по два и более. Векторы с более высокими номерами описывают мелкомасштабные характеристики поля, поэтому трудно поддаются физической интерпретации. Однако именно они и описывают термические особенности в конкретном районе.

Представление о временной структуре полей сезонной температуры воздуха дает анализ коэффициентов разложения. Наибольшая амплитуда колебаний первого коэффициента разложения  $A_1$  температуры по ЭОФ наблюдалась весной (19,0), а наименьшая — во вторую половину лета (13,8). Весной наименьшие отрицательные значения первого коэффициента разложения равны  $-11,0$ , что больше максимальных положительных, равных  $8,2$ . Летом наблюдается обратная картина, т. е. максимальные положительные значения  $A_1$ , равные  $8,9$ , больше максимальных отрицательных ( $-6,8$ ). В предзимье наибольшие значения  $A_1$  положительных и отрицательных одинаковы и равны  $8,7$ .

Прогноз сезонной температуры воздуха по предлагаемому методу составляется в два этапа. На первом этапе при помощи линейного уравнения множественной регрессии прогнозируются первые восемь коэффициентов разложения, представляющих поля сезонной температуры воздуха с точностью  $90-95\%$ . Характер развития атмосферных процессов и состояние подстилающей поверхности в предшествующие 18 сезонов учитывались с помощью асинхронных корреляционных связей между коэффициентами разложения полей температуры и предсказателями. В прогностическую схему включались наиболее информативные предсказатели. Информативным считался предиктор в том случае, если парный коэффициент корреляции между ним и прогнозируемым коэффициентом разложения превышал критический на  $10\%$ -ном уровне значимости. Для каждого коэффициента разложения температуры по ЭОФ составлялось уравнение регрессии

$$A_i = a_1X + a_2Y + \dots + a_nZ, \quad (3)$$

где  $a_1, a_2, \dots, a_n$  — коэффициенты уравнения,  $X, Y, \dots, Z$  — предсказатели.

На втором этапе составления прогнозов восстанавливались будущие поля сезонной температуры воздуха также с помощью уравнений регрессии. Для этого анализировались корреляционные связи между средними температурами на станциях в прогнозируемом сезоне с первыми коэффициентами разложения. В уравнения регрессии включались наиболее информативные для конкретного пункта коэффициенты разложения. Выявлено, что для восстановления температуры по станциям на зиму в западной половине республики прогностически значимую информацию представляют первые четыре коэффициента разложения, описы-

вающие 85% суммарной дисперсии поля. Температура на станциях восточной половины Казахстана в этот сезон корреляционно связана и с более старшими номерами ЭОФ, поэтому в уравнение регрессии включались семь коэффициентов разложения, описывающих 93% общей дисперсии.

Весной температура на востоке, юго-востоке и юге республики определяется в основном крупномасштабными процессами, т. е. двумя-тремя коэффициентами разложения, учитывающими от 50 до 72% суммарной дисперсии. На западе и юго-западе 4—5 коэффициентов разложения оказались прогностически информативными.

Летом, несмотря на то, что сходимость рядов разложения хуже, чем зимой и весной, в северной половине Казахстана для прогноза среднесезонной температуры воздуха достаточно учитывать лишь 2—3 коэффициента разложения, описывающих 53—60% суммарной дисперсии в первую и 51—61% во вторую половину лета. В южной половине республики, видимо из-за неоднородности подстилающей поверхности, основную информацию несут 5—6 коэффициентов разложения, что составляет 81—85% общей дисперсии в первую и 79—83% во вторую половину лета.

Осенью почти на всей территории прогнозировалось 4—6 коэффициентов разложения, описывающих 76—84% суммарной дисперсии поля.

В предзимье так же, как и зимой, в предгорных и горных восточных, южных и юго-восточных областях учитывалось от 90 до 85% суммарной дисперсии, которую описывают 7—8 коэффициентов разложения. На остальной территории прогностически информативными являются 3—5 коэффициентов, учитывающих 75—85% общей дисперсии.

В ранее выполненных автором работах при анализе эпох атмосферной циркуляции, их межгодового и внутригодового развития установлены длительные тенденции термического режима в Казахстане, связанные с повышенной или пониженной активностью развития определенных форм циркуляции. В связи с этим при составлении авторских прогнозов среднесезонных температур воздуха расчеты производились с учетом и без учета циркуляционных эпох. При этом в качестве основной гипотезы используется предположение, что связи между предикторами и предиктантами внутри однородных эпох имеют разный характер. Согласно этому ряды предиктантов и предикторов разбивались на части. Разбивка проводилась по предиктанту, в данном случае по коэффициентам разложения средней месячной температуры воздуха по сезонам. Так как с 1968 г. и по настоящее время отмечается эпоха Е, то прогнозируемая величина и пресказатели выбирались внутри этого периода.

Потребителей часто интересует прогноз не самих метеорологических элементов, а их отклонений от нормы, поэтому будущие поля представляются в виде сезонной температуры, а также их

аномалий. На независимом материале было составлено 42 прогноза на все сезоны 1980—1986 гг. (табл. 2). Оценка была проведена с помощью общепринятых показателей: совпадения знака  $\rho$  и качества прогноза  $P$ . Как показывают данные табл. 2, учет циркуляционных эпох позволяет увеличить в среднем оправдываемость прогнозов на 4—8%, а в отдельные годы на 15—20%. Лишь в 1984 и 1985 гг. в среднем оправдываемость прогнозов, составленных без учета циркуляционных эпох, оказалась выше оправдываемости прогнозов, составленных без их учета. Оправдываемость прогнозов на лето и осень, рассчитанных без учета циркуляционных эпох, в отдельные годы больше оправдываемости прогнозов, рассчитанных с учетом циркуляционных эпох, например в первую половину лета в 1984 г. на 3%, а в 1985 и 1986 гг. — на 20%. Оправдываемость прогнозов, составленных на весну, первую половину лета, осень и предзимье, довольно высокая. Так, весной и осенью оценка пяти, а в предзимье четырех, прогнозов из семи выше 80%. Несколько ниже оценки прогнозов, составленных на зиму и вторую половину лета. Зимой, например, оправдываемость четырех прогнозов из семи была ниже 50%. Во вторую половину лета оценка трех прогнозов составляет 48%. По знаку лучше оправдались прогнозы, составленные без учета циркуляционных эпох. При этом варианте расчета прогностических  $\Delta T$ ,  $\rho$  только летом равно —0,04 в мае — июне и 0,02 в июле — августе из-за низкой оправдываемости прогнозов по величине и по знаку на большей части территории в 1981 и 1983 гг. В остальные пять сезонов среднее значение  $\rho$  колеблется от 0,18 осенью до 0,56 зимой и весной. Оправдываемость по знаку прогноза  $\Delta T$ , составленных с учетом циркуляционных эпох, несколько ниже. Среднее значение  $\rho$  равно 0,15.

Следует обратить внимание на случаи, когда по качеству прогнозы оправдались на 70—100%, а значения  $\rho$  были отрицательными. Примером тому могут служить значения оценок  $\rho$  и  $P$  весной 1980 г., в первой половине лета в 1983 и 1986 гг., осенью в 1982 и 1985 гг. (табл. 2). В этих случаях прогностические и фактические значения  $\Delta T$  были близки к нулю, но на большем числе станций имели разные знаки.

Для примера проанализируем прогноз аномалии температуры воздуха на осень 1986 г., составленный в мае этого же года. Сравнивая прогностическую карту с фактической (рис. 2), можно отметить довольно хорошее соответствие местоположения очагов положительных и отрицательных  $\Delta T$ . Так, по прогнозу положительные аномалии температуры ожидалось в Уральской, Гурьевской, Тургайской, на севере Кызыл-Ординской областей. Фактически же положительные аномалии наблюдались несколько южнее: в Гурьевской и юге Кызыл-Ординской областей. Очаг отрицательных, хотя и небольших, аномалий температуры на прогностической карте занимает северо-восточные, восточные и юго-восточные области республики. На фактической карте отрица-

Таблица 2

## Оценка прогнозов температуры воздуха на сезон

Год	Зима		Весна		Первая полови- на лета		Вторая полови- на лета		Осень		Предзимье		Среднее	
	ρ	P %	ρ	P %	ρ	P %	ρ	P %	ρ	P %	ρ	P %	ρ	P %
1980	0,60	60	-0,07	72	0,23	70	0,28	77	0,28	82	1,00	85	0,39	74,3
1981	0,86	23	0,87	67	0,07	68	-0,42	38	0,47	43	0,86	88	0,45	54,5
1982	0,69	57	0,87	82	-1,00	53	0,08	87	-0,82	80	0,60	82	0,07	73,5
1983	0,73	28	1,00	70	-0,08	85	-0,86	22	0,67	95	1,00	80	0,41	63,3
1984	0,28	50	0,43	90	0,53	80	0,83	50	0,60	97	-1,00	10	0,28	62,8
1985	-0,10	28	0,23	78	0,38	90	0,00	92	-0,38	100	0,87	77	0,17	77,5
1986	0,86	33	0,60	72	-0,38	82	0,23	87	0,43	90	-0,08	38	0,28	67,0
Среднее	0,56	39,9	0,56	75,8	-0,04	75,4	0,02	64,7	0,18	83,8	0,46	65,7	0,29	67,6
Без учета циркуляционных эпох														
1980	-0,71	60	-0,27	65	-0,14	75	0,46	70	0,33	85	1,00	95	0,11	75,0
1981	-0,50	25	1,00	82	0,20	68	-0,73	48	0,33	48	0,86	88	0,19	59,8
1982	0,69	83	1,00	90	0,86	85	-0,28	82	-0,60	70	0,60	83	0,38	82,2
1983	-0,57	22	0,87	75	0,17	83	-0,53	48	0,17	92	1,00	100	0,18	70,0
1984	0,57	60	0,54	80	0,86	77	-0,71	48	0,54	80	-1,00	7	0,13	58,7
1985	-1,00	0	-0,09	82	-0,02	70	0,28	82	0,07	95	0,87	75	0,02	67,3
1986	-0,50	35	0,60	92	0,00	62	-0,23	77	0,43	88	0,08	75	0,06	71,5
Среднее	-0,29	40,7	0,52	80,8	0,25	74,4	-0,25	65,0	0,18	79,8	0,49	74,7	0,15	69,2
С учетом циркуляционных эпох														

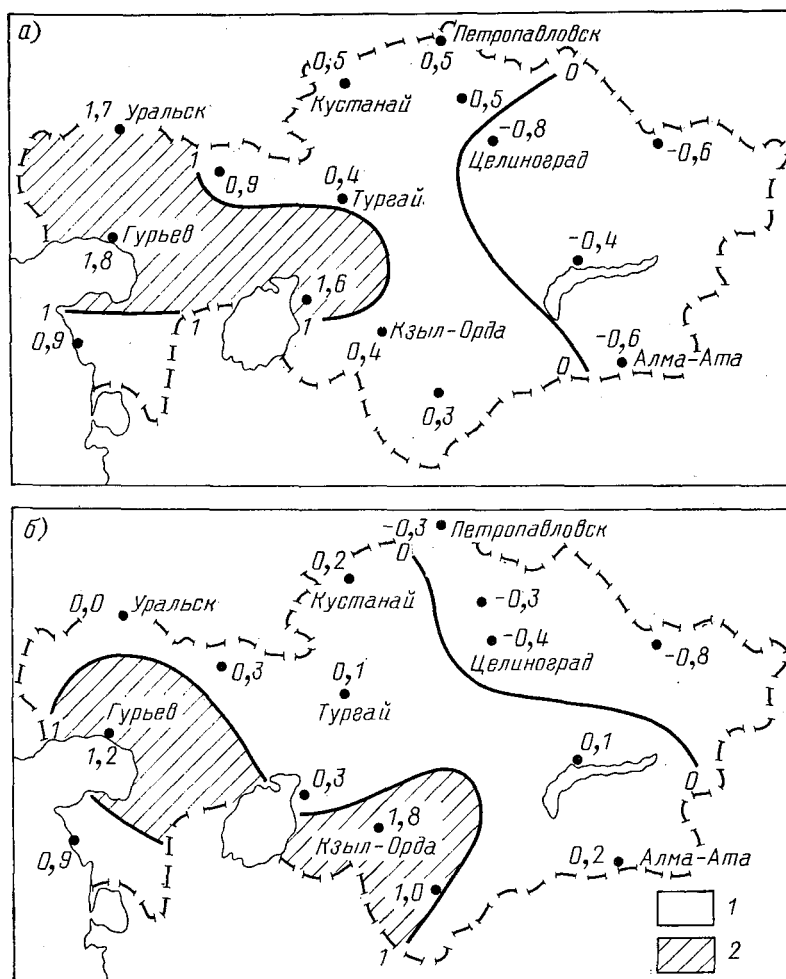


Рис. 2. Прогностическая (а) и фактическая (б) карты аномалии температуры воздуха на осень (IX—X) 1986 г.:

1 — норма, 2 — больше нормы

тельные аномалии наблюдались еще и в северных областях, а на юго-востоке они были положительными, хотя и близкими по значению к нулю. Этот прогноз оправдался на 88% ( $\rho=0,50$ ).

Результаты прогнозов показали обоснованность полученных прогностических зависимостей. Предложенная методика может быть использована в практической работе при составлении прогнозов большой заблаговременности.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Естественные составляющие метеорологических полей/А. В. Мещерская, Л. В. Руховец, М. И. Юдин, Н. И. Яковлева. — Л.: Гидрометеиздат, 1970. — 199 с.
2. Мякишева Н. Н. Опыт прогноза сезонной аномалии температуры воздуха с большой заблаговременностью и его уточнение. — Труды Гидрометцентра СССР, 1978, вып. 211, с. 15—19.
3. Основы синоптического метода сезонных прогнозов погоды/С. Т. Пагава, Н. А. Аристов, Л. И. Блюмина, З. Л. Туркетти. — Л.: Гидрометеиздат, 1966. — 362 с.
4. Чичасов Г. Н. О прогнозе аномалий средней месячной температуры воздуха в Казахстане. — Труды КазНИГМИ, 1980, вып. 67, с. 3—17.
5. Юдин М. И. Физико-статистический метод долгосрочных прогнозов погоды. — Л.: Гидрометеиздат, 1968. — 28 с.
6. Weare B. C., Nasstrom J. S. Examples of extended empirical orthogonal function analyses. — Mon. Weather Rev., 1982, vol. 110, N 6, p. 481—485.

*Е. Е. КОЧЕНОВА*

#### **СПОСОБ РАСЧЕТА ЧАСОВЫХ СУММ ПРЯМОЙ РАДИАЦИИ НА СТЕНЫ РАЗЛИЧНЫХ ОРИЕНТАЦИЙ**

При теплотехнических расчетах основных элементов здания тепловое воздействие на него определяется температурой наружного воздуха и суммарным солнечным облучением [3]. Прямая радиация является главной компонентой лучистого потока энергии, поступающего от Солнца, которую необходимо учитывать в расчетах добавочного количества тепла к инсолируемым поверхностям. До сих пор использование среднесуточных потоков прямой солнечной радиации для каждого месяца года вполне удовлетворяло точности технических расчетов. Однако очевидно, что система, спроектированная для средних условий (суток, месяца, года) не будет функционировать так, как если бы в проекте предусматривалась смена погодных условий, явлений в течение суток, часа. Следовательно, наличие данных оптимальной дискретности обеспечит более высокое качество информации, необходимой для современного проектирования.

Зная часовые значения прямой солнечной радиации, приходящей к вертикальным поверхностям различных ориентаций, можно воспроизвести ее суточный ход и получить в первом приближении вероятные теплопоступления к этим поверхностям в любой час суток, когда происходит инсоляция. Привлечение к расчетам многолетних данных прямой радиации за каждый час позволит определить наиболее характерный температурный режим поверхностей и, следовательно, оценить тепловые нагрузки на строительные сооружения, системы кондиционирования. Таким образом, результаты разработок на часовой основе представляют большой практический интерес при проектировании зданий различного назначения, уточнении нормативных требований при

строительстве систем искусственного охлаждения в конкретных климатических условиях.

Для получения значений прямой радиации, приходящей на стены различных ориентаций, предложено несколько расчетных методов. Наиболее простым и удобным в инженерных расчетах считают использование коэффициента пересчета радиации с горизонтальной поверхности на вертикальную, т. е. некоторого относительного значения радиационного потока

$$k_v = \frac{S_v}{S}, \quad (1)$$

где  $S_v$  — прямая радиация на вертикальную поверхность,  $S$  — прямая радиация на горизонтальную поверхность.

Ранее были составлены таблицы  $k_v$  для дневных сроков наблюдений в зависимости от широты места и времени года [4]. Анализ значений  $k_v$  для стен различных ориентаций, выполненный в [2] по средним суточным и месячным данным, позволил качественно оценить влияние облачности на приход прямой радиации к стенам. Нами вычислены часовые значения  $k_v$  для вертикальных поверхностей различных ориентаций с помощью известных астрономических и геометрических соотношений [1].

Выражение для относительного потока радиации имеет вид

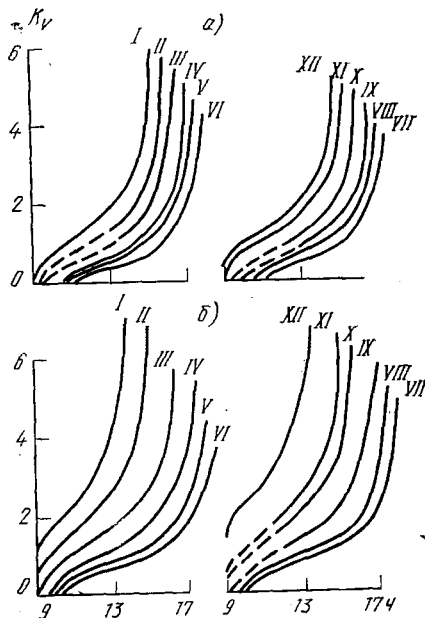
$$k_v = \frac{\cos(\psi_{\odot} - \psi)}{\operatorname{tg} h_{\odot}}, \quad (2)$$

где  $\psi_{\odot}$  — азимут Солнца,  $\psi$  — азимут проекции нормали к стене на горизонтальную поверхность,  $h_{\odot}$  — высота Солнца.

Как видно из формулы (2),  $k_v$  определяется лишь астрономическими факторами и не зависит от абсолютной величины прямой радиации на горизонтальную поверхность, так же как не зависит и от периода осреднения исходных данных. Значения  $k_v$  находятся в прямой зависимости от широты места, поэтому территория Казахстана была условно разбита на четыре широтные зоны и для основных широтных кругов (40, 45, 50, 55°) рассчитаны значения  $k_v$  для стен восточной, юго-восточной, южной, юго-западной и западной ориентаций.

Зависимость  $k_v$  от широты места и времени суток для стен юго-восточной (юго-западной) ориентации:

а — 40° с. ш., б — 55° с. ш.





**Коэффициент  $k_0$  для определения часовых сумм прямой радиации,  
поступающей на вертикальную поверхность**

Часы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
------	---	----	-----	----	---	----	-----	------	----	---	----	-----

**Южная ориентация**

$\varphi=40^\circ$

6 (17)												
7 (16)	8,44	2, 2	1,01							1,77	5,43	13,08
8 (15)	2,80	1,51	0,84	0,34					0,55	1,20	2,27	3,11
9 (14)	2,03	1,35	0,82	0,30	0,13	0,25	0,11	0,32	0,65	1,09	1,71	2,17
10 (13)	1,77	1,22	0,82	0,44	0,24	0,32	0,19	0,33	0,62	1,01	1,51	1,84
11 (12)	1,65	1,19	0,81	0,46	0,26	0,34	0,22	0,37	0,65	0,99	1,48	1,77

$\varphi=45^\circ$

6 (17)					0,42				0,52			
7 (16)		4,00	1,28	0,37	0,27				0,31	0,76	2,29	7,75
8 (15)	4,13	2,07	1,00	0,53	0,27				0,29	0,76	1,54	2,58
9 (14)	2,76	1,83	1,08	0,66	0,38	0,27	0,28	0,50	0,83	0,88	2,06	3,28
10 (13)	2,45	1,65	1,09	0,69	0,63	0,32	0,36	0,57	0,86	1,09	1,51	2,66
11 (12)	2,20	1,57	1,05	0,71	0,50	0,38	0,29	0,57	0,87	1,19	1,84	2,48

$\varphi=50^\circ$

6 (17)			2,34		0,41				0,52			
7 (16)		6,48	1,49	0,52	0,27				0,45	0,96	2,65	
8 (15)	6,67	2,53	1,27	0,61	0,29		0,28	0,44	0,94	1,88	4,25	9,64
9 (14)	3,98	2,21	1,27	0,79	0,45	0,39	0,41	0,60	0,99	1,72	2,84	4,55
10 (13)	3,10	1,98	1,24	0,80	0,54	0,43	0,46	0,67	1,01	1,62	2,50	3,45
11 (12)	2,83	1,90	1,25	0,84	0,57	0,47	0,52	0,71	1,04	1,57	2,36	3,20

$\varphi=55^\circ$

6 (17)			2,81						0,52			
7 (16)			1,81	0,67	0,19				0,46	1,17	3,55	
8 (15)	13,50	3,84	1,50	0,81	0,42	0,27	0,28	0,58	1,13	2,53	7,25	
9 (14)	5,85	2,95	1,51	0,92	0,59	0,47	0,51	0,78	1,19	2,08	4,25	7,50
10 (13)	4,05	2,63	1,52	0,98	0,66	0,55	0,58	0,84	1,21	1,98	3,30	5,18
11 (12)	3,82	2,48	1,50	1,00	0,71	0,60	0,63	0,87	1,25	1,90	3,20	4,73

**Восточная (западная) ориентация**

$\varphi=40^\circ$

12 (11)	0,23	0,20	0,16	0,15	0,12	0,13	0,12	0,14	0,15	0,18	0,22	0,25
13 (10)	0,75	0,62	0,52	0,45	0,39	0,40	0,38	0,42	0,53	0,58	0,69	0,78
14 (9)	1,57	1,21	0,99	0,82	0,72	0,70	0,69	0,76	0,91	1,22	1,41	1,61
15 (8)	3,32	2,24	1,73	1,34	1,12	0,99	1,05	1,23	1,54	1,99	2,92	3,61
16 (7)	14,37	5,62	3,42	2,25	1,79	1,56	1,64	1,96	2,64	4,42	8,72	
17 (6)				5,00	3,27	2,55	2,77	3,96	7,14			
18 (5)					9,39	6,57	7,73					

$\varphi=45^\circ$

2 (11)	0,29	0,24	0,19	0,16	0,13	0,13	0,13	0,15	0,18	0,60	0,28	0,33
13 (10)	1,00	0,76	0,58	0,50	0,40	0,40	0,40	0,46	0,54	1,04	0,89	1,06
14 (9)	2,06	1,54	1,13	0,90	0,76	0,70	0,73	0,82	1,00	1,71	1,81	2,33
15 (8)	4,65	2,91	1,95	1,47	1,20	0,91	1,21	1,30	1,65	2,41	4,09	6,21
16 (7)		8,19	3,80	2,41	1,80	1,59	1,69	2,02	2,94	5,42		
17 (6)				5,00	3,00	2,57	2,64	3,67	7,69			
18 (5)						4,89	5,46					

Продолжение табл.

Часы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
$\varphi=50^\circ$												
12 (11)	0,37	0,29	0,22	0,15	0,12	0,13	0,12	0,16	0,19	0,21	0,31	0,42
13 (10)	1,21	0,89	0,66	0,45	0,38	0,41	0,47	0,48	0,58	0,68	1,03	1,34
14 (9)	2,61	1,68	1,26	0,87	0,70	0,75	0,70	0,85	1,09	1,38	2,16	2,01
15 (8)	7,45	3,54	2,16	1,41	1,18	1,11	1,20	1,38	1,81	2,57	5,14	8,19
16 (7)			4,08	2,35	1,78	1,59	1,69	2,13	3,19	6,23		
17 (6)			16,50	4,95	2,91	2,41	2,75	3,67	7,69			
18 (5)					6,33	4,42	4,94	10,68				
$\varphi=55^\circ$												
12 (11)	0,46	0,35	0,23	0,18	0,14	0,14	0,14	0,18	0,22	0,29	0,42	0,57
13 (10)	1,58	1,11	0,75	0,58	0,46	0,43	0,43	0,53	0,65	0,91	1,36	2,01
14 (9)	4,30	2,24	1,38	1,01	0,84	0,75	0,78	0,92	1,20	1,72	3,10	5,14
15 (8)		4,93	2,44	1,63	1,27	0,96	1,17	1,45	1,97	3,26	8,43	7,38
16 (7)			4,94	2,62	1,88	1,59	1,69	2,17	3,52	8,37		
17 (6)				4,76	2,86	2,35	2,47	3,67	8,33			
18 (5)					5,32	3,76	4,17	8,81				

За расчетные даты были приняты середины (15—16 числа) всех месяцев года. Значения  $k_v$  для послеполуденных часов симметричны дополуденным относительно момента истинного полдня. Для промежуточных широт значения  $k_v$  находятся интерполированием (рисунок, таблица). Простые в обращении графики позволяют получить значения  $k_v$  в каждый час суток для вертикальных поверхностей разных ориентаций на любой из станций Казахстана и, следовательно, соответствующую прямую радиацию на вертикальные поверхности, для чего дополнительно используются данные наблюдений в отдельные дни, годы или осредненные данные за многие годы.

Приведем пример расчета потока прямой солнечной радиации на стену юго-восточной ориентации в 11 ч на ст. Семипалатинск в марте. Станция находится на широте  $50^\circ 24'$ . Средняя многолетняя прямая радиация на горизонтальную поверхность в марте здесь составляет  $0,96 \text{ МДж/м}^2$ . Из рисунка находим  $k_v$  для 11 ч.

$$S_v = k_v S = 1,2 \cdot 0,96 = 1,15 \text{ МДж/м}^2.$$

С помощью коэффициента  $k_v$  можно получить действительные и возможные суммы прямой радиации на вертикальные поверхности различных ориентаций, что имеет практическое значение при расчетах прикладного характера.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кондратьев К. Я., Пивоварова З. И., Федорова М. П. Радиационный режим наклонных поверхностей. — Л.: Гидрометеонадат, 1978. — 214 с.

2. Пивоварова З. И. Характеристика радиационного режима на территории СССР применительно к запросам строительства. — Труды ГГО, 1973, вып. 321. — 127 с.
3. Рекомендации по расчету тепловых нагрузок на здания в Средней Азии. — Ташкент: 1970. — 152 с.
4. Хайруллин К. Ш. Оттепели на территории СССР. — Л.: Гидрометеиздат, 1969. — 87 с.

И. Г. ПОХИЛЕНКО

### О МИНИМИЗАЦИИ ВОЗДУХООХРАННЫХ ЗАТРАТ

Управление природопользования и охраны окружающей среды экономическими методами предполагает необходимость рассматривать материальное производство как сложную эколого-экономическую систему [3, 4]. При этом в условиях перехода предприятий на полный хозрасчет и самофинансирование встает задача минимизации природоохранных затрат.

Одним из путей их снижения является выбор оптимальной структуры природоохранных и, в частности, воздухоохранных мероприятий. В этом случае задача оптимизации может быть сформулирована в следующем виде — добиваться снижения загрязнения атмосферы от исходного до заданного уровня с наименьшими затратами

$$C_{ij} + E_n K_{ij} = \min \text{ при } \eta_{ij} \geq \eta_{ij}^{\text{треб}}, \quad (1)$$

$$\eta_{ij} = \frac{Z_{oij}}{Z_{hij}}, \quad \eta_{ij}^{\text{треб}} = \frac{Z_{oij}}{Z_{ij}^{\text{треб}}}, \quad (2)$$

где  $C_{ij}$ ,  $K_{ij}$  — соответственно текущие и капитальные затраты на мероприятия по уменьшению загрязнения приземного слоя воздуха выбросами  $j$ -го вещества  $i$ -м источником;  $E_n$  — нормативный коэффициент капиталовложений;  $\eta_{ij}^{\text{треб}}$ ,  $\eta_{ij}$  — требуемая и фактическая эффективность мероприятий по уменьшению загрязнения воздуха выбросами  $j$ -го вещества  $i$ -м источником;  $Z_{oij}$ ,  $Z_{hij}$  — приземные концентрации  $j$ -го вещества в конкретных точках, создаваемые выбросами  $i$ -го источника до и после осуществления мероприятия;  $Z_{ij}^{\text{треб}}$  — нормативная приземная концентрация  $j$ -го вещества в конкретных точках, создаваемая выбросами  $i$ -го источника.

Существующая  $Z_{oij}$  и нормативная  $Z_{ij}^{\text{треб}}$  приземные концентрации могут быть рассчитаны согласно положениям методики расчета концентраций в атмосферном воздухе вредных веществ, содержащихся в выбросах предприятий, с применением ЭВМ; объем снижения выбросов — методом комплексного нормирования по методике определения нормированных уровней выбросов загрязняющих веществ в атмосферу.

Зная снижение выбросов, можно рассчитать предотвращенный экономический ущерб по каждому источнику

$$P_i = \sum_{j=1}^m \gamma_j \sigma_j f_j A_j m_j - \sum_{j=1}^m \gamma_j \bar{\sigma}_j \bar{f}_j A_j \bar{m}_j, \quad (3)$$

где  $P_i$  — экономический ущерб, предотвращаемый в результате снижения (прекращения) выброса примесей в атмосферный воздух по  $i$ -му источнику загрязнения;  $\gamma_j$  — стоимостный показатель 1 т уловленного  $j$ -го вредного вещества (р./усл. т);  $f_j, \bar{f}_j$  — безразмерный коэффициент зависимости от высоты источника загрязнения среднегодового значения разности температур в устье источника и окружающей атмосфере и коэффициента улавливания системы очистки по  $j$ -му веществу до и после снижения выброса,  $\sigma_j, \bar{\sigma}_j$  — безразмерный коэффициент относительной опасности загрязнения  $j$ -м веществом атмосферного воздуха над территориями различных типов до и после снижения выброса,  $A_j$  — показатель относительной агрессивности примеси каждого вида (усл. т/т);  $m_j, \bar{m}_j$  — массы выброса  $j$ -го вещества до и после снижения выброса.

При этом эффективность воздухоохраных мероприятий  $\eta_{ij}$  может быть представлена предотвращенным экономическим ущербом  $P_i$ . Следовательно, оптимизация систем обезвреживания пылегазовых выбросов будет производиться исходя из существующих условий.

Для одиночного источника и одного вещества загрязнителя

$$C + E_n K = \min \text{ при } P \geq P^{\text{треб}}, \quad (4)$$

$$P, P^{\text{треб}} = \gamma (\sigma f A m - \bar{\sigma} \bar{f} A \bar{m}). \quad (5)$$

Для одиночного источника по совокупности веществ загрязнителей

$$\sum_{j=1}^m (C_j + E_n K_j) = \min \text{ при } P \geq P^{\text{треб}}, \quad (6)$$

$$P, P^{\text{треб}} = \sum_{j=1}^m \gamma_j \sigma_j f_j A_j m_j - \sum_{j=1}^m \gamma_j \bar{\sigma}_j \bar{f}_j A_j \bar{m}_j. \quad (7)$$

Для совокупности источников и веществ загрязнителей

$$\sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^m (C_{ij} + E_n K_{ij}) = \min \text{ при } \sum_{i=1}^n P_i \geq \sum_{i=1}^n P_i^{\text{треб}}. \quad (8)$$

В случае выбора оптимальной структуры мероприятий для источников, выбрасывающих одноименные вещества, задача может быть

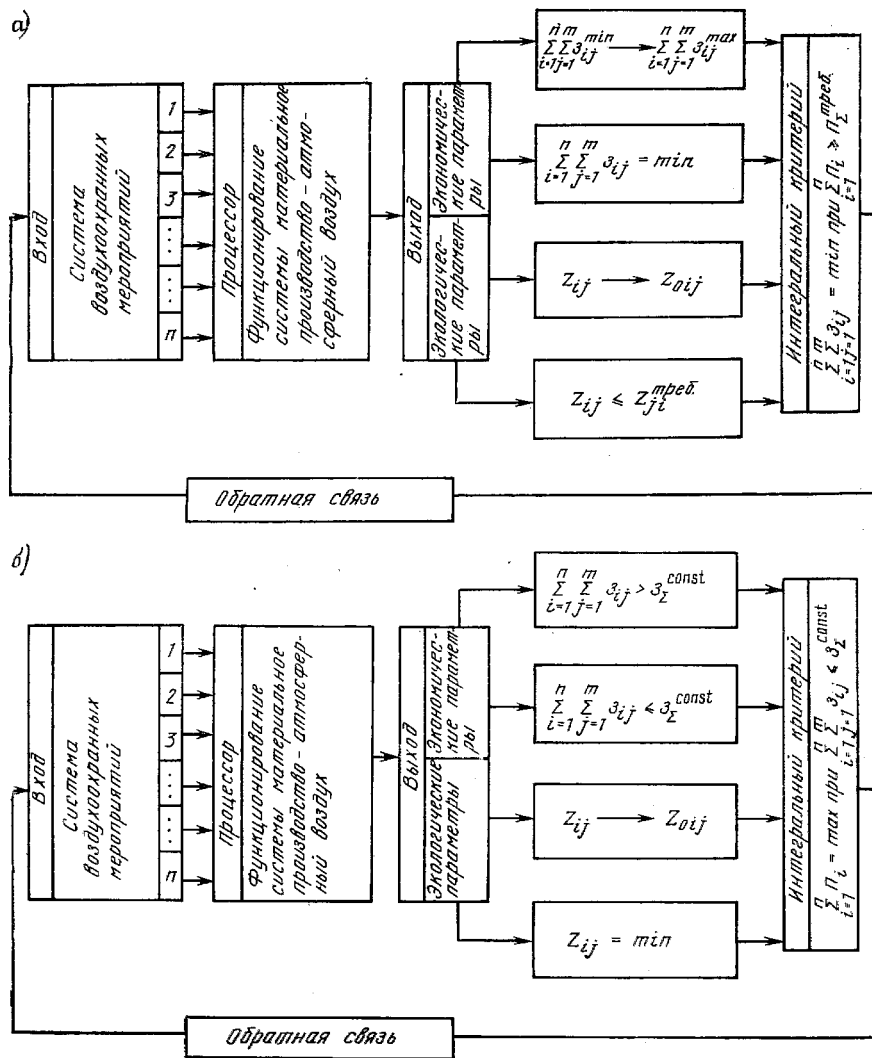
значительно упрощена и представлена в следующем виде

$$\sum_{i=1}^n (C_i + E_n K_i) = \min \quad \text{при} \quad \sum_{i=1}^n \alpha_i \geq \sum_{i=1}^n \alpha_i^{\text{треб}}, \quad (9)$$

где

$$\alpha_i = f_i m_i - \bar{f}_i \bar{m}_i, \quad \alpha_i^{\text{треб}} = f_i (m_i - \bar{m}_i). \quad (10)$$

При этих условиях, являющихся по существу интегральным критерием, модель управления эколого-экономической системы на



Блок-схема модели управления эколого-экономической системы:

а — задача 1, б — задача 2

базе общей структуры [2] может быть представлена в виде рисунка а.

Зависимость предотвращенного экономического ущерба  $\Pi$  от объема приведенных затрат  $Z$  для воздухоохраных мероприятий может характеризоваться сложной производной в виде ломаной кривой. Однако прерывность функций  $\Pi(Z)$  практически не позволяет воспользоваться аналитическими математическими методами для поиска оптимального решения при выборе комплекса мероприятий. Для решения данной задачи возможно применение одного из численных методов поиска экстремума функции многих переменных, и в частности метода динамического программирования [1], основанного на использовании функциональных уравнений и принципа оптимальности

$$f(p) = \max_q [H(p, q, f(T(p, g)))] \quad (11)$$

Предложенный алгоритм может быть использован и при решении оптимизационной задачи следующего характера: при заданных капиталовложениях добиваться максимально возможного оздоровления атмосферы

$$\sum_{i=1}^n \Pi_i = \max \text{ при } \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^m Z_{ij} \leq Z_{\Sigma}^{\text{const}} \quad (12)$$

При этом модель управления эколого-экономической системы примет вид рисунка б.

Данный метод выбора оптимальной структуры воздухоохраных мероприятий и, соответственно, минимизации затрат может быть эффективно реализован при разработке сводных томов норм предельно допустимых выбросов по городам, подраздела «Охрана атмосферного воздуха» территориальных комплексных схем охраны природы, генпланов городов, схем промузлов, а также долгосрочных проектов планов экономического и социального развития городов и промышленных центров в части охраны воздушного бассейна.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беллман Р. Динамическое программирование. Пер. с англ./Под ред. Н. Н. Воробьева. — М.: Наука, 1960. — 400 с.
2. Лемешев М. Я. Эколого-экономическая модель природопользования. — В кн.: Всесторонний анализ окружающей природной среды. — Л.: Гидрометеиздат, 1976, с. 266—276.
3. Монокрович Э. И. Методика оптимального распределения затрат на защиту воздушного бассейна в промышленном узле. — Труды КазНИИ Госкомгидромета, 1984, вып. 89, с. 61—65.
4. Прогностические эколого-экономические модели/М. Антоновский, В. Литвин, Н. Виноградова, М. Никонорова. — В кн.: Проблемы фонового мониторинга состояния природной среды. — Л.: Гидрометеиздат, 1986, вып. 4, с. 212—216.

## СОВРЕМЕННЫЕ КОЛЕБАНИЯ ЛЕДНИКОВ ТЯНЬ-ШАНЯ В ДИАГНОЗЕ КЛИМАТА ПОСЛЕДНИХ ЛЕТ

Оценка тенденции изменения климата по данным наземных систем наблюдений не такая простая задача, как это на первых порах представляется и, конечно, не ограничивается только анализом рядов наблюдений. Существенные, а порой даже непреодолимые трудности в последнее десятилетие в этом стали оказывать антропогенные воздействия. Для исследования пространственно-временных изменений климата вполне естественно желание использовать по возможности более длинные ряды наблюдений. Однако станции имеющие продолжительные ряды наблюдений, расположены, как правило, в крупных административных, чаще областных центрах. По мере застройки города многие из них неоднократно переносились и, как следствие этого, не на всех станциях ряды наблюдений однородны. Другая часть станций по мере расширения границ города оказалась в его центральной части, например Алма-Ата ГМО, и стала нерепрезентативной по отношению к загородной территории, ибо колоссальные масштабы урбанизации не могли не сказаться на материалах наблюдений.

Исследования показали, что чем крупнее населенный пункт, тем большие различия наблюдаются в метеорологическом режиме его центральной части и пригорода. Для городов с населением от 100 до 250 тыс. человек в среднем за месяц эти различия по температуре достигают 1—3°С, а с населением за 500 тыс. человек — 3—5°С и даже более. Результаты сопоставлений термического режима на станциях, расположенных в городе и за его пределами, проведенные нами, подтвердили эти выводы. Так, разность средних месячных температур воздуха в январе между станциями Целиноград ГМО и Целиноград АМСГ за период с 1977 по 1981 г. равна 2,2°С. Количественная оценка влияния урбанизации на показательность систем наблюдений пока трудно осуществима ввиду многогранности и неоднозначности ее проявлений. Тем не менее, учет антропогенных факторов при диагнозе и прогнозе климата должен уже сейчас превратиться из общего положения в рабочую позицию. Конкретные пути решения данной проблемы пока отчетливо не видны. Однако достаточно ясно одно — при выборе сети станций необходимо проводить предварительный анализ не только рядов наблюдений, но и истории существования самих станций, что позволит исключить данные нерепрезентативных станций из дальнейших расчетов. Кроме того, для диагноза и прогноза климата помимо метеорологических данных в наших условиях целесообразно привлекать материалы гляциологических наблюдений, в рядах которых до последнего времени не нашли отражения антропогенные нагрузки.

Колебания ледников, с одной стороны, свидетельствуют об изменении климата, а с другой — сами всегда нуждаются в климатологическом объяснении [4]. Ледниковые образования чрезвычайно чувствительны к колебаниям тепло- и влагоприхода и поэтому могут служить индикаторами изменения современного климата довольно обширных территорий.

Одним из наиболее показательных, имеющих продолжительный период наблюдений, является ледник Туюксу. Это простой долинный ледник, его размеры, тип и особенности залегания и режима сходны с большинством ледников Тянь-Шаня [2]. Балансы массы ледника Туюксу совпадали по знаку с балансами масс ледников Карабаткак (Терской Алатау) в 19 годах из 22, Голубина (Киргизский Алатау) в 17 годах из 23 и Абрамова (Алайский хребет) в 12 годах из 13.

Ледник Туюксу коррелирует не только с ледниками Тянь-Шаня. Тесные зависимости наблюдаются и с ледниками других, довольно отдаленных горных стран, например Альп. Это показано в [1], где были рассчитаны спектры когерентности и фаз между удельными балансами масс ледников Туюксу, с одной стороны, и Сареннес, Алечский и Хинтерайсфернер — с другой [6]. Результаты расчетов показали, что статистически значимые связи между удельными балансами масс этих ледников отмечаются не во всем спектре колебаний, а только в его низкочастотной зоне.

Большой интерес с точки зрения физики формирования оледенения представляет вопрос о взаимодействии его с климатом окружающих территорий и, в первую очередь, с режимом температуры воздуха и осадков. В качестве показателей термического режима и режима увлажнения брались не сами значения температуры воздуха и осадков, а их первые коэффициенты разложения по эмпирическим ортогональным функциям. Разложению подвергались поля годовых сумм осадков и поля средних годовых температур воздуха за период с 1895 по 1985 г. по 30 станциям, сравнительно равномерно расположенным по территории Казахстана. Затем находились парные коэффициенты корреляции между удельным балансом массы  $B$  и высотой снеговой границы  $H$  ледника Туюксу, с одной стороны, и коэффициентами разложения полей годовых сумм осадков  $A_R$  и средних годовых температур воздуха  $A_T$  с другой. Оказалось, что коэффициенты разложения температуры воздуха связаны с удельным балансом массы и высотой снеговой границы коэффициентами корреляции, равными  $-0,31$  и  $0,33$  соответственно. Несмотря на невысокие показатели связи, они статистически вполне обоснованы, так как превышают критическое значение коэффициента корреляции для 1%-ного уровня значимости, равное  $0,27$ . Что же касается коэффициентов корреляции между  $B$ ,  $H$  и  $A_R$ , то они оказались близкими к нулю.

Аналогичные по смыслу результаты получились и при замене  $A_T$  и  $A_R$  на средние температуры воздуха за май — сентябрь и годовые суммы осадков по ст. Мынжилки. Так, коэффициенты корреляции между  $B$ ,  $H$  и средней температурой воздуха на этой



станции были равны 0,48 и 0,45 соответственно. Связи же  $B$ ,  $H$  с годовой суммой осадков, так же как и с  $A_R$ , не выделялись на общем фоне метеорологического шума. Иными словами, между рассматриваемыми нами характеристиками ледника Туюксу и осадками статистически значимых зависимостей не обнаружено. Сразу же отметим, что здесь констатируется отсутствие связи только в той форме, в какой она определялась, т. е. в виде линейной корреляционной зависимости и вовсе не исключается наличие ее в других более сложных видах.

Странная на первый взгляд ситуация во многом объясняется своеобразным ходом скользящих 5-летних средних удельного баланса массы ледника Туюксу и первого коэффициента разложения полей годовых сумм осадков в Казахстане по ЭОФ (рис. 1). Как видно из графика, во временном ходе этих зависимостей довольно четко выделяются два примерно равных по продолжительности периода, с границей между ними в середине 40-х годов. При переходе через эту границу происходит изменение тесноты и знака связи, что подтверждается коэффициентами корреляции, вычисленными между рассматриваемыми характеристиками для

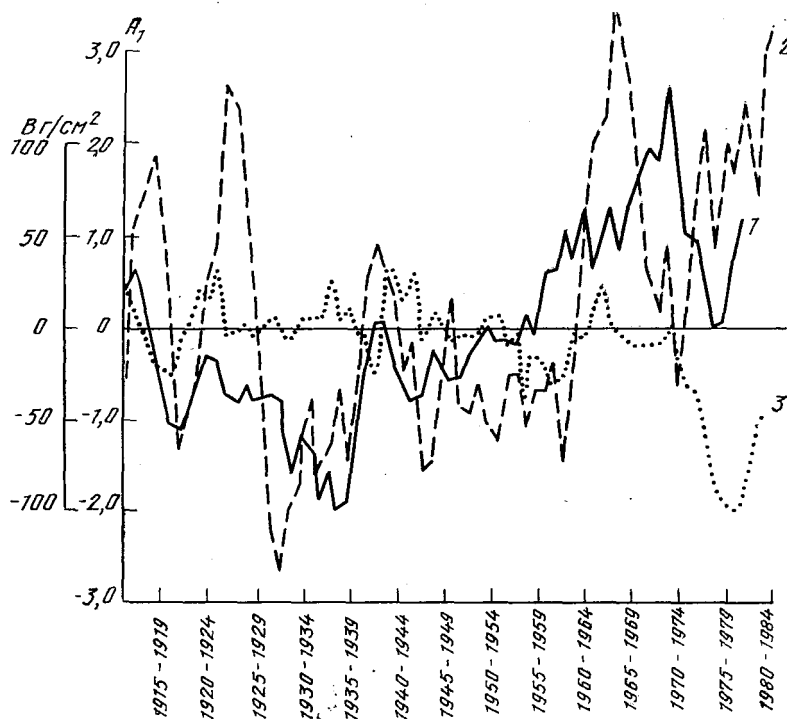


Рис. 1. Скользящие 5-летние средние первых коэффициентов разложения полей годовых сумм осадков (1), средних годовых температур воздуха (2) по эмпирическим ортогональным функциям и баланса масс ледника Туюксу (3)

первого и второго периодов отдельно. В первом случае коэффициент корреляции был равен  $-0,25$ , а во втором  $-0,37$ , при критическом для 5%-ного уровня значимости  $-0,35$ .

Предположим, что анализируемые временные ряды некоррелированы только вследствие того, что компоненты низкой и высокой частот имеют противоположные знаки связи. Для проверки этой гипотезы применим метод взаимного спектрального анализа, являющийся рабочим аппаратом исследования линейных динамических систем.

Оценка спектральной плотности  $S_k$ , согласно [3], производилась по автокорреляционной функции

$$S_k^i = \frac{1}{\tau_n} \left[ \rho(0) + 2 \sum_{\tau=1}^{\tau_n} \rho(\tau) \lambda_i \cos \frac{\pi k \tau}{\tau_n} \right], \quad k = 0, 1, \dots, \tau_n, \quad (1)$$

$$f = \frac{k}{2\tau_n} (\Delta\tau)^{-1}. \quad (2)$$

Здесь  $\rho(0)$  — автокорреляционная функция при  $\tau=0$ ,  $\lambda$  — весовая функция, применяющаяся для сглаживания  $\rho(\tau)$ ,  $f$  — циклическая частота в точке с номером  $k$ ,  $\tau$  — интервал дискретности, равный одному году.

Коспектр  $S_k^{(1,2)}$  и квадратурный спектр  $S_k^{(2,1)}$  находились по формулам

$$S_k^{(1,2)} = \frac{1}{\tau_n} \left[ \rho_0^{(1,2)} + \sum_{\tau=1}^{\tau_n} (\rho_\tau^{(1,2)} + \rho_\tau^{(2,1)}) \lambda_\tau \cos \frac{\pi k \tau}{\tau_n} \right], \quad (3)$$

$$S_k^{(2,1)} = \frac{1}{\tau_n} \left[ \sum_{\tau=1}^{\tau_n} \lambda_\tau (\rho_\tau^{(1,2)} - \rho_\tau^{(2,1)}) \sin \frac{\pi k \tau}{\tau_n} \right]. \quad (4)$$

Для решения поставленных задач целесообразно использовать не сами значения  $S_k^{(1,2)}$  и  $S_k^{(2,1)}$ , а их производные величины — коэффициент когерентности

$$R_k^2 = \frac{[S_k^{(1,2)}]^2 + [S_k^{(2,1)}]^2}{S_k^{(1)} S_k^{(2)}}, \quad (5)$$

и фазовый спектр

$$\varphi_k = \arctg \frac{S_k^{(2,1)}}{S_k^{(1,2)}}. \quad (6)$$

Первый характеризует тесноту связи двумерного нормального случайного процесса на различных частотных диапазонах, причем, чем ниже уровень шума в системе, тем больше коэффициент когерентности и наоборот. Второй показывает угол запаздывания одного ряда относительно другого на различных частотах. При  $\varphi=0$  между двумя рядами наблюдается прямая связь, а при  $\varphi=180^\circ$  — обратная.

Доверительная граница когерентности  $\beta$  при уровне вероятности  $P$  определялась как

$$\beta = \sqrt{1 - P^{\frac{1}{\nu-1}}}, \quad (7)$$

где  $\nu$  — число степеней свободы, равное

$$\nu = \frac{2N - \frac{\tau}{B}}{\tau}. \quad (8)$$

При оценке параметров генеральной совокупности по результатам выборочных наблюдений нами принимался 10%-ный уровень значимости (УЗ).

Как видно из рис. 2, рассматриваемые характеристики коррелируют в основном в области низкочастотных колебаний. Так, высота снеговой границы ледника Туюксу статистически связана с первыми коэффициентами разложения годовых сумм осадков и среднегодовых температур воздуха на флуктуациях с периодом 2—6, 11, 25 лет и 2—4, 50 лет соответственно. График спектра фаз показывает, что все перечисленные связи прямые.

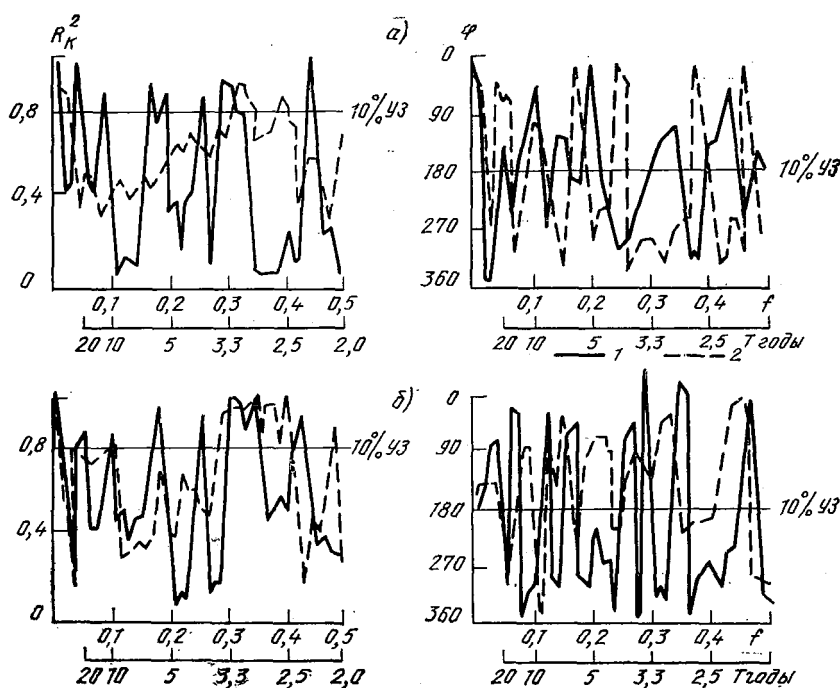


Рис. 2. Спектры когерентности  $R_K^2$ , фаз  $\varphi$  между высотой снеговой границы (а), балансом масс ледника Туюксу (б) и первыми коэффициентами разложения полей годовых сумм осадков (1) и средних годовых температур воздуха (2) в Казахстане по эмпирическим ортогональным функциям

Наиболее тесные связи между удельным балансом масс ледника и первым коэффициентом разложения полей годовых сумм осадков наблюдаются на циклических частотах, равных 0,05, 0,08, 0,17, 0,24, 0,30, 0,35 и 0,46, которые соответствуют периодам 2—4, 7, 11, 20 лет. Причем, первая из них обратная, а остальные — прямые. На спектрограмме удельного баланса массы и первого коэффициента разложения температуры воздуха статистически значимые всплески наблюдаются на колебаниях с периодом 2—4 года.

Обратимся теперь к рассмотрению особенностей формирования оледенения на Туюксу, уделяя при этом наибольшее внимание абляционному периоду 1985 г. Режим ледников исследуется в рамках гляциологического года, который в среднем за многолетний период начинается и оканчивается в середине сентября. Его продолжительность равна в среднем календарному году. Максимальный снегозапас, равный зимнему балансу, приходится на конец мая — начало июня и в среднем составляет 60% годовой аккумуляции.

В 1984/85 балансовом году аккумуляция на леднике Туюксу началась 31 августа 1984 г. и завершилась в нижней части ледника 7 июня 1985 г. За этот период слой накопившегося снега в среднем по леднику достигал 500 мм водного эквивалента, что оказалось ниже среднего многолетнего значения на 100 мм (17%).

Данные цифры подтверждаются результатами наблюдений ст. Мынжилки, расположенной на 400 м ниже ледника. За рассматриваемый период аккумуляции на ней зарегистрировано 623 мм осадков, что также ниже среднего многолетнего значения, однако в связи с низкими температурами воздуха дефицит осадков холодного периода не сказался на быстром таянии снега летом.

Летний баланс массы является не менее важным компонентом режима ледника. В отличие от зимнего он всегда имеет отрицательный знак. Поэтому даже при равенстве зимней и летней аккумуляции или превышения последней над первой летняя абляция сказывается сильнее. Она, как правило, уничтожает не только зимние снегозапасы, но и выпавшие летом твердые осадки. Таким образом, зимние метеорологические условия в Тянь-Шаньском регионе играют ведущую роль в накоплении запасов льда, единственным источником которых являются атмосферные осадки.

Метеорологический режим теплового полугодия вследствие повышенного прихода тепла обуславливает интенсивный процесс абляции. Этому способствуют летние осадки, если они выпадают в жидком виде. В редких случаях летний режим ледника благоприятствовал улучшению балансного состояния ледника.

При холодных вторжениях на ледниках, как правило, выпадают осадки в виде снега. При этом резко возрастает его альbedo, уменьшается интенсивность таяния и в верхних зонах происходят

процессы аккумуляции. Часто повторяющиеся снегопады компенсируют дефицит зимней аккумуляции, либо в лучшем случае сохраняют то, что ими накоплено в холодное полугодие. С холодными вторжениями связано увеличение облачного покрова и, как следствие этого, заметное снижение доли солнечной радиации в тепловом балансе. В качестве примера может служить 1971/72 балансовый год с наибольшим зимним дефицитом аккумуляции, частыми летними снегопадами, низкими летними температурами воздуха и значительными затратами тепла на прогревание льда и его таяние.

В 1985 г. абляция зимнего снега продолжалась 29 дней и проходила при температурах от  $-4,3$  до  $5,2^{\circ}\text{C}$ . Сумма положительных температур за этот период достигала  $113^{\circ}\text{C}$ , а осадков 54 мм, что было близко к средним многолетним значениям. Со дня обнажения фронта ледника подъем снеговой линии продолжался до 15 июля и происходил при преобладании меридиональных процессов типа С, который обуславливал приток тепла за счет радиации и адвекции воздушных масс. Выпадавшие в это время осадки (74 мм) были в жидкой фазе и способствовали абляции льда. Затоки тепла и холода вызывали изменения положения снеговой границы в пределах от 3840 до 3370 м, что четко прослеживается на рис. 3. Окончательное прекращение абляции ледника произошло 3 октября при вторжении холодных воздушных масс.

Метеорологический режим абляционного периода 1985 г. обусловил отрицательный летний баланс, равный  $-111\text{ г/см}^2$ , что на  $26\text{ г/см}^2$  ниже его среднего многолетнего значения. Дефициты зимнего и летнего балансов предопределили отрицательное значение годового баланса, равное  $-61\text{ г/см}^2$ . Высота снеговой линии за рассматриваемый период поднялась до 3840 м, что только на 35 м выше ее обычного места расположения. Приведенные здесь материалы позволяют сделать вывод о том, что 1985 г. оказался близким к среднему.

Наиболее благоприятным для развития оледенения был период с 1957 по 1973 г., когда годовые суммы осадков существенно превышали средние многолетние значения и, как следствие этого, преобладали положительные суммы годового баланса. Начиная с 1974 г. вследствие увеличения расхода льда и стока талых вод

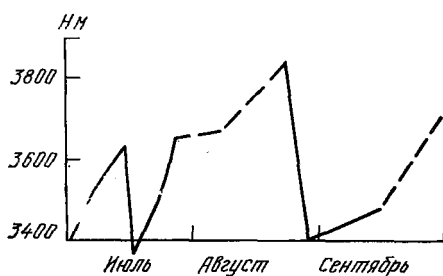


Рис. 3. Движение высоты снеговой границы

без должной их компенсации балансовое состояние ледника значительно ухудшилось. За этот период только однажды (1980/81 г.) был отмечен небольшой положительный годовой баланс массы ледника Туюксу.

За всю историю прямых наблюдений и ретроспективных параметров режима ледника Туюксу наименьшие значения

годового баланса были зарегистрированы в 1976/77, 1977/78, 1983/84 гг. и при средней многолетней  $-33 \text{ г/см}^2$  равнялись соответственно  $-114$ ,  $-148$ ,  $-125 \text{ г/см}^2$ . Отрицательное значение среднего годового баланса, определенное более чем за 100-летний период, а также приведенные нами материалы наблюдений и расчетов показали, что происходит постоянное ухудшение внешних условий существования оледенения, особенно обострившиеся в последнее десятилетие.

Совместный анализ метеорологических и гляциологических данных подтвердил существующее мнение о начавшемся в последние десятилетия потеплении климата Казахстана. Однако [1, 5] степень этого потепления несколько преувеличена ввиду того, что для анализа тенденций изменения климата ранее использовались станции, расположенные в крупных городах.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Влияние крупномасштабных атмосферных процессов на колебания ледников/Т. Я. Денисова, К. Г. Макаревич, Е. Н. Панова, Г. Н. Чичасов. — Материалы гляциологических исследований, 1986, вып. 57, с. 52—58.
2. Ледники Туюксу (Северный Тянь-Шань)/К. Г. Макаревич, Е. В. Вилесов, Р. Г. Головкова, Т. Я. Денисова, П. Ф. Шабанов. — Л.: Гидрометеиздат, 1984. — 172 с.
3. Отнес Р., Эноксон Л. Прикладной анализ временных рядов. — М.: Мир, 1982. — 428 с.
4. Тронов М. В. Ледники и климат. — Л.: Гидрометеиздат, 1966. — 407 с.
5. Чичасов Г. Н. О пространственно-временной структуре крупных аномалий термического режима в Казахстане. — Труды КазНИИ Госкомгидромета, 1987, вып. 96, с. 47—63.
6. Letreogully A. Bilans de masse des glaciers Alpains. — Grenoble Cedex, 1984. — 274 p.

*Р. И. ГАЛЬПЕРИН*

#### К РАСЧЕТУ ЛЕДОВОГО РЕЖИМА РЕК И КАНАЛОВ

В 1981—1985 гг. на кафедре гидрологии суши Казахского Государственного университета им. С. М. Кирова в ходе исследований по объектам народнохозяйственного назначения выполнены, в частности, теплорасчетные расчеты по рекам и каналам в период близких к нулю и отрицательных температур воздуха, а также проанализированы статистические связи характеристик ледового режима водных объектов и метеорологических величин. Метод теплового баланса, основанный на строгом физическом законе сохранения энергии, один из наиболее современных и перспективных в гидрологии. С его помощью определяется, в частности, плотность теплового потока  $\Sigma S$  на поверхности воды (льда, снега), — величина, используемая для решения многих практических задач, включая такие, как расчет охлаждения воды на

участке реки или канала, расчет и прогноз сроков начала ледообразования и ледостава, количества образовавшейся шуги, сроков вскрытия рек и водохранилищ, оценка характеристик ледового режима трактов межбассейновых перебросок стока, прогноз изменения режима рек-доноров и др.

При открытом русле плотность теплового потока определяется по формулам типа

$$\Sigma S = \pm S_t \pm S_e \pm S_n - S_v \pm S_m \pm S_0, \quad (1)$$

где  $S_t$  — турбулентный теплообмен на поверхности воды;  $S_e$  — расход (приход) тепла за счет испарения (конденсации);  $S_n$  — радиационный баланс на поверхности воды;  $S_v$  — тепло выделившееся за счет диссипации части механической энергии движения потока;  $S_m$  — приход тепла от грунта ложа;  $S_0$  — тепло, приносимое осадками, или расход тепла на таяние твердых осадков;  $\Sigma S$  складывается из изменения теплосодержания массы воды и изменения ее фазового состояния.

Однако же принципиальная строгость и логическая четкость основ методов еще не гарантируют надежности результатов, необходимой для практических целей. Действительно, отдельные компоненты теплового баланса поверхности воды, водной толщи и снежно-ледового покрова рассчитываются приближенно. Их определение базируется на связи тепловых потоков с метеорологическими элементами, а иные параметры формул определены на основе ограниченного исходного материала и нуждаются в уточнении. Вызывает сомнение стремление придать их значениям некий универсальный характер, применять их для любых территорий и различных сезонов года.

Возьмем, к примеру, используемую в официальных рекомендациях [5] формулу П. П. Кузьмина для определения поглощенной поверхностью суммарной солнечной радиации. Эта величина представляется в виде произведения трех сомножителей: максимально возможной для данной широты суммарной солнечной радиации, доли этой радиации, поглощаемой поверхностью, и коэффициента, характеризующего ослабление радиации облачным покровом. Первый из них обычно определяется по специальной таблице приближенно, без учета местных особенностей и сезонных влияний, например на мутность атмосферы. Второй сомножитель очевидно определяется альбедо поверхности — величиной, существенно изменчивой и во времени и в пространстве, что тоже учитывается далеко не полно. Последний показатель — сборный, он зависит от коэффициентов ослабления радиации облаками нижнего яруса  $K_n$  и облаками среднего и верхнего ярусов  $K_{с+в}$ . Используются значения  $K_n = 0,67$  и  $K_{с+в} = 0,14$ , которые дал П. П. Кузьмин более трети века назад на весьма ограниченном материале, причем, рекомендовал он их только для периода снеготаяния в апреле — мае и лишь для определенного широтного пояса. Более того, в 1961 г. Кузьмин уточнил [3] коэффициент  $K_{с+в}$ , рекомендовав его значение 0,20, что, однако, почему-то ос-

талось без внимания. Он подчеркивал, что «... облачными коэффициентами автоматически учитывается влияние альbedo подстилающей поверхности на величину прихода суммарной радиации... Летом, с уменьшением альbedo, значения облачных коэффициентов должны возрастать». Кроме того, эти коэффициенты характеризуют «...лишь типичное или наиболее часто повторяющееся состояние облаков данной формы и мощности» и, разумеется, не могут быть едиными для всей громадной территории СССР, в различных частях которой условия формирования облачности существенно неодинаковы. Это и подтвердилось, например, исследованиями теплового баланса Байкала [1]. Как оказалось, для данного района формула Кузьмина занижает месячные суммы поглощенной радиации, причем, наибольшие отклонения, как и следует ожидать, отмечаются осенью, когда снежный покров еще не сформировался.

При анализе первоисточников неизбежен вывод, что и параметры формул для расчета других компонентов теплового баланса отнюдь не универсальны, иные из них получены много лет назад на ограниченном исходном материале. Есть, однако, основания полагать, что использование более гибкой методики для расчета компонентов теплового баланса, а также большая детализация исходных данных не существенно улучшат результаты. Так, в известной методике А. П. Браславского несколько точнее учитываются отдельные факторы. К примеру, при оценке той же поглощенной поверхностью солнечной радиации в расчет принимаются местные условия, суточный ход альbedo, направленная к земле коротковолновая радиация, а значения облачных коэффициентов берутся переменными по широте и месяцам года (рис. 1). Несмотря на заметные различия в методиках расчета, как следует из графика, ход основных составляющих баланса, а главное — суммарных теплопотерь с водной поверхности в эту сложную по термическим условиям осень в обоих случаях весьма схож. В частности, практически совпадают моменты смены знака  $\Sigma S$ . Аналогичные результаты по тому же пункту получены и за другие осени, например за ноябрь 1974 г. Таким образом, выбор метода расчета компонентов существенно не повлиял на результаты определения теплопотерь. Но если компоненты уравнения теплового баланса рассчитываются сложно и приближенно, то, может быть, целесообразнее все-таки напрямую связывать искомые характеристики с метеорологическими показателями? При этом, как показывает практика, учет большого количества влияющих факторов далеко не всегда улучшает результаты, а порою приводит к противоположному эффекту.

Возьмем тот же период охлаждения водных объектов. Температура воды в этот отрезок времени незначительно отличается от нуля и можно ожидать тесных связей теплопотерь именно с метеорологическими показателями. Поток солнечного тепла также невелик, снижены потери тепла на испарение. В итоге из учитываемых в расчетных схемах гидрометеорологических характе-



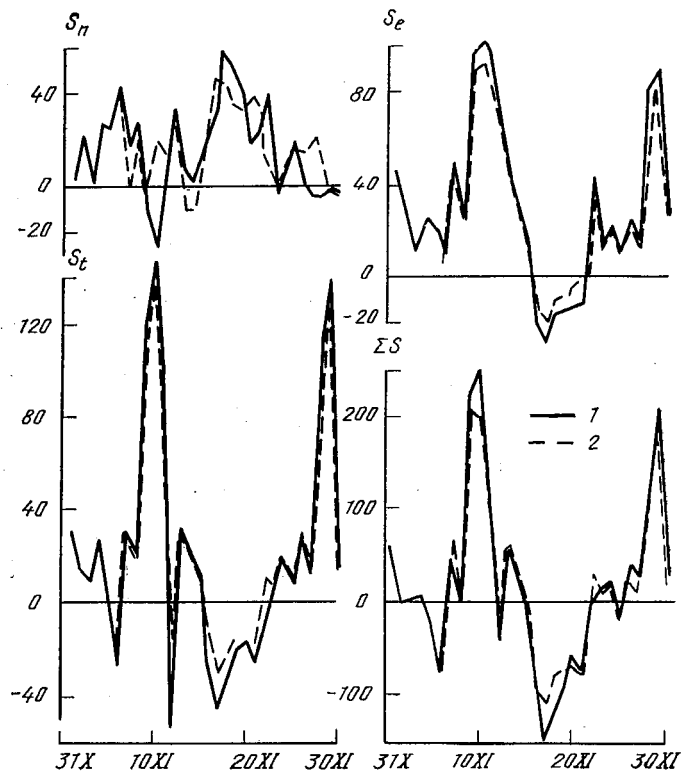


Рис. 1. Ход основных составляющих теплового баланса ( $\text{Вт}/\text{м}^2$ ) и суммарных теплотерь с водной поверхности р. Урал — с. Калмыково в ноябре 1964 г. по методике ГГИ (1) и Браславского (2)

ристик: температуры воды и воздуха, скорости ветра, влажности воздуха, общей и нижней облачности, — температура воздуха, по-видимому, оказывается определяющей.

Произведены расчеты теплотерь для случая открытой водной поверхности по пунктам: г. Казалинск (р. Сырдарья), г. Тургай (р. Тургай), г. Кустанай (р. Тобол), г. Петропавловск (р. Ишим) за осени и начало зимнего периода 1962, 1965, 1967, 1973, 1976 гг., а также по пунктам на р. Урал за 1946, 1947, 1964 и 1967 гг. (характерные годы с быстрым или, напротив, растянутым периодом замерзания рек). Расчеты проводились по методике [5], при этом трансформация метеоэлементов над водной поверхностью не учитывалась в связи со сравнительно малой шириной рек. Скорость ветра взята по флюгеру, исходя из тех соображений, что эффект уменьшения скорости ветра от высоты флюгера к высоте измерения остальных метеорологических величин примерно компенсируется увеличением ее над поверхностью реки, малощероховатой в сравнении с континентальной станци-

ей, на которой она измерена. Среднедекадные данные Гидрологического ежегодника по температуре воды интерполировались для каждых суток.

В табл. 1 приведены коэффициенты корреляции  $r$ , вероятные ошибки их расчета  $E$  и параметры линейной зависимости теплопотерь с водной поверхности от средней за сутки температуры воздуха

$$\Sigma S = a(-t) + b, \quad (2)$$

где  $\Sigma S$  выражено в Вт/м<sup>2</sup>.

В табл. 1 включены и случаи со значительной отрицательной температурой воздуха — до  $-10 \div -20^\circ \text{C}$ . Используются дни с отрицательной или небольшой положительной (не выше  $1-3^\circ \text{C}$ ) температурой воздуха при условии, что и температура воды близка к  $0^\circ \text{C}$ , не выше  $1-1,5^\circ \text{C}$ . Таким образом, из расчета исключены дни с резкими осенними похолоданиями, с отрицательной температурой воздуха при существенно положительной температуре воды. Кроме того, использовались данные за календар-

Таблица 1

Параметры уравнений и коэффициенты корреляции в период охлаждения воды

Река — пункт, территория	Использованные материалы, годы или месяцы	Скорость ветра, м/с	$r$	$\pm E$	$a$	$b$
В целом за период охлаждения						
Ишим — Петропавловск	1962, 65, 67, 73, 76	2—13	0,87	0,018	25,0	5
Тобол — Кустанай	1962, 65, 67, 73, 76	1—12	0,87	0,014	22,0	25
Тургай — Пески Тусум (г. Тургай)	1962, 65, 67, 73, 76	1—10	0,88	0,015	21,5	12
Сырдарья — Казалинск	1962, 65, 67, 73, 76	1—7	0,92	0,009	21,1	—14
Урал — Уральск	1946, 47, 64, 73	0—16	0,82	0,030	25,9	—23
За конкретные месяцы						
Урал — Уральск	XI 1964	2—7	0,91	0,021	—	—
Урал — Уральск	XI 1974	0—5	0,90	0,023	—	—
Урал — Мергенево	XI 1964	1—8	0,93	0,017	—	—
Урал — Мергенево	XI 1974	0—6	0,61	0,077	—	—
Урал — Калмыково	XI 1964	0—10	0,92	0,019	—	—
Урал — Калмыково	XI 1974	0—5	0,75	0,053	—	—
Урал — Тополи	XI 1964	0—10	0,86	0,032	—	—
По градациям скорости ветра						
Равнинный Казахстан	—	0—2	0,92	0,010	16,0	12
Равнинный Казахстан	—	3—4	0,93	0,007	20,9	0
Равнинный Казахстан	—	5—6	0,96	0,007	25,8	17
Равнинный Казахстан	—	7—8	0,94	0,012	30,4	14
Равнинный Казахстан	—	>8	0,94	0,017	40,7	41

ные месяцы, включая случаи существенно положительных значений температуры воды и воздуха. Рассмотрены случаи, когда исходные данные объединены для всех пяти рек, бассейны которых охватывают значительную часть равнинного Казахстана.

Как следует из табл. 1, связи ежесуточных значений рассчитанных теплопотерь с водной поверхностью с температурой воздуха для периода замерзания достаточно тесны, чтобы рекомендовать их в качестве расчетных, избежав кропотливых теплобалансовых вычислений, требующих к тому же значительного объема метеорологической информации. Близкие для всех пяти зависимостей значения угловых коэффициентов наводят на мысль о возможности использования единой, осредненной для рек Казахстана зависимости  $\Sigma S = f(-t)$ .

Зависимости теплопотерь с водной поверхности от отрицательных среднесуточных температур воздуха представлены на рис. 2а. Действительно, они располагаются узким пучком с небольшим разбросом относительно средней линии. Анализ отдельных зависимостей показывает, что больше других от линий связи отклоняются точки, соответствующие дням с повышенной скоростью

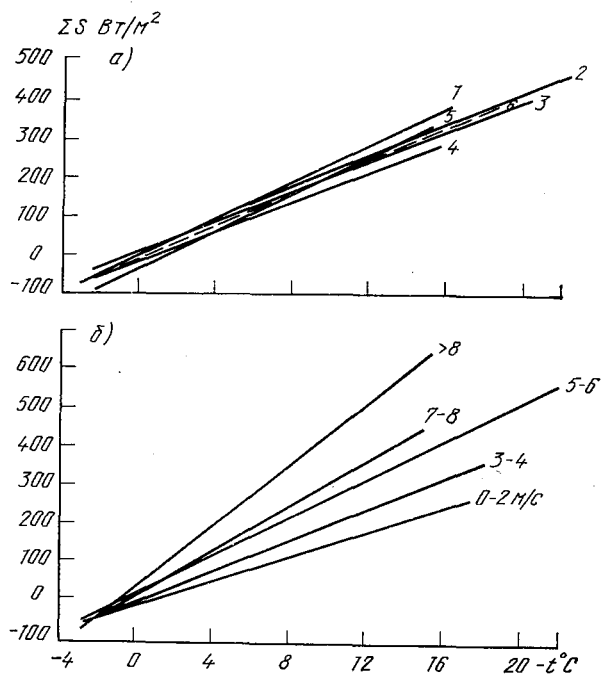


Рис. 2. Связь суммы теплопотерь с открытой водной поверхностью в период охлаждения рек с отрицательной температурой воздуха, по отдельным пунктам (а) и градациям скорости ветра (б):

1 — р. Ишим — г. Петропавловск, 2 — р. Тобол — г. Кустанай, 3 — р. Тургай — пески Тусум, 4 — р. Сырдарья — г. Казалинск, 5 — р. Урал — г. Уральск

ветра. В эти дни теплопотери, полученные методом теплового баланса, заметно превосходят соответствующие значения, снятые с зависимости  $\Sigma S = f(-t)$ . На рис. 2 а нижнее положение занимают линии связи для р. Урал в районе г. Уральска, а также для р. Сырдарья у г. Казалинска. Это — пункты с наименьшими скоростями ветра в осенний период, хотя по Уральску и использован один случай со скоростью 16 м/с. Верхнее положение занимают линии, относящиеся к районам с наибольшими скоростями ветра. Значит, некоторое увеличение объема исходной метеорологической информации может повысить точность косвенного определения теплопотерь с водной поверхности.

Действительно, несмотря на климатические различия районов и особенности конкретных водных объектов, оказывается, что зависимости  $\Sigma S = f(-t)$ , построенные совокупно по всем рассмотренным пунктам, но для различных градаций скорости ветра (рис. 2 б), характеризуются очень незначительным разбросом точек. Как следует из табл. 1, коэффициенты корреляции связей находятся в пределах 0,92—0,96, при вероятной ошибке их расчета, не превышающей  $\pm 0,02$ . Таким образом, зависимости на рис. 2 б являются универсальными для всей равнинной территории Казахстана. На первый взгляд, построенные для различных скоростей ветра, они различаются между собой столь существенно, что единая связь, представленная на рис. 2 а, не может быть тесной. Однако следует учесть, что осенью малые скорости ветра, как и скорости 7—8 м/с нечасты, а дни с ветром свыше 8 м/с — просто редки. Следовательно, единая зависимость на рис. 2 а отражает сравнительно узкий диапазон преобладающих скоростей ветра.

С другой стороны, видимо, возможна экстраполяция зависимостей и за пределы рассмотренных значений температур воды и воздуха. Действительно, данные за все дни ноября за ряд лет по нескольким пунктам на р. Урал (вторая часть табл. 1) свидетельствуют о том, что зависимости  $\Sigma S = f(-t)$  в большинстве случаев достаточно тесны и при включении в ряды дней с существенно положительными температурами.

Таким образом, теплопотери, используемые для расчета различных характеристик ледотермического режима водных объектов, определяются в основном температурой воздуха и нет видимой необходимости подсчитывать ее непосредственно. Конкретно же для периода замерзания рек и озер для территории Казахстана можно пользоваться зависимостями на рис. 2.

Относительно тесная зависимость рассчитанных теплопотерь от температуры воздуха дает достаточное основание для поисков прямой связи характеристик ледового режима водных объектов и температур показателей. Поскольку же исследователь обычно располагает не фактическими значениями плотности теплового потока, а именно рассчитанными, притом довольно приближенно, можно ожидать, что эти зависимости окажутся не менее надеж-

ными для практических расчетов, чем трудоемкие теплобалансовые вычисления.

В качестве первого из примеров обратимся к явлению ледообразования. По [3] начало ледообразования совпадает с датой первых ледовых форм на водоеме или водотоке. По [2] начало ледообразования приходится на момент, когда тепловой сток с вышерасположенных участков полностью расходуется на теплоотдачу с водной поверхности, т. е. предполагается одновременное переохлаждение всей массы воды. Этот момент соответствует возникновению неравенства

$$Q_{ср\text{от}} \leq b l \Sigma S, \quad (3)$$

где  $Q$ ,  $c$ ,  $\rho$  и  $t_0$  — соответственно расход, теплоемкость, плотность и температура воды;  $b$  и  $l$  — ширина и длина расчетного участка;  $\Sigma S$  — суммарные теплопотери с водной поверхности.

По [6] ледообразование начинается в тот момент, когда средняя температура воды в сечении или по глубине оказывается меньше удельной теплоотдачи с водной поверхности

$$t_n \leq \frac{-B_n}{\alpha_n}. \quad (4)$$

Здесь  $t$  — средняя температура воды в сечении или по вертикали,  $B$  — удельная теплоотдача водной поверхности,  $\alpha$  — коэффициент подачи тепла из водной массы, индекс  $n$  означает момент начала ледообразования.

Естественно, гидрометрическими и метеорологическими материалами эти моменты не фиксируются и чисто практически за момент начала ледообразования приходится принимать дату, когда наблюдатель впервые отмечает на реке (озере) ледовые явления. Эта дата неплохо коррелирует с датой перехода температуры воздуха через  $0^\circ\text{C}$  (табл. 2). Используемые методы в таблице получили следующие обозначения: 1 — метод ГГИ [5], 2 — метод Л. Г. Шуляковского, 3 — по эмпирическим связям. Расчеты произведены за годы со сложной метеорологической обстановкой — с перерывом в процессе ледообразования.

Судя по данной выборке, все методы дают вполне приемле-

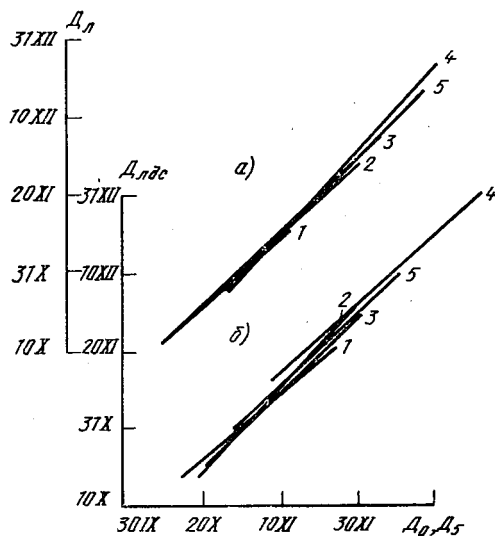
Таблица 2  
Фактические и рассчитанные даты начала ледообразования

Пункт	Год	Метод			Факт
		1	2	3	
Мергеневский	1964	9 XI	11 XI	12 XI	12 XI
		24 XI	28 XI	25 XI	27 XI
	1974	6 XI	8 XI	7 XI	7 XI
		25 XI	26 XI	27 XI	25 XI
Калмыково	1964	26 XI	28 XI	25 XI	29 XI
	1974	25 XI	27 XI	26 XI	26 XI
	1964	9 XI	12 XI	12 XI	13 XI
Тополи	1964	26 XI	29 XI	28 XI	29 XI

мые результаты, наибольшей точностью отличается метод Шуляковского, меньшей — метод ГГИ, причем в последнем случае расчетные данные опережают фактические в среднем на два дня. Вполне приемлем и метод эмпирических связей, лишь в одном случае из восьми дающий отклонение на 4 дня.

На рис. 3 представлена связь дат наступления некоторых фаз ледового режима с датами перехода температуры воздуха через определенные значения за годы внутри периода 1961—1979 гг. При определении дат перехода температуры воздуха через  $0^{\circ}\text{C}$  допущены отклонения от критериев, используемых климатологами. Временный переход температуры воздуха к отрицательным значениям не является устойчивым, тем не менее, он влечет за собой образование первичных форм льда; в течение осени лед может образовываться неоднократно вслед за похолоданиями до отрицательных значений температуры.

Рис. 3. Зависимость даты начала ледообразования от даты перехода температуры воздуха через  $0^{\circ}\text{C}$  (а) и даты установления ледостава от даты перехода температуры воздуха через  $-5^{\circ}\text{C}$  (б):  
Усл. обозначения см. рис. 2



Ледостав образуется при температуре  $-5^{\circ}\text{C}$  и ниже. Позднее, при некотором потеплении, не достигающем положительных температур, неподвижный лед уже не стаивает и покров не разрушается. Следовательно, обычная методика выделения таких дат для исследуемого явления несостоятельна. Кстати, в остальные годы ледостав также формируется дважды. Поскольку ледостав нередко образуется уже позже первой даты перехода температуры воздуха через  $-5^{\circ}\text{C}$ , за дату перехода принималась такая, после которой температура еще не менее двух дней была ниже этого значения. Более того, даже один день с очень низкой температурой может повлечь за собой установление ледостава, критерием в этих случаях служила осредненная температура за этот день и два последующих, она должна быть не выше  $-5^{\circ}\text{C}$ .

Видимо, эти критерии еще нуждаются в доработке, однако связи, представленные на рис. 3, тесные, коэффициенты линейной корреляции составляют 0,96—0,99 (рис. 3 а) и 0,93—0,99 (рис. 3 б) при вероятной ошибке их расчета  $\pm 0,01—0,02$ . Прямые на рис. 3 построены по уравнениям регрессии и настолько мало отличаются друг от друга, что их вполне можно считать просто разными вариантами одной и той же зависимости, полученными по разным реализациям одного и того же процесса. Следовательно, допустимо пользоваться единой для всего Казахстана осредненной зависимостью, что согласуется с приведенными данными о тесной связи теплопотерь с водной поверхности с температурой воздуха. В то же время в расположении линий зависимости на рис. 3 прослеживается определенная закономерность. В нижней части пучка в обоих случаях фигурирует Тургай, характеризующаяся исключительно малой водностью в межень. Немноговодны в период замерзания в исследуемых створах Ишим и Тобол. В верхней части пучка находятся зависимости, построенные для относительно многоводного Урала и Сырдарьи, которая тоже была многоводна до середины семидесятых годов. Таким образом, налицо влияние водности реки на сроки наступления фаз ледового режима, причем это различие можно оценить в 1—3 дня. Верхней в пучке в обоих случаях находится зависимость, построенная для Сырдарьи, а на рис. 3 б она даже заметно отходит от основного пучка. Значит, для наступления соответствующих фаз ледового режима здесь требуются более низкие температуры воздуха. Это явление вполне понятно, если учесть, что Сырдарья течет из южных районов, сравнительно теплых даже в рассматриваемый период, и отепляющее влияние стока сказывается на сроках ледовых явлений. Данный эффект уже можно оценить несколькими днями запаздывания, но он был бы еще заметнее, если бы использовались ряды до 60-х годов, когда сток Сырдарьи был заметно выше, чем в 1961—1973 гг., начиная же с 1974 г. расходы Сырдарьи малы и несоизмеримы с их значениями в прежние годы.

Приведенные значения коэффициентов корреляции несколько завышены. Они характеризуют только использованные случаи. В отдельных же случаях необходимая термическая ситуация, как свидетельствуют данные кадастровых гидрологических материалов, не влечет за собой соответствующей фазы ледового режима. Это относится, прежде всего, к срокам появления первого льда. В литературе неоднократно указывалось на то, что ледовая обстановка на гидропостах фиксируется неудовлетворительно. Это относится, в частности, к появлению первичных заберегов. Кроме того, только в последние годы в кадастре разделены две формы: сплошной и несплошной ледостав. Надо полагать, прежде в одних и тех же случаях наблюдатели могли фиксировать ледостав и его отсутствие. По-видимому, именно это обстоятельство послужило причиной указанного несоответствия. Оно же, видимо, ответственно и за единичные случаи столь очевидного расхождения

во времени и температурных и ледовых характеристиках, что их рассмотрение в общей статистической выборке вряд ли целесообразно. Можно считать, что зависимости на рис. 3 получены по основному полю точек и достаточно полно отражают природную связь: соответствие момента появления первого льда переходу средней суточной температуры воздуха через  $0^{\circ}\text{C}$ , а также момента установления ледостава — переходу температуры через  $-5^{\circ}\text{C}$ .

Примерное совпадение сроков замерзания реки и момента перехода температуры воздуха через  $-5^{\circ}\text{C}$  подтверждается и связями приращения толщины льда за период ледостава с суммами отрицательных температур, причем не только по казахстанским данным. Так, установлены следующие эмпирические связи декадных приращений толщины льда (см) и суммы отрицательных среднесуточных температур воздуха за 1972—1976 гг.

Для р. Дон у с. Новогригорьевка

$$\Delta h_{\text{л}} = 0,13 \Sigma (-t) - 6, \quad (5)$$

для Волгоградского вдхр. у с. Дубовка

$$\Delta h_{\text{л}} = 0,11 \Sigma (-t) - 5. \quad (6)$$

При средней декадной температуре воздуха выше  $-5^{\circ}\text{C}$  приращение толщины льда отрицательное, т. е. происходит его стаивание; следовательно, и образование ледостава может происходить только по достижении этого значения средней суточной температуры, что полностью согласуется с вышеприведенными данными.

Что касается самих зависимостей  $\Delta h_{\text{л}} = f(-t)$ , то они неустойчивы и хорошо характеризуют только рассматриваемый период. Привлечение дополнительной информации, например, мощности снежного покрова на льду, также не дало выигрыша в данном отношении. Однако же и попытки расчета толщины льда с использованием теплобалансового метода по ряду рек Казахстана не дали удовлетворительного схождения с натурными данными.

По-видимому, несколько более перспективны поиски связей количества образовавшихся шуги и льда при открытой водной поверхности с метеорологическими характеристиками. Правда и здесь речь может идти, в основном, не о фактических, а о рассчитанных косвенным путем расходах шуги и льда, при этом в расчетные схемы обычно входит то же значение суммарных теплопотерь. Это касается, в частности, формул А. Н. Чижова [5] и Р. А. Нежиховского [4]. По этим формулам произведены расчеты расходов льда и шуги  $Q_{\text{ш+л}}$  для искусственного русла в районе Волгограда с постоянными морфометрическими характеристиками, расходом и скоростью течения воды с использованием среднедекадных метеорологических характеристик по ст. ГМО Волжское. Полученные  $Q_{\text{ш+л}}$  тесно коррелируются со средними декадными температурами воздуха: значения коэффициентов линейной корреляции соответственно равны  $0,96 \pm 0,01$  и  $0,94 \pm 0,02$ . Зависимости в целом неплохо соответствовали и данные за от-



дельные дни, исключая случаи со скоростью ветра 10 м/с и более, тогда полученные по формулам Чинова и Нежиховского значения  $Q_{ш+л}$  оказались в 1,5—2 раза больше снятых с зависимости  $Q_{ш+л}=f(-t)$ , что согласуется с приведенными исследованиями связей расчетных величин теплотерь с водной поверхностью с температурой воздуха и скоростью ветра.

Очевидно, столь тесные зависимости получаются лишь при однородном русле, постоянной длине участка ледообразования, неизменных расходах и скоростях течения воды, однако же, видимо, использование связей такого рода возможно и в более сложных случаях.

Ледовые явления в период вскрытия статистически менее тесно связаны с температурными характеристиками. Помимо радиационного фактора здесь играют роль направление течения рек, ее водность, поднятие уровня воды подо льдом весной, слой снега на льду в конце зимы и т. д. Прочность льда в период его таяния зависит не только от теплового воздействия, но и от условий его формирования осенью, его строения и т. д. Тем не менее, тепловой фактор преобладает.

Расчитаны корреляционные связи сроков вскрытия ряда рек с датой перехода температуры воздуха через  $5^{\circ}\text{C}$  весной за 1960—1980 гг., а по Иртышу у Павлодара за 1942—1972 гг. Наиболее высокие коэффициенты корреляции получены для Урала ( $0,93\pm 0,02$ ) и Сырдарьи ( $0,86\pm 0,04$ ); менее тесны связи Ишима ( $0,79\pm 0,06$ ) и Иртыша ( $0,76\pm 0,05$ ). Неудовлетворительны связи для маловодных Тургая ( $0,66$ ) и Тобола ( $0,58$ ). При этом в отличие от осенних процессов в данном случае можно говорить о наличии группировок линий регрессии: для Иртыша, Ишима, Тобола, бассейны которых расположены в северной половине республики, для вскрытия требуется больше тепла, чем для протекающих южнее Урала и Сырдарьи, и оно запаздывает на 4—9 дней, что вполне очевидно связано с большей толщиной льда на северных водотоках, т. е. в пределах республики намечаются два района с неодинаковым характером зависимости сроков ледовых явлений весной с температурными показателями. Но и внутри этих районов заметны еще и другие явления: например, вскрытие Сырдарьи у Казалинска при одинаковой температурной ситуации наступает раньше, чем Урала у Уральска, что обусловлено различным направлением течения рек, различной ролью динамического фактора и неодинаковым притоком тепла с водной массой.

При определении даты перехода температуры воздуха через  $5^{\circ}\text{C}$  также допущены отклонения от обычной методики, поскольку ледовый покров, вскрывшийся при определенной температурной ситуации, как правило, уже не образуется вновь при последующем некотором похолодании. За дату перехода температуры воздуха через  $5^{\circ}\text{C}$  принимались сутки, после которых температура воздуха еще четыре дня не опускалась ниже этого значения или же после которых сумма среднесуточных отрицательных температур за двое последующих суток составила не менее  $20^{\circ}\text{C}$ .

По-видимому, можно добиться и более тесных зависимостей при усовершенствовании температурного критерия и удлинении расчетного периода. Следует заметить, что для некоторых створов более тесными в сравнении с упомянутыми оказались связи сроков вскрытия с датами перехода температуры воздуха через  $0^{\circ}\text{C}$ : для Иртыша  $r=0,80\pm 0,04$ , а для Тобола —  $0,71\pm 0,08$ , для Тургая —  $0,84\pm 0,05$ .

Не следует упускать из виду и того обстоятельства, что расчетные или прогностические зависимости для сроков вскрытия рек, полученные с использованием метода теплового баланса, например, по С. Н. Булатову, обычно характеризуются довольно неопределенным полем точек.

Подводя итог изложенному, можно утверждать, что эмпирические связи характеристик ледового режима водных объектов с температурными показателями с чисто практической точки зрения пока не менее перспективны, чем сложные теплобалансовые расчеты. Некоторые из приведенных зависимостей можно использовать в качестве расчетных для всей территории равнинного Казахстана, другие нуждаются в доработке.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Верболов В. И., Сокольчиков В. М., Шимараев М. И. Гидрометеорологический режим и тепловой баланс озера Байкал. — М.; Л.: Наука, 1965. — 373 с.
2. Донченко Р. В., Киселев А. А., Бузин В. А. Прогноз ледового режима главного канала переброски части стока сибирских рек в Среднюю Азию и Казахстан. — Труды ГГИ, 1982, вып. 287, с. 85—94.
3. Кузьмин П. П. Процесс таяния снежного покрова. — Л.: Гидрометеиздат, 1961. — 345 с.
4. Нежиховский Р. А. Расчеты и прогнозы стока льда и шуги в период замерзания рек. — Труды ГГИ, 1963, вып. 103, с. 3—40.
5. Рекомендации по расчету зажорных явлений в нижних бьефах ГЭС. — Л.: Гидрометеиздат, 1977. — 31 с.
6. Шуляковский Л. Г. Появление льда и начало ледостава на реках, озерах и водохранилищах. — Л.: Гидрометеиздат, 1960. — 216 с.

*О. Е. СЕМЕНОВ, В. Г. ДЕЙЧЕВА*

#### **К ВОПРОСУ О ПЕРЕНОСЕ ЗОЛЫ В РЕГИОНЕ ЭКИБАСТУЗСКОГО ТОПЛИВНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА**

К числу достижений советской энергетики относится освоение сжигания низкосортного топлива — высокозольных углей Экибастузского бассейна, отходов угольной промышленности, сернистого мазута и т. д. При эксплуатации электростанций на высокозольных углях возникает ряд проблем экономического, а также социального характера, которые предстоит решить и для Экибастуз-

ского топливно-энергетического комплекса (ЭТЭК). Одна из них — это проблема отходов деятельности электростанций, загрязнения атмосферы и почвы твердыми выбросами, в частности золой (зола сложное, зависящее от способа добычи и переработки угля вещество).

Все действующие станции Экибастузского комплекса сожгут в течение года около 70 млн. т угля. Его зольность достигает 57%. Именно высокая зольность делает невыгодной перевозку топлива на большие расстояния, выгоднее на месте сжигать топливо, преобразуя его в энергию. Зола, которая образуется при сжигании угля на Экибастузской ГРЭС-1, будет транспортироваться в район соленого оз. Карасор.

Следует отметить, что для ЭТЭКа не был разработан надежный проект складирования и закрепления золы и шлака, рекультивации поверхности отвала и предотвращения пыления золы. Этот вопрос является очень серьезным, так как с отвала ежегодно будут выноситься ветром тонны мельчайшей фракции золы. При этом следует учитывать, что зола не всегда является нейтральной. Обычно вода, проходя через золоотвалы, например, во время дождя, уносит с собой активные вещества, вредные для окружающей среды.

При использовании мокрых золоуловителей существует также опасность загрязнения вод веществами, которые в уходящих газах котлов находятся в газообразном состоянии. Это в первую очередь фтористые соединения, а также окислы серы, которые растворяются в воде при контакте уходящих газов с водой в мокром золоуловителе. Затем вместе с пульпой эти вещества поступают на золоотвал (очистка дымовых газов от золовых выбросов необходима не менее чем на 96% при высокой надежности работы очистного оборудования).

Опыт эксплуатации ГРЭС-1 показал, что предложенная новосибирскими проектировщиками самотечная система гидрозолоудаления от станции до отвала не обеспечила надлежащего качества складирования золы. В результате образовались зольные пляжи, с которых мельчайшая фракция золы (75% общего объема) летом при больших скоростях ветра может распространяться в виде огромных шлейфов, заметных на космических снимках. Эти шлейфы свидетельствуют о связи крупномасштабных процессов поступления золы и пыли в атмосферу, длительном ее пребывании во взвешенном состоянии в нижнем слое тропосферы. Все это может привести к негативным экологическим последствиям в районе ЭТЭКа и сопредельных районах.

Для климата исследуемого района характерен режим повышенных скоростей ветра [3]. Здесь в среднем за год бывает до 19 дней с пыльными бурями, причем максимум числа дней с пыльными бурями отмечается в мае (4 дня). Суммарная продолжительность пыльных бурь в районе составляет около 90 ч в год. Повышенная ветровая активность и частая повторяемость пыльных бурь обуславливают значительную опасность переноса

зола на большие расстояния. В связи с этим представляет интерес оценить критическую скорость выдувания частиц твердой фазы из золоотвалов ЭТЭКа при сильном ветре и дисперсный состав зола.

Выдувание зола из золоотвалов Экибастузской ГРЭС может возникнуть лишь если зола имеет влажность ниже некоторого критического значения и скорость ветра превышает пороговую (критическую). В климатических условиях недостаточного увлажнения, характерного для Северного Казахстана, без искусственного полива поверхностный слой зола отвалов большую часть теплого периода года имеет влажность ниже критической и подвергается дефляционным процессам [2]. Достаточно часто и скорость ветра в районе Экибастуза превышает ее пороговое значение. Для определения выдувания зола из отвалов нужно определить значение критической скорости ветра.

Исследования критической скорости  $U_k$  дефляции песков и почв показали, что она является функцией размеров частиц и их плотности [1]. Полидисперсность частиц твердой фазы приводит также к неоднозначному определению  $U_k$ . Для ее определения приходится пользоваться статистическими методами исследований и рассматривать  $U_k$  как вероятностную величину [2]. Поэтому при рассмотрении взаимодействия зола Экибастузских отвалов с воздушным потоком необходимо определить ее дисперсный состав. Известно [4] описание функции распределения частиц летучей зола экибастузских углей из котлов с пылевидным сжиганием топлива (табл. 1).

Анализ табличных данных показал, что эти эмпирические распределения аппроксимируются логарифмически нормальной функцией с плотностью распределения

$$f(x) = \frac{0,434}{\sigma_{\lg x} x \sqrt{2\pi}} \exp \left[ -\frac{(\lg x_0 - \lg x)^2}{2\sigma_{\lg x}^2} \right], \quad (1)$$

которая полностью определяется всего двумя параметрами  $x_0$  и  $\sigma_{\lg x}$ , где  $x_0$  — средний геометрический размер частиц зола,  $\sigma_{\lg x}$  — среднее квадратическое отклонение логарифмов размеров частиц (стандартное геометрическое отклонение). Для зола шаровых мельниц  $x_0 = 25$  мкм,  $\sigma_{\lg x} = 0,46$ , а для зола молотковых  $x_0 = 35$  мкм,  $\sigma_{\lg x} = 0,52$ .

Таблица 1

Дисперсный состав (%) летучей зола

Тип мельниц для измельчения угля	Размер частиц, мкм				
	>5	>15	>30	>40	>60
Шаровая	94,0	71,0	38,0	29,7	23,0
Молотковая	94,5	75,0	54,3	46,0	33,8

Размер частиц золы из золоотвалов Экибастузской ГРЭС-1 должен, естественно, отличаться от дисперсного состава летучей золы. Просеивание золы, взятой с поверхности золоотвала, показало, что функция распределения у нее так же логарифмически нормальная. При этом средний геометрический размер частиц в 3—4 раза крупнее —  $x_0 = 115$  мкм, стандартное геометрическое отклонение примерно в 1,5—2 раза меньше, чем у летучей золы и равно  $\sigma_{lg x} = 0,3$ .

Параметры распределения золы отвалов близки к аналогичным характеристикам мелкого подвижного песка пустынь, что и объясняет высокую склонность золы отвалов к выветриванию. Многочисленными исследованиями по ветровой эрозии почв установлено, что частицы размером менее 1 мм легко вовлекаются в движение воздушными потоками. А здесь свыше 95% частиц золы имеют размер менее 1 мм и являются опасными в отношении ветрового переноса.

Несколько большие значения стандартного геометрического отклонения у золы по сравнению с подвижными песками, у которых  $\sigma_{lg x}$  достигает лишь 0,12—0,2, указывают на присутствие в ней в значительном количестве мелких частиц размером менее 50 мкм. Их содержание в золе отвалов достигает 10%, и они могут переноситься ветром даже умеренных скоростей на значительные расстояния от источника выдувания.

Эксперименты по определению критической скорости начала выветривания золы выполнялись нами в аэродинамической трубе, которая построена специально для изучения процессов дефляции. Труба имеет сечение канала  $150 \times 250$  мм и длину рабочего участка 4,7 м. Стенки канала изготовлены из стекла, что позволяет выполнять визуальные наблюдения и оптические измерения процессов переноса частиц твердой фазы воздушным потоком. Зола отвалов Экибастузской ГРЭС-1 насыпалась в лотки, устанавливаемые в рабочей части аэродинамической трубы. Лотки при установке в канале утапливаются в его дне так, чтобы уровень образца совпадал с поверхностью дна канала. Для уменьшения пограничных эффектов поверхность дна остальной нерабочей части канала трубы с целью выравнивания коэффициентов сопротивления оклеена частицами песка.

Для определения момента начала переноса частиц золы над самой поверхностью дна канала вдоль его оси направлялся луч гелий-неонового оптического квантового генератора типа ЛГ-126. Большая плотность излучения генератора позволяла легко замечать даже одиночные яркие вспышки траекторий сальтирующих частиц в момент начала процесса выдувания, когда они пересекали лазерный луч, и точно определить момент начала выветривания. Никаких отличий в механизме отрыва частиц золы при визуальных наблюдениях от аналогичного процесса у подвижных песков пустынь отмечено не было — выдувание частиц в обоих случаях начиналось с сальтации частиц.

При определении критической скорости двигатель вентилятора аэродинамической трубы включался при закрытой дроссельной заслонке, регулирующей скорость воздушного потока. Затем включался реверсивный двигатель дроссельной заслонки, который через редуктор с очень большим замедлением начинал ее открывать. Такая схема управления скоростью потока позволяла очень медленно изменять ее до критического значения. В момент достижения этого значения начинались единичные случаи вылета частиц. В этот момент выключался двигатель заслонки и начинались измерения профиля скорости потока в пограничном слое аэродинамической трубы над поверхностью золы. Измерения скорости проводились трубкой Прандтля и микроманометром типа ММН с коэффициентом 0,04, что позволило увеличить точность отсчетов в интервале исследуемых скоростей. Измерения скорости потока делались на высотах 1,5; 2,5; 3,5; 4,5; 5,5 см над поверхностью золы. После окончания замера профиля скорости двигателя вентилятора аэродинамической трубы включался, дроссельная заслонка прикрывалась. Затем весь процесс определения момента начала выдувания золы и измерений повторялся. Всего было проведено 12 последовательных циклов измерений профилей скоростей, определяющих начальные условия выветривания золы. Все измерения скорости ветра в пограничном слое аэродинамической трубы соответствовали логарифмическому профилю

$$U_z = \frac{U_*}{\kappa} \ln \frac{z}{z_0}, \quad (2)$$

где  $U_z$  — скорость ветра на уровне  $z$ ,  $U_*$  — динамическая скорость,  $\kappa=0,4$  — постоянная Кармана,  $z_0$  — параметр шероховатости.

Для всех измерений были определены значения параметра шероховатости  $z_0$ , который изменялся при проведении экспериментов в интервале от  $10^{-3}$  до  $2 \cdot 10^{-2}$  см. Таким образом, коэффициент сопротивления поверхности золы во время определения критической скорости также не оставался постоянным. Даже незначительный по интенсивности и кратковременный перенос частиц золы изменял геометрию поверхности. Это наряду с полидисперсностью золы также способствовало увеличению вариации значений критической скорости потока. Из формулы (2) по определенному значению  $z_0$  и  $U_z$  на указанных высотах рассчитывалось значение динамической скорости  $U_*$ , при которой начинается процесс выдувания золы, т. е. определялось значение динамической критической скорости  $U_{*к}$ .

Был получен следующий статистический ряд значений  $U_{*к}$ , представленный в порядке последовательности измерений: 13; 34; 17; 24,5; 22,5; 24,7; 22,4; 17,7; 25,4; 22,3; 24 и 28,8 см/с. Ряд характеризуется средним значением  $\bar{U}_{*к}=23$  см/с, средним квадратическим отклонением  $\sigma=\pm 5,5$  см/с, основной ошибкой среднего  $m=\pm 1,6$  см/с и коэффициентом вариации  $C_v=0,24$ .

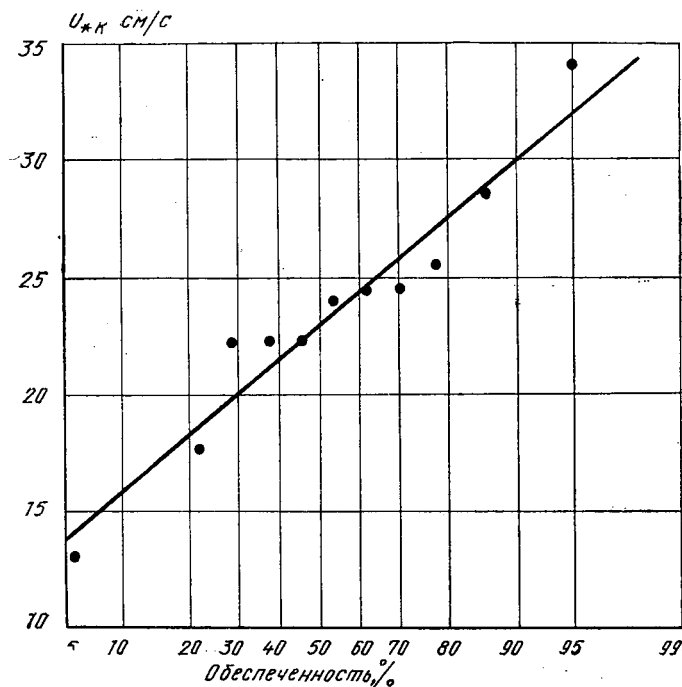
Как уже отмечалось, критическую скорость ветра следует рассматривать для полидисперсных тел как вероятностную величину. Результаты измерений подтверждают необходимость такого подхода — получить однозначное значение динамической критической скорости не удалось. Поэтому для полученного ряда  $U_{*к}$  были рассчитаны значения интегральных или накопленных вероятностей (эмпирических обеспеченностей) по формуле

$$P = \frac{m - 0,3}{n + 0,4}, \quad (3)$$

где  $n$  — число членов ряда  $U_{*к}$  золы;  $m$  — порядковый номер члена ряда значений  $U_{*к}$ , записанных в возрастающем порядке.

Полученные значения обеспеченностей ряда  $U_{*к}$  наносились точками на клетчатку вероятностей для кривых с умеренной асимметричностью (рисунок). В результате получили интегральную кривую нормального распределения с параметрами, совпадающими с двумя основными параметрами эмпирического ряда значений динамической критической скорости потока  $U_{*к} = 23$  см/с и  $\sigma = 5,5$  см/с:

$$P(U_{*к}) = \frac{1}{\sigma \sqrt{2\pi}} \exp \left[ -\frac{(\bar{U}_{*к} - U_{*к})^2}{2\sigma^2} \right]. \quad (4)$$



Интегральная кривая вероятностей динамической критической скорости развевания золы

Таблица 2

## Критическая динамическая скорость, см/с

$\bar{U}_{*к}$ см/с	$\sigma$ см/с	Обеспеченность, %					
		5	25	50	75	95	99
23	5,5	13	19	23	27	33	37

Нормальное распределение хорошо аппроксимирует экспериментальные данные, что позволяет более точно определить значения динамической скорости различной обеспеченности (табл. 2).

При рассмотрении климатической повторяемости выдувания золы нужно знать критическое значение скорости ветра на уровне установки ветроизмерительных приборов метеостанции (10 м)  $U_{10к}$ , которое можно получить, используя данные табл. 2 по формуле (2) (табл. 3).

При вычислении  $U_{10к}$  в формуле (2) параметр шероховатости  $z_0$  для  $U_{*к}$  5%-ной обеспеченности составлял  $10^{-3}$  см; для 25%-ной —  $3 \cdot 10^{-3}$  см; для 50%-ной —  $5 \cdot 10^{-3}$  см; для 75%-ной —  $8 \times 10^{-3}$  см; для 95 и 99%-ных —  $2 \cdot 10^{-2}$  см. Эти значения  $z_0$  были получены из корреляционной зависимости  $z_0 = f(U_{*к})$ , полученной во время экспериментов в аэродинамической трубе.

Для анализа климатических данных наблюдений за ветром целесообразно использовать значения критической скорости ветра достаточно большой обеспеченности (95 или даже 99%), так как только при превышении ее значений можно ожидать достаточно интенсивное выдувание золы ветром. В выполненной схеме расчета  $U_{10к}$  не рассмотрено влияние температурной стратификации приземного слоя атмосферы на начало переноса золы ветром, так как стандартные материалы наблюдений метеорологической станции не позволяют этого. Качественно можно предположить, что температурная стратификация должна увеличивать дисперсию критической скорости еще больше. В условиях сильной конвекции перенос может начинаться при несколько меньших скоростях ветра, при инверсиях — при больших значениях скорости воздушного потока, измеренной на высоте 10 м.

В заключение следует отметить, что большое экологическое значение для данного региона будет иметь выполнение рекомен-

Таблица 3

## Критическая скорость ветра, м/с

$\bar{U}_{*к}$ м/с	Обеспеченность, %					
	5	25	50	75	95	99
7	4,5	6	7	7,9	8,9	10



даций ВНИИ Гидротехники им. Б. Е. Веденеева по заливу золотвалов глинистым раствором. Осуществление этого мероприятия предотвратит вынос ветром частиц золы.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Семенов О. Е. О критической скорости ветра, определяющей начало процесса дефляции. — Труды КазНИГМИ, 1972, вып. 49, с. 55—63.
2. Справочник по климату СССР. — Л.: Гидрометеоздат, 1967, вып. 18, часть III. — 668 с.
3. Справочник по пыле- и золоулавливанию. — М.: Энергоатомиздат, 1983. — 312 с.
4. Bagnold R. A. The Physics of blown sand and desert dunes. — London, 1954. — 265 p.

## СОДЕРЖАНИЕ

Л. П. Тулина. К оценке влияния понижения уровня Аральского моря на влажность воздуха в Северном и Восточном Приаралье . . . . .	3
Л. П. Тулина. К вопросу о горизонтальном переносе влаги из восточных районов Приаралья . . . . .	8
Г. Н. Чичасов. Об оценке влияния усыхания Аральского моря на режим увлажнения Казахстана . . . . .	19
В. С. Чередниченко. Особенности распределения радиоэха облаков над северо-восточными районами Приаралья . . . . .	28
О. Е. Семенов. Оценка ветрового выноса песка и солей с осушенной части дна Аральского моря . . . . .	39
А. П. Шапов. О переносе солей в составе твердой фазы во время песчано-солевых бурь . . . . .	55
О. В. Полифосова. О тенденциях изменения климата Приаралья и их учете при прогнозе уровня Аральского моря . . . . .	64
Р. И. Гальперин. Об изменении ледового режима нижнего течения Сырдарьи в связи с изъятием стока . . . . .	71
Э. И. Монокрович. О социально-экономических последствиях усыхания Аральского моря . . . . .	79
А. Н. Молдагулова. К вопросу автоматизации создания архивов гидрометеорологических данных . . . . .	84
Р. Ю. Вальнер. О некоторых вопросах краткосрочного прогноза количества осадков . . . . .	88
И. Г. Гуршев. Некоторые случаи решения уравнения турбулентной диффузии . . . . .	95
Е. А. Тихонова. Особенности атмосферной циркуляции при различных изменениях температуры воздуха летом в Казахстане . . . . .	105
Е. Н. Панова. О прогнозе аномалии температуры воздуха на сезон для Казахстана . . . . .	111
Е. Е. Коченова. Способ расчета часовых сумм прямой радиации на стены различных ориентаций . . . . .	120
И. Г. Похиленко. О минимизации воздухоохраных затрат . . . . .	124
Т. Я. Денисова, К. Г. Макаревич, Г. Н. Чичасов. Современные колебания ледников Тянь-Шаня в диагнозе климата последних лет . . . . .	128
Р. И. Гальперин. К расчету ледового режима рек и каналов . . . . .	135
О. Е. Семенова, В. Г. Дейчева. К вопросу о переносе золы в регионе Экибастузского топливно-энергетического комплекса . . . . .	147

Сборник научных трудов

Труды КазНИГМИ, в. 102

ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В КАЗАХСТАНЕ

Редактор *Н. Г. Черникова*  
Техн. редактор *Н. А. Низяева*  
Корректоры *Р. А. Агафонова, А. М. Меретукова*

Сдано в набор 24.05.1988 г.	Подписано к печати 19.09.1988 г.	Т—12103
Формат 60×90 <sup>1/16</sup>	Бумага картогр.	Литературная гарнитура
Усл. печ. л. 10,0	Усл. кр.-отт. 10,39	Уч.-изд. л. 11,93
Зак. № 79	Индекс М-М—120	Цена 75 к.
		Печать офсетная Тираж 360 экз.

Московское отделение Гидрометеоздата. 123436 Москва, ул. Маршала Рыбалко, д. 8  
Московская типография № 5 ВГО «Союзучетиздат». 101000 Москва, ул. Кирова, д. 40.

УДК 551.571.35

**К оценке влияния понижения уровня Аральского моря на влажность воздуха в Северном и Восточном Приаралье.** Тулина Л. П. Труды КазНИГМИ, 1988, вып. 102, с. 3—8.

На основе данных наблюдений метеорологических станций установлено, что в связи с понижением уровня Аральского моря и иссушением Приаралья произошли существенные изменения влажностного режима в теплое полугодие. За счет антропогенного фактора понижение относительной влажности воздуха в прибрежной зоне составило 20—30%, в условиях дельты — 15—20% относительно средних значений влажности за период с 1936 по 1970 г. В среднем за 1981—1985 гг. в прибрежных районах относительная влажность воздуха понижалась при росте ее в регионе, обусловленном циркуляционными процессами.

Табл. 2. Ил. 1. Библ. 4.

УДК 551.557.2 : 551.589.1

**К вопросу о горизонтальном переносе влаги из восточных районов Приаралья.** Тулина Л. П. Труды КазНИГМИ, 1988, вып. 102, с. 8—19.

На основе расчета траекторий воздушных частиц на уровнях в атмосфере 850 и 700 гПа рассмотрены особенности переносов в южной половине Казахстана и дана статистическая повторяемость вероятности атмосферного стока из Восточного Приаралья по четырем секторам окружности. Установлено, что на уровне 850 гПа вынос воздушных частиц осуществляется по всем направлениям, но преимущественно в первые три сектора, на уровне 700 гПа преобладает атмосферный сток на восток и юго-восток. Продолжительность и направление атмосферного стока рассмотрены в связи с региональными циркуляционными переносами. Подчеркивается роль последних в рассеянии влаги над территорией Казахстана.

На основании сопоставления зон осадков и траекторий переноса воздушных частиц из районов Приаралья делается вывод о том, что летом наибольшая вероятность реализации переносимой над Казахстаном аральской влаги в осадках происходит в горах юго-востока Казахстана и Казахском мелкосопочнике.

Табл. 3. Ил. 2. Библ. 5.

УДК 556.16 : 556.18

**Об оценке влияния усыхания Аральского моря на режим увлажнения Казахстана.** Чичасов Г. Н. Труды КазНИГМИ, 1988, вып. 102, с. 19—28.

В настоящее время отсутствует единое мнение о масштабах влияния исчезновения Аральского моря. В литературе неоднократно высказывались предположения о возникновении над Аральским морем волновых возмущений на холодных фронтах, что может оказывать существенное влияние на погоду и климат довольно удаленных от него территорий. В качестве основного аргумента, подтверждающего этот тезис, обычно указывают на участвовавшую с середины 70-х годов повторяемость засушливых явлений в Казахстане.

Для проверки этой гипотезы анализируются средние месячные и средние годовые суммы осадков по территории Казахстана за условно-естественный период (1910—1960 гг.) и период, нарушенный хозяйственной деятельностью (1965—1985 гг.). Показано, что за последние десятилетия на большей части рассматриваемых станций месячные и годовые суммы осадков увеличились.

Делается вывод, что в явном виде влияние Аральского моря на режим увлажнения прослеживается до расстояний порядка 100 км от береговой линии.

Табл. 2. Библ. 9.

УДК 551.501.81.7

**Особенности распределения радиоэха облаков над северо-восточными районами Приаралья.** Чередниченко В. С. — Труды КазНИГМИ, 1988, вып. 102, с. 28—39.

Исследуются особенности распределения радиоэха облачности над северо-востоком Приаралья по сезонам года и оценивается влияние Аральского моря на поле облачности.

Построена карта распределения конвективной облачности над исследуемым районом, проанализировано ее распределение в зависимости от характера подстилающей поверхности и сезона года. Выявлено наличие двух максимумов в повторяемости высоты верхней границы облачности на 3—4 и 6 км весной, летом и осенью и одного на 4—5 км зимой.

Для количественной оценки влияния моря введен специальный коэффициент сравнимости  $k$ . Найдено, что в зависимости от сезона и времени суток, а также типа самой облачности море может стимулировать и препятствовать ее развитию, вычислены значения  $k$  для различных ситуаций. Показано, что влияние моря прослеживается в среднем на расстояние 40—60 км от берега и только в направлении переноса воздушных масс до 120 км.

Табл. 3. Ил. 2. Библ. 4.

УДК 551.515.3

**Оценка ветрового выноса песка и солей с осушенной части дна Аральского моря.** Семенов О. Е. Труды КазНИГМИ, 1988, вып. 102, с. 39—54.

Используя материалы экспедиционных измерений во время песчаносолевых бурь и наблюдения метеорологических станций за пыльными бурями и поземками, выполнена оценка объемов выноса песка и солей с осушенной части дна Аральского моря. В основу расчетов положена информация о среднем геометрическом размере частиц песка, скорости и направлении ветра во время явлений переноса и их продолжительности, зависимость общего расхода песка в приземном слое атмосферы высотой 10 м от динамического числа Фруда. В отличие от обычно используемого числа Фруда в динамическом скорость ветра заменена на динамическую скорость потока.

Получены скалярные и векторные оценки объемов переноса песка для осушенной части дна моря и для районов, примыкающих к морю с севера и востока. Наибольшие массы песка в регионе перемещаются ветром в районе Арала. В направлениях переноса отмечается резкое различие: севернее  $45^\circ$  с. ш. преимущественно перенос осуществляется в северо-восточном и восточном направлениях, южного — на запад и юго-запад.

Получены оценки объемов выноса песка и солей с основных осушенных очагов выветривания. Из зал. Сары-Чаганак в среднем многолетнем выносятся до 1,5 млн. т песка, из восточного очага выноса — до 5,8 млн. т в год. Солей из обоих очагов выносятся 50—70 тыс. т в год. В связи с продолжающимся отступлением моря следует ожидать дальнейшего увеличения выноса твердой фазы на окружающие районы.

Табл. 7. Ил. 3. Библ. 7.

УДК 551.515.3

**О переносе солей в составе твердой фазы во время песчано-солевых бурь.** Шапов А. П. Труды КазНИГМИ, 1988, вып. 102, с. 55—64.

Приведены материалы трехлетних экспедиционных исследований переноса солей в составе твердой фазы во время песчано-солевых бурь над осушенной частью дна Аральского моря. Дно представлено песчаными почвами и приморскими почвами с навейным песчаным чехлом. Описаны почвенные характеристики исследуемого района и условия переноса солей. Представлены данные об ионном составе и количестве солей, переносимых ветром в приземном слое. Во время песчано-солевых бурь наблюдается закономерное увеличение содержания солей в составе твердой фазы с высотой переноса. Преимущественно наблюдался перенос сульфатов.

Табл. 2. Ил. 4. Библ. 4.

УДК 551.583.(574).

**О тенденциях изменения климата Приаралья и их учете при прогнозе уровня Аральского моря.** Пилифосова О. В. Труды КазНИГМИ, 1988, вып. 102, с. 64—71.

Рассматриваются изменения климата Приаралья в связи с эпохами атмосферной циркуляции. С помощью критериев параметрической статистики доказана значимость отличия средних эпохальных характеристик климата Приаралья от их среднеепогодных значений. На основании прогноза изменения солнечной активности и анализа некоторых других факторов высказаны предположения о характере предстоящей эпохи. Предпринята попытка оценить будущие фоновые климатические условия Приаралья и возможность их учета при прогнозе уровня Аральского моря на ближайшую перспективу.

Табл. 2. Ил. 3. Библ. 5.

УДК 556.535.5

**Об изменении ледового режима нижнего течения Сырдарьи в связи с изъятием стока.** Гальперин Р. И. Труды КазНИГМИ, 1988, вып. 102, с. 71—79.

Сопоставлены сроки ледовых явлений осенью и весной с характеристиками температуры воздуха за три периода с существенно различным стоком Сырдарьи. На фоне значительных климатических колебаний выявлено более раннее начало ледообразования и ледостава и, напротив, более позднее вскрытие реки в последнее десятилетие, когда отъем стока был особенно значителен. Влияние динамического фактора на сроки вскрытия оценено с привлечением теплбалансовых расчетов. По самой осторожной оценке удлинение периода с ледовыми явлениями за счет отъема стока составило в нижнем течении реки не менее двух недель.

Табл. 2. Ил. 2. Библ. 4.

УДК (262.9) : (338+362)

**О социально-экономических последствиях усыхания Аральского моря.** Монокрович Э. И. Труды КазНИГМИ, 1988, вып. 102, с. 79—84.

Обсуждаются возможные подходы к экономической оценке последствий усыхания Аральского моря. Делается вывод о том, что эти последствия должны оцениваться не по прямым потерям, а по размерам снижения природного потенциала региона. Показана необходимость дальнейших социолого-экономических последствий для оптимального решения возникших социальных проблем.

Табл. 1. Библ. 5.

УДК 551.501.89

**К вопросу автоматизации создания архивов гидрометеорологических данных.** Молдагулова А. Н. Труды КазНИГМИ, 1988, вып. 102, с. 84—88.

Предлагается способ автоматизированной выборки значений гидрометеорологических наблюдений из базы данных информационно-логической обработки гидрометеорологической информации (ИЛО).

Показана возможность использования этих материалов в оперативном режиме для задач прогноза, а также пополнения существующих климатологических архивов. На примере оценки влияния усыхания Аральского моря на микроклимат прилегающих районов, показана возможность использования этой информации и в климатологии.

Ил. 1. Библ. 2.

УДК 551.509.324 (574)

**О некоторых вопросах краткосрочного прогноза количества осадков.** Вальнер Р. Ю. Труды КазНИГМИ, 1988, вып. 102, с. 88—95.

Показано, что одной из причин слабой оправдываемости прогнозов количества осадков является недостаточная точность расчета вертикальных скоростей, которые предлагается вычислять с помощью универсального метода расчета вертикальных скоростей.

Выводится уравнение для прогноза количества осадков, основанное на использовании универсального метода вычисления вертикальных скоростей и адвективного значения максимальной массовой доли водяного пара.

Библ. 4.

УДК 532.517.4

**Некоторые случаи решения уравнения турбулентной диффузии.** Гуршев И. Г. Труды КазНИГМИ, 1988, вып. 102, с. 95—105.

Излагается краткий вывод уравнения турбулентной диффузии загрязняющего вещества, учитывающий явление горно-долинных ветров и существование островов тепла на данной территории. Решение уравнения диффузии получено методом разделения переменных для случая внезапного прекращения выброса вредного вещества, также наличия источников, меняющих интенсивность выделения примесей во времени. При этом скорость ветра предполагалась постоянной величиной, либо функцией времени и координат, а коэффициенты турбулентной диффузии — постоянными. Показано существование накопления загрязняющего вещества и повышение его концентрации в случае возникновения штилей.

Библ. 5.

УДК 551.509.334

**Особенности атмосферной циркуляции при резких изменениях температуры воздуха летом в Казахстане.** Тихонова Е. А. Труды КазНИГМИ, 1988, вып. 102, с. 105—111.

Проведен анализ характеристик циркуляции на уровне  $H_{500}$  для экстремальных по температуре периодов летом в Казахстане и получены типовые поля. Выявлены особенности атмосферных процессов при экстремально холодных и теплых пятидневках.

Табл. 3. Ил. 1. Библ. 4.

УДК 551.509.323(574).

**О прогнозе аномалии температуры воздуха на сезон для Казахстана.** Панова Е. Н. Труды КазНИГМИ, 1988, вып. 102, с. 111—120.

Излагается метод прогноза среднесезонной температуры воздуха и ее аномалий для территории Казахстана. Информация о прогнозируемой величине и предсказателях представлена в виде коэффициентов разложения по эмпирическим ортогональным функциям. Для каждого сезона выявлено необходимое число коэффициентов разложения, наиболее полно описывающих прогнозируемое поле. Приводятся оценки прогнозов на независимых материалах.

Табл. 2. Ил. 2. Библ. 6.

УДК 551.521.31(574).

**Способ расчета часовых сумм прямой радиации на стены различных ориентаций.** Коченова Е. Е. Труды КазНИГМИ, 1988, вып. 102, с. 120—124.

Излагается способ графического определения сумм прямой солнечной радиации на вертикальные поверхности различных ориентаций для широтных зон Казахстана. Для построения графических зависимостей рассчитаны значения коэффициентов пересчета часовых сумм прямой радиации с горизонтальной на вертикальную поверхность  $k_v$  с помощью известных выражений.

Представленные зависимости в виде графиков и таблиц позволяют получить действительные и возможные суммы радиации на вертикальные поверхности для всех месяцев года и времени суток.

Табл. 1. Ил. 1. Библ. 4.

УДК 338.984 : 614.71

**О минимизации воздухоохраных затрат.** Похиленко И. Г. Труды КазНИГМИ, 1988, вып. 102, с. 124—127.

Рассмотрена модель управления эколого-экономической системы в части минимизации затрат при планировании и осуществлении воздухоохраных мероприятий. Алгоритм решения задачи основан на принципах оптимизации структуры мероприятий путем применения метода динамического программирования при поиске экстремума функций затрат и предотвращенного экономического ущерба, выражающего эффективность планируемых мероприятий.

Ил. 2. Библ. 4.

УДК 551.583.15 : 324.63.

**Современные колебания ледников Тянь-Шаня в диагнозе климата последних лет.** Денисова Т. Я., Макаревич К. Г., Чичасов Г. Н. Труды КазНИГМИ, 1988, вып. 102, с. 128—135.

Обсуждаются некоторые особенности изучения климата и его изменений в условиях усилившихся антропогенных воздействий. Для оценки тенденций изменения климата помимо температуры и осадков привлекались гляциологические характеристики ледника Туюксу. Совместный анализ этих данных подтвердил существующее мнение о начавшемся с середины 60-х годов потепления климата Казахстана. Однако степень этого потепления несколько преувеличена, ввиду того, что ранее для анализа тенденций изменения климата использовались станции, расположенные в крупных городах.

Метеорологический режим абляционного периода 1985 г. обусловил отрицательный летний баланс, равный  $111 \text{ г/см}^2$ , что на  $26 \text{ г/см}^2$  ниже его среднего многолетнего значения. Высота снеговой границы за рассматриваемый период поднялась на 35 м выше ее обычного места расположения. Делается вывод, что метеорологические условия 1985 г. были близкими к средним.

Ил. 3. Библ. 6.

УДК 556.535.5.

**К расчету ледового режима рек и каналов.** Гальперин Р. И. Труды КазНИГМИ, 1988, вып. 102, с. 135—147.

Показано, что плотность теплового потока на поверхности воды, используемая в формулах для определения характеристик ледового и термического режима водных объектов, тесно коррелируются с температурой воздуха и скоростью ветра. Приведены зависимости, позволяющие определить плотность теплового потока на поверхности воды в период охлаждения на реках равнинного Казахстана минуя трудоемкие теплобалансовые вычисления. Исследованы статистические связи различных характеристик ледового режима рек с температурными показателями. Сделан вывод о возможности применения для расчетов этих характеристик их эмпирических зависимостей от температуры воздуха взамен теплобалансовых расчетов.

Табл. 2. Ил. 3. Библ. 6.

УДК 551.551.8.

**К вопросу о переносе золы в регионе экибастузского топливно-энергетического комплекса.** Семенов О. Е., Дейчева В. Г. Труды КазНИГМИ, 1988, вып. 102, с. 147—154.

Проведено исследование золы отвалов в регионе ЭТЭКа. Определен дисперсный состав золы, который хорошо аппроксимируется логарифмически нормальной функцией. Приведены данные о критической скорости начала выветривания золы, полученные в аэродинамической трубе. Даны критические значения скорости ветра различной обеспеченности в пересчете для уровня установки ветроизмерительных приборов метеостанции (10 м).

Табл. 3. Ил. 1. Библ. 4.