

УДК 551.515.532.5.18

Канд. техн. наук И.Г. Гуршев *

К ВОПРОСУ РАСЧЕТА СКОРОСТИ ВОЗДУШНО-ПЕСЧАНОГО ПОТОКА И ДЛИНЫ ПУТИ ПЕРЕНОСА ЧАСТИЦ ПЕСКА ВО ВРЕМЯ ПЕСЧАНОЙ БУРИ*СКОРОСТЬ ВОЗДУШНО-ПЕСЧАНОГО ПОТОКА, ДЛИНА ПУТИ ПЕРЕНОСА ПЕСЧАНЫХ ЧАСТИЦ*

Обсуждается возможный вариант оценки скорости воздушно-песчаного потока на различных высотах приземного слоя атмосферы. Дается сравнение рассчитанных значений с результатами измерений в полевых условиях. Приводится оценочный расчет дальности переноса частиц песка во время песчаной бури. Масштабы длины выноса аэрозолей могут достигать от нескольких сотен до нескольких тысяч километров.

При нейтральной термической стратификации приземного слоя атмосферы, профиль скорости ветра $u(z)$ с изменением высоты описывается уравнением

$$u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \ln z / z_0, \quad (1)$$

где u_* – динамическая скорость потока, $\kappa = 0,4$ – постоянная Кармана, z – направленная вертикально вверх координата, начало которой находится на песчаной поверхности, z_0 – параметр шероховатости поверхности, принимаемый в однофазных воздушных потоках постоянной величиной. Однако во время песчаных бурь величина z_0 является переменной величиной, изменяющейся на несколько порядков с изменением скорости ветра [3]. Это усложняет выполнение расчетов по формуле (1).

В связи с этим предлагается для упрощения расчетов вместо z_0 использовать высоту h_0 возникновения критической скорости ветра u_k , при которой начинается перенос частиц песка. Пусть на высоте $z = h_0$

* г. Санкт-Петербург

скорость воздушного потока будет равна критической скорости u_k для частиц песка определенного размера. В этом случае равенство (1) имеет следующий вид

$$u_k = \frac{u_*}{\kappa} \ln h_0 / z_0 . \quad (2)$$

Из уравнения (2) находим следующее равенство

$$\frac{1}{z_0} = \frac{1}{h_0} \exp \left(\frac{\kappa u_k}{u_*} \right) . \quad (3)$$

Подставляя соотношение (3) в равенство (1), получаем, что скорость потока на произвольной высоте $z = h_1$ равна

$$u = \frac{u_*}{\kappa} \ln \left(\frac{h_1}{h_0} \exp \frac{\kappa u_k}{u_*} \right) = u_k + \frac{u_*}{\kappa} \ln \frac{h_1}{h_0} . \quad (4)$$

Параметр h_0 является величиной определяемой из опытных данных. Формально формула (4) совпадает с предложенным Багнольдом уравнением для описания профилей скорости потока при переносе песка [5]. Багнольд обнаружил, что профили скоростей ветропесчаного потока в полулогарифмическом масштабе с ростом динамической скорости изменяют угол наклона, как бы вращаясь около некоторой точки (фокуса) на уровне $z = \delta$. Он предложил для описания профилей скорости потока при переносе песка формулу

$$u(z) = 5,751g \frac{z}{\delta} + u_\delta ,$$

где δ – уровень, на котором скорость потока сохраняет постоянную величину u_δ независимо от изменения скоростей в остальной части потока. Багнольд получил для крупного песка из пустынь Ливии ($x_0 \approx 270$ мкм) следующие значения параметров этой формулы: $\delta = 0,3$ см и $u_\delta = 2,5$ м/с в трубе и $\delta = 1$ см и $u_\delta = 4$ м/с – для полевых условий [5]. Позднее была обнаружена изменчивость обоих параметров δ и u_δ . Для упрощения в рассматриваемых ниже случаях значение h_0 принято постоянным и равным $h_0 \sim 2 \cdot 10^{-2}$ м.

Необходимо отметить, что u_k является переменной величиной, так как она зависит как от размера частиц песка, так и от высоты измерения. Дальнейшие расчеты проводились с использованием значений u_k , и среднего геометрического размера частиц исследованных образцов песка, опубликованных в работе [3].

В нижеследующей таблице приведены результаты расчетов по формуле (4) величин скоростей u_T и сравнение с измеренными величинами скоростей потоков $u_{\text{Э}}$ на высоте $h_1 = 1$ м [3]. В этой же таблице даются интервалы изменений динамической скорости u_* потоков, пределы изменений скоростей потоков $u_{\text{Э}}$ и среднего геометрического размера частиц песка x_0 .

Таблица

Сравнение измеренных скоростей потоков $u_{\text{Э}}$ на высоте одного метра с расчетными u_T

Дата	u_* , м/с	$u_{\text{Э}}$, м/с	u_T , м/с
1980 г. $x_0 = 210$ мкм, $u_k \approx 4,6$ м/с			
21июня	0,22...0,35	5,9...7,7	6,7...8,0
23июня	0,40...0,50	8,3...10,6	8,5...9,5
1981 г. $x_0 = 270$ мкм, $u_k \approx 5,0$ м/с			
28 июня	0,69	11,8	11,6
6 июля	0,24...0,57	7,0...10,9	7,3...10,5
7 июля	0,29...0,42	7,5...7,9	7,3...8,9
9 июля	0,33...0,38	5,7...6,8	8,2...8,5
10 июля	0,46...0,56	9,3...10,6	8,9...10,5
1982 г. $x_0 = 108$ мкм, $u_k \approx 3,6$ м/с			
9 июня	0,28...0,36	6,0...7,1	6,3...7,1
12 июня	0,28...0,37	7,2...8,1	6,3...7,3
13 июня	0,35...0,45	7,1...8,1	7,3...7,9
21июня	0,25...0,42	6,7...7,8	6,0...7,7
1983 г. $x_0 = 100$ мкм, $u_k \approx 3,6$ м/с			
28 июня	0,32...0,45	6,8...8,2	6,7...7,9
4 июля	0,24...0,34	5,5...6,9	5,9...6,9
5 июля	0,24...0,36	5,1...6,4	5,9...7,1
6 июля	0,27...0,38	4,7...6,4	6,3...7,3
1984 г. $x_0 = 120$ мкм, $u_k \approx 3,7$ м/с			
12 июня	0,29...0,74	6,1...11,1	6,5...10,9

Дата	u_* , м/с	$u_{\text{э}}$, м/с	u_T , м/с
13 июня	0,26...0,42	5,9...7,6	6,0...7,6
16 июня	0,75...0,94	9,8...12,6	10,0...12,7
1986 г. $x_0 = 78$ мкм, $u_k \approx 3,7$ м/с			
16 июня	0,29...0,40	6,7...8,8	6,5...7,6
17 июня	0,23...0,30	5,5...7,0	6,0...6,6
18 июня	0,36...0,44	7,4...8,6	7,2...8,0
19 июня	0,24...0,30	6,2...7,6	6,0...6,6
21 июня	0,18...0,41	5,9...8,2	5,5...7,6
1989 г. $x_0 = 105$ мкм, $u_k \approx 3,6$ м/с			
25 июня	0,22...0,53	5,1...8,5	5,7...8,7
27 июня	0,23...0,48	4,4...6,5	5,9...8,2
1990 г. $x_0 = 97$ мкм, $u_k \approx 3,6$ м/с			
15 июня	0,21...0,27	5,3...6,5	5,5...6,3
16 июня	0,36...0,51	5,4...6,6	7,1...8,6
17 июня	0,27...0,46	4,7...6,8	6,2...7,9
18 июня	0,29...0,77	4,8...10,2	6,3...11,0
21 июня	0,25...0,53	6,3...8,2	5,9...8,6
1991 г. $x_0 = 104$ мкм, $u_k \approx 3,6$ м/с			
4 октября	0,27...0,39	5,6...7,0	6,3...7,3
10 октября	0,50...0,70	7,6...8,6	8,2...10,2
1992 г. $x_0 = 105$ мкм, $u_k \approx 3,6$ м/с			
30 мая	0,26...0,60	6,6...10,4	6,1...9,5
4 июня	0,29...0,55	5,6...9,3	6,4...9,1
1998 г. $x_0 = 108$ мкм, $u_k \approx 3,6$ м/с			
23 сентября	0,18...0,29	4,7...6,7	5,2...6,3
26 сентября	0,22...0,43	5,2...7,8	5,8...7,5

Дополнительно рассмотрим следующее: измерения в полевых условиях 16 июня 1984 г. показали, что на высоте $h_1 = 16$ м преобладает перенос частиц песка с размером $x_0 = 60$ мкм. Перенос таких частиц на этой высоте происходил при средних скоростях потока в пределах 19,0...21,0 м/с и значениях u_* в интервале 0,75...0,95 м/с [3].

При расчете скорости потока ориентируемся на следующие значения: $u_k \approx 4,4$ м/с, $u_* = 0,75$ м/с, $h_0 \sim 2 \cdot 10^{-2}$ м. В этом случае по формуле (4) находим скорость потока $u_T \sim 17,1$ м/с на высоте 16 м. Если $u_* = 0,95$ м/с, то при использовании упомянутых значений для h_1 , u_k , h_0 определяем $u_T \sim 20,4$ м/с.

Несмотря на сделанные при расчетах допущения в выборе значений параметров в формуле (4), полученные результаты коррелируют с наблюдаемыми значениями скоростей ветра.

Необходимо отметить, что формула (4) может быть использована при выполнении оценочных расчетов длины пути переноса частиц песка. Определение расстояния s , на которое могут быть перенесены частицы песка во время песчаной бури, является важной задачей, как в практическом, так и в теоретическом отношениях.

Предположим, что длина пути переноса песка s зависит от высоты h_1 поднятия частиц песка над поверхностью, скорости гравитационного падения w_g частицы песка, скорости потока $u(h)$ на высоте h_1 . В соответствии с методом анализа размерностей допустим существование следующего соотношения [1, 4]

$$s = cu^x w_g^y h_1^a, \quad (5)$$

где c – некоторая безразмерная постоянная, x , y , a – безразмерные показатели степени.

Обозначим размерность длины в горизонтальном и вертикальном направлениях через L_0 и L_1 , времени – T . Определяем размерности величин, входящих в формулу (5): $[u] = L_0 T^{-1}$, $[w_g] = L_1 T^{-1}$, $[h_1] = L_1$. В этих формулировках квадратными скобками обозначена размерность величины.

Равенство размерностей

$$L_0 = (L_0 T^{-1})^x (L_1 T^{-1})^y L_1^a. \quad (6)$$

Показатели степени у L_0 , L_1 , T в левой и правой частях равенства (6) должны быть равны, поэтому получаем следующие равенства для:

$$\begin{aligned} L_0 & 1 = x, \\ L_1 & 0 = y + a, \\ T & 0 = -x - y. \end{aligned}$$

Отсюда получаем $x = 1$, $y = -1$, $a = 1$ и формула (5) принимает следующий вид

$$s = c h_1 \frac{u(h_1)}{w_g}. \quad (7)$$

Используя формулу (4), находим зависимость для оценки длины пути переноса песка

$$s = c \frac{h_1}{w_g} \left(u_k + \frac{u_*}{K} \ln \frac{h_1}{h_0} \right). \quad (8)$$

Результаты анализа проб воздуха во время песчаных бурь самолёт-лабораторией на высоте 1500 м над осушенной частью Аральского моря показывают, что счетная функция распределения частиц песка по размерам имеет сложный вид с максимумами в точках 3,5 мкм, 8,4 мкм [2] и 40 мкм [3]. Обнаруженные в пробах воздуха частицы песка имеют скорости падения $w_g \sim 10^{-2} \dots 10^{-3}$ м/с. Такое предположение согласуется с достаточно большим временем нахождения указанных частиц в атмосфере (3...30 час) [3], в связи с чем, будем оценивать длину пути переноса частиц песка с вышеуказанными величинами скоростей падения w_g . Проведем оценку величины s по порядку величин, входящих в формулу (8). Принимаем $h_1 \sim 10^3$ м, $w_g \sim 10^{-2}$ м/с, $u_k \sim 1$ м/с, $u_* \sim 0,1$ м/с, $h_0 \approx 0,02$ м. Подставляя значения параметров в формулу (8), получаем $s \sim c \cdot 370,3$ км. Если принять $c = 1$, то находим $s \sim 370,3$ км.

Таким образом, расстояние переноса аэрозолей, имеющих малую гидродинамическую крупность, может составлять по порядку величины несколько сотен километров, что качественно согласуется с данными анализа космических снимков шлейфов песчаных бурь, приведенными в работе [3]. В заключение отметим, что при использовании вышеназванных значений для h_1 , u_k , u_* , h_0 , а также $w_g \sim 10^{-3}$ м/с, получим по формуле (8) $s \sim c \cdot 3703$ км. Для $c = 1$ получаем $s \sim 3703$ км, т.е. дальность выноса очень мелких частиц может достигать несколько тысяч километров. Таким образом, масштабы длины выноса аэрозолей может достигать от нескольких сотен до нескольких тысяч километров.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аленицын А.Г., Бутиков Е.И., Кондратьев А.С. Краткий физико-математический справочник. – М.: Наука, 1990. – 308 с.
2. Жвалев В.Ф., Дьяченко Л.Н., Романова Т.С. Изменение прозрачности атмосферы и аэрозольных характеристик в регионе Аральского моря // Мо-

- ниторинг природной среды в бассейне Аральского моря / Под ред. Ю.А. Израэля и Ю.А.Анохина. – СПб.: Гидрометеиздат, 1991. – С. 132-143
3. Семенов О.Е. Введение в экспериментальную метеорологию и климатологию песчаных бурь. – Алматы: ИП Волкова, 2011. – 580 с.
 4. Чертов А.Г. Физические величины (терминология, определения, обозначения, размерности, единицы). – М.: Высшая школа, 1990. – 334 с.
 5. Bagnold R.A. The physics of blown sand and desert dunes. – London: Methuen. 1954. – 265 p.

Поступила 1.06.2015

Техн. ғылымд. канд. И.Г. Гуршев

**АУА-ҚҰМДЫҚ АҒЫН ЖЫЛДАМДЫҒЫН ЖӘНЕ ҚҰМДЫ ДАУЫЛ
КЕЗІНДЕГІ ҚҰМ БӨЛШЕКТЕРІНІҢ ТАСЫМАЛДАНУ ЖОЛ
ҰЗЫНДЫҒЫН ЕСЕПТЕУ СҰРАҚТАРЫНА**

Ауаның жерлік қабатының әртүрлі биіктігіндегі ауалық құмды ағынның жылдамдығын бағалаудың әртүрлі нұсқасы қарастырылады. Есептелген нәтижелермен далалық жағдайда өлшенген көрсеткіштердің салыстырулары ұсынылады. Құмды дауыл кезіндегі құм бөлшектерінің тасымалдану ұзақтығын бағалау есептері келтірілген. Аэрозоль шығаруларының ұзындық масштабы бірнеше жүзден бірнеше мың километрге жетеді.

УДК 551.324.86

Доктор геогр. наук Е.Н. Вилесов*

**ИЗМЕНЕНИЕ СОСТОЯНИЯ ОЛЕДЕНЕНИЯ СЕВЕРНОГО
МАКРОСКЛОНА ИЛЕ АЛАТАУ ЗА 60 ЛЕТ (1955...2015 гг.)***КАТАЛОГ ЛЕДНИКОВ, ДИНАМИКА, АККУМУЛЯЦИЯ, АБЛЯЦИЯ,
БАЛАНС МАССЫ*

По материалам Каталогов оледенения северного склона Иле (Заилийского) Алатау, составленных на 1955, 1979, 1990 и 2008 гг., характеризуются величины и темпы сокращения основных морфометрических показателей ледников – их площадей, длин и объемов, а также баланса их массы за 53 года. Оценивается состояние ледников в 2015 г.

Введение. Левые притоки нижнего течения р. Или начинаются из ледников северного склона Иле Алатау. Он простирается на 280 км с запада на восток по 43° с.ш. в пределах 75...78° в.д.

Иле Алатау наибольших высот, 4000 м и более, достигает в центральной части, имеющей протяженность 140...150 км. Высшей точкой хребта является пик Талгар (4978 м) (рис. 1). Водораздельный гребень хребта на большей части своего протяжения имеет относительно небольшое расчленение. Вершины гор лежат почти на одном уровне и над прилегающими участками долин поднимаются невысоко – на 800...1000 м. В Талгарском узле глубина расчленения более значительна. Амплитуда высот вблизи пика Талгар достигает 2000 м. Здесь возвышаются пики альпийского облика: Актау (4686 м), Караульчитау (4500 м), Копр (4631 м), Металлург (4600 м) и др.

Современное оледенение на северном склоне Иле Алатау лежит между 76°18' и 78°00' в.д. Первой с запада рекой с ледниковым питанием является р. Узункаргалы. К востоку от нее текут реки Чемалган, Каскелен, Аксай, Большая и Малая Алматинки, Талгар, Иссык и Тургень.

Материалы и методы. Первые достаточно достоверные сведения о размерах оледенения северного склона Иле Алатау в середине прошлого века приведены в монографии Н.Н. Пальгова [9]. По данным [9], тогда здесь насчитывалось 194 ледника с общей площадью 297 км².

* КазНУ им. аль-Фараби, г. Алматы

Первоначальной же «точкой отсчета» слежения за состоянием ледниковой системы северного склона Иле Алатау послужил 1955-й год, когда здесь впервые была проведена аэрофотосъемка (АФС), охватившая весь макросклон хребта. Ее материалы легли в основу составленного нами, совместно с Р.В. Хониным, Каталога ледников бассейнов левых притоков р. Или [4], а также карты оледенения хребта в масштабе 1:100000. В этом Каталоге, выполненном в соответствии с рекомендациями «Руководства» [10], точность определения площадей ледников составляла 0,1 км², а их длин – 0,1 км.



Рис. 1. Высшая точка Иле Алатау – пик Талгар (4978 м).

Летом 1979 г. была осуществлена вторая АФС, покрывшая территорию гляциальной зоны хребта. По ее данным в 1987 г. была создана новая карта оледенения хребта в масштабе 1:25000. Точность определения площадей увеличилась, по сравнению с [4], на порядок и составила 0,01 км², а ошибка их измерений не превышала 2...3 %. Результаты этих определений обобщены в наших работах [1, 2].

В сентябре 1990 г. проведена третья сплошная АФС рассматриваемой ледниковой системы. Площади отдешифрированных контуров ледников вычислялись по карте 1987 г. уже не планиметром, а с помощью палетки (размер ячейки = 1 мм²), что обеспечило возможность определения площади льда с точностью 0,001 км².

Наконец, еще один, четвертый по счету, Каталог ледников северного склона Иле Алатау по их состоянию на 2008-й год составлен по данным космических снимков Ikonos, ALOS, IRS и Landsat-7 в двух вариантах – А.Л. Кокаревым [5] и автором. Определение параметров ледников производилось в ГИС программе MapInfo. К сожалению, при составлении этого Каталога не удалось определить высотные отметки высших и низших точек ледников, а также высоты фирновой линии (границы питания).

Тем не менее, имеющиеся данные за четыре «реперных» года (1955, 1979, 1990 и 2008) позволяют выявить изменения основных показателей оледенения, получить объективную количественную информацию о темпах и интенсивности этих изменений для суждения о направленности процессов массообмена и современной эволюции изучаемой ледниковой системы за период 1955...2008 гг. Нумерация ледников в Каталогах 1979, 1990 и 2008 гг., в целях преемственности, производилась в соответствии с первым Каталогом [4]. Вновь появившимся, вследствие распада, ледникам присваивались те же номера с добавлением индекса – буквы русского алфавита.

По данным А.Л. Кокарева [5], в 2008 г. в пределах рассматриваемого района насчитывался 441 ледник с площадью открытой части 171,958 км² и объемом 6,898 км³. При этом число ледников с площадью > 0,1 км² составило 220 единиц, а с площадью < 0,1 км² – 221. По варианту автора, в 2008 г. здесь имелись 383 ледника с площадью 171,477 км² и объемом 5,5481 км³. В нашем варианте количество ледников с площадью > 0,1 км², как и в [5], составило 220 единиц, а число ледников с площадью < 0,1 км² – 163, на 58 единиц меньше, чем в [5]. Можно полагать, что эти 58 ледяных объектов являются не настоящими «живыми» ледниками, а неподвижными скоплениями льда на склонах, неиграющими к тому же никакой роли в формировании ледникового стока. Показательно, что разница в определении ледниковых площадей в обоих вариантах несущественна, менее 0,3%, что свидетельствует о достаточно высокой точности этих определений.

Динамика оледенения. Ниже рассмотрены изменения основных характеристик оледенения северного склона Иле Алатау, полученные автором за четыре временных среза, охватывающих 53 года (1955...2008 г.).

Изменение количества ледников. Как и в других ледниковых районах, изменение численности ледников происходило за счет: 1) их полного стаивания, 2) распада крупных ледников на более мелкие и 3) отчленения притоков. За прошедший период в целом по макросклону в сумме преобладали второй и третий процессы, что привело к увеличению числа ледников (табл. 1).

За весь период в границах ледниковой системы растаяли десятки ледников. Все растаявшие ледники располагались на отрогах хребта с небольшими абсолютными высотами и малым вертикальным диапазоном. Они относились к группе ледников склонов, висячим и каровым, с преобладающей площадью 0,05...0,1 км². Однако обусловленное стаиванием

уменьшение количества ледников с лихвой перекрывается их увеличением за счет их разделения, а также в результате обнаружения «новых» ледников, неучтенных ранее и обозначенных на картах, как снеговые пятна площадью порядка 0,01 км². Небольшое число ледников с площадью < 0,1 км² в 1979 г. как раз и объясняется неучетом таких ледников. Количество ледников с площадью > 0,1 км² за 53 года уменьшилось на 43, т.е. на 16 %. Число же мелких ледников увеличилось в 3,7 раза. Если в 1955 г. по численности явно преобладали ледники с площадью > 0,1 км² (более 85 %), то в 2008 г. число крупных ледников сократилось до 57 %.

Таблица 1

Изменение численности ледников разных размеров

Год, период	Число ледников с площадью, км ²		
	> 0,1	< 0,1	Всего
1955	263	44	307
1979	251	16	267
1990	232	98	330
2008	220	221	441
Изменение численности ледников по периодам			
1955...1979	-12	-28	-40
1979...1990	-19	+82	+63
1990...2008	-12	+123	+111
1955...2008	-43	+177	+134

Изменение общего количества ледников по частным бассейнам макросклона хребта представлено в табл. 2.

Таблица 2

Изменение общего числа ледников по бассейнам рек в реперные годы

Бассейн реки	Число ледников				Изменение числа ледников		
	1955	1979	1990	2008	1955-79	1979-90	1990-08
Узункаргалы	16	15	19	40	-1	+4	+21
Чемолган	10	9	10	18	-1	+1	+8
Каскелен	20	18	22	32	-2	+4	+10
Аксай	18	16	19	31	-2	+3	+12
Каргалинка	7	7	10	14	0	+3	+4
Бол. Алматинка	49	45	55	86	-4	+10	+31
Мал. Алматинка	12	12	19	11	0	+7	-8
Талгар	92	77	98	124	-15	+21	+26
Иссык	49	37	39	52	-12	+2	+13
Тургень	34	31	39	33	-3	+8	-6
Итого	307	267	330	441	-40	+63	+111

Только в бассейне Малой Алматинки количество ледников сократилось (всего лишь на один), в бассейне Каргалинки оно осталось прежним, в остальных бассейнах оно увеличилось. За счет распада и выявления мелких ледничков, пропущенных в ранних каталогизациях, общее количество ледников к 2008 г. по ледниковой системе в целом увеличилось на 76 единиц, т.е. на 25 % от их числа в 1955 г.

Изменение площади оледенения. Сопоставление данных Каталогов ледников за четыре реперных года показывает весьма заметное сокращение площади оледенения района (табл. 3).

Таблица 3

Изменение площади оледенения (км²) по частным бассейнам северного макросклона Иле Алатау за 1955...2008 гг.

Бассейн	Год				Период	в %
	1955	1979	1990	2008	1955...2008	
Узункаргалы	12,9	10,31	9,169	7,818	-5,082	-39,4
Чемолган	2,6	2,24	1,540	1,324	-1,276	-49,1
Каскелен	13,5	12,86	10,667	8,687	-4,813	-35,6
Аксай	13,5	12,49	10,644	9,255	-4,245	-31,4
Каргалинка	3,9	2,89	2,439	2,348	-1,552	-39,8
Б. Алматинка	33,9	25,25	21,938	17,432	-16,468	-48,6
М. Алматинка	9,3	8,12	6,353	5,674	-3,626	-39,0
Талгар	112,5	89,24	79,702	67,450	-45,050	-40,0
Иссык	49,5	36,77	34,755	31,526	-17,974	-36,3
Тургень	35,7	28,88	26,338	20,456	-15,244	-42,7
Итого	287,3	229,05	203,540	171,970	-115,33	-40,1

Как показывают данные табл. 3, наибольшему сокращению подверглось мелкое дисперсное, рассредоточенное на большой территории оледенение бассейнов Чемолгана, Каргалинки и Большой Алматинки. Менее значительны потери площади льда у ледников бассейнов Аксая, Иссыка и Тургени, часто залегающих в глубоких и затененных «закоулках» рельефа.

Увеличение численности ледников к 2008 г. способствовало увеличению дробности оледенения, показателем которой служит средняя площадь ледника в системе. Изменение этого показателя по реперным годам представлено в табл. 4.

В 1955 г. средняя площадь ледника в трех бассейнах – Талгара, Иссыка и Тургени – была > 1 км². К 1979 г. такой средней площадью обладали ледники только одного бассейна – Талгара. В 1990 г. во всех бассейнах макросклона средняя площадь ледника стала уже < 1 км². Наибольшим сокращением средней площади, в 2,6 раза, отличились ледники бассейнов

Чемолгана и Большой Алматинки, а наименьшим, в 1,5 раза, ледники выдвинутого к северу бассейна р. Малой Алматинки. По макросклону в целом средняя площадь ледника сократилась на 0,55 км², или в 2,4 раза.

Таблица 4

Изменение средней площади ледника (км²) за 1955...2008 гг.

Бассейн	Год				Период
	1955	1979	1990	2008	1955...2008
Узункаргалы	0,81	0,69	0,48	0,20	-0,61
Чемолган	0,26	0,25	0,15	0,07	-0,19
Каскелен	0,68	0,71	0,48	0,27	-0,41
Аксай	0,75	0,78	0,56	0,30	-0,45
Каргалинка	0,56	0,41	0,24	0,17	-0,39
Б. Алматинка	0,69	0,56	0,40	0,20	-0,49
М. Алматинка	0,78	0,68	0,33	0,52	-0,26
Талгар	1,22	1,16	0,81	0,54	-0,68
Иссык	1,01	0,99	0,89	0,61	-0,40
Тургень	1,05	0,93	0,68	0,62	-0,43
Среднее	0,94	0,86	0,62	0,39	-0,55

Представляет также интерес изменение размеров самых крупных ледников макросклона хребта за 53 года. В 1955 г. первую пятерку самых больших по площади ледников составляли: Дмитриева – 17,0 км² (рис. 2), Шокальского – 10,8 км² (рис. 3), Горного института – 9,4 км² (рис. 4), Григорьева – 8,5 км² и Пальгова – 7,1 км². За прошедшие годы в процессе деградации ледники Горного института и Григорьева разделились на 3 ледника, ледник Дмитриева – на 4 (к 2012 г. он распался уже на 6 отдельных ледников – рис. 5), а ледник Шокальского – на 7 самостоятельных ледников. В результате в 2008 г. самым крупным по площади остался ледник Дмитриева, точнее его левая ветвь – 5,655 км², за ним следуют ледники Кассина – 4,896 км², Пальгова – 4,713 км² и Горного института – 4,200 км².



Рис. 2. Ледник Дмитриева (№ 134) в бассейне р. Левый Талгар.



Рис. 3. Котловинный ледник Шокальского (№ 167) в бассейне р. Средний Талгар.



Рис. 4. Ледник Горного института (№ 234) в бассейне р. Тургенъ.



Рис. 5. Ледник Дмитриева (в центре) на космоснимке 2012 г.

За 53 года площадь оледенения северного макросклона хребта сократилась на 115,83 км², с 287,3 до 171,47 км², т.е. на 40,3 % (рис. 6). Средняя скорость сокращения площади ледников за весь период составила 2,185 км²/год, или по 0,76 %/год.

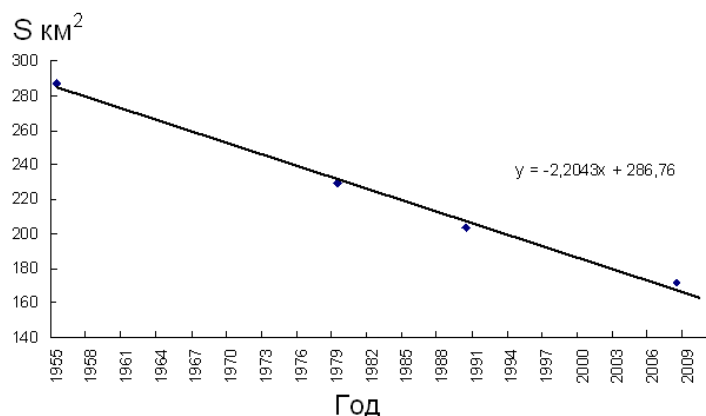


Рис. 6. Динамика сокращения площади ледников северного склона Иле Алатау за 1955...2008 гг.

В работе [2] расчетным путем (пропорционально средней летней температуре воздуха на высоте границы питания) была определена площадь оледенения исследуемого района для 1930 г. в 334 км². Таким образом, за последние 78 лет ледники здесь лишились 162 км², или почти половины (точнее – 48,5 %) своей площади.

Изменение длины ледников. Общая деградация оледенения района четко проявилась не только в сокращении площади льда, но и в уменьшении длины ледников, в основном вследствие их отступления (табл. 5).

Таблица 5
Изменение средней длины ледников (км) за 1955...2008 гг.

Бассейн	Год				Период
	1955	1979	1990	2008	1955...2008
Узункаргалы	1,29	1,13	0,96	0,51	-0,78
Чемолган	0,77	0,71	0,55	0,38	-0,39
Каскелен	1,18	1,02	0,73	0,53	-0,65
Аксай	1,38	1,32	1,06	0,63	-0,75
Каргалинка	1,20	0,97	0,70	0,48	-0,72
Б. Алматинка	1,24	1,02	0,85	0,56	-0,68
М. Алматинка	1,34	1,25	0,76	0,98	-0,36
Талгар	1,80	1,59	1,18	1,07	-0,73
Иссык	1,57	1,34	1,17	0,95	-0,62
Тургень	1,49	1,33	0,98	1,03	-0,46
Среднее	1,47	1,29	0,99	0,78	-0,69

По ледниковой системе в целом средняя длина ледников за 53 года уменьшилась на 690 м, или на 47 %. Некоторое увеличение средней длины от 1990 к 2008 г., отмечено у ледников бассейнов Малой Алматинки и Тургени. Оно связано с резким уменьшением имеющих небольшие длины мелких ледничков в результате их стаивания. Наибольшее относительное сокращение длины, от 50 до 60 %, испытали ледники западного фланга хребта, в междуречье Узункаргалы – Большая Алматинка. Существенно меньшие потери своей протяженности, от 30 до 40 %, имели ледники восточной части хребта, в междуречье Малой Алматинки – Тургени, где основные массы льда залегают на значительно больших абсолютных высотах (почти до 5000 м в бассейне Талгара), чем на западе.

В 1955 г. средняя длина ледников во всех бассейнах, кроме Чемолгана, была > 1 км (с максимумом в 1,9 км в бассейне Левого Талгара). В 2008 г. такая длина сохранилась лишь в двух бассейнах – Талгар и Иссык. Для всех же ледников системы она стала < 1 км (780 м). В 1955 г. самым длинным был ледник Конституции в бассейне Левого Талгара (рис. 7) – 5,7 км. В 2008 г. он сохранил свое первенство по этому показателю, несмотря на то, что за эти годы его длина сократилась на 1,27 км – до 4,43 км.

При изучении колебаний ледников важно знать не столько изменение их общей длины, сколько величину отступления их концов. Средняя скорость отступления концов ледников в системе оценивается в 10...12 м/год. В целом за 53 года здесь не зафиксировано ни одного случая наступания ледников или даже их стационарного состояния.

Изменение объема ледников и оценка их баланса массы. Сокращение площади и длины ледников, сопровождавшееся понижением уровня поверхности льда, естественно, привело к уменьшению их толщины и объема содержащегося в них льда. Объемы ледников за 1955, 1979 и 1990 гг. рассчитывались по известной формуле Мазо-Глазырина [7], учитывающей характерные особенности морфометрии ледников. Объемы ледников в 2008 г. подсчитаны А.Л. Кокаревым по формулам, разработанным Ю.Я. Мачеретом и П.А. Черкасовым [8, 11] по данным радиозондирования ледников Джунгарского Алатау.

По мнению автора, расчеты объемов льда для условий Заилийского Алатау по формулам, представленным в [8, 11], не совсем адекватно отражают действительные запасы льда этого хребта. Об этом говорят простые сопоставления объемов ледников, взятых наугад (случайной выборкой) из Каталога 2008 г. [5].



Рис. 7. Ледник Конституции.(№ 137) в бассейне Левого Талгара.

Совершенно очевидно, что максимальным объемом и наибольшей средней толщиной льда должны обладать долинные ледники, а не ледники висячих долин и не шлейфовые и, тем более, не карово-висячие. Из данных Каталога 2008 г. следует, что средняя толщина типичных долинных ледников Туюксу (рис. 8), Городецкого левый, Дмитриева-г, Тогузак левый, Северцова, Шокальского, Шокальского-в, Григорьева 1 и 2 и других, заключена в пределах 42...44 м. Средние же толщины висячих долинных ледников Богдановича, Туристов, Советских альпинистов, С. Стальского, Фрунзе, № 178 и других, шлейфовых ледников Молодежный, Кокбулак, № 228, № 230, Гляциологов и других варьируются в интервале 50...54м, т.е. на 20...25 % больше, чем у ледников долин. Даже висячий каровый ледник № 244-а в бассейне р. Тургень толще (48 м), чем названные выше долин-ные ледники. А максимальной средней толщиной льда в ледниковой системе обладает, оказывается, не какой-нибудь из долинных, а шлейфовый ледник № 227 в той же долине р. Тургень – 57 м (!). Напрашивается вывод: величина суммарного объема льда в системе для 2008 г., равная 6,799 км³ [5, 6], явно завышена (примерно на 20 %).



Рис. 8. Долинный ледник Туюксу (в центре) и шлейфовый ледник Молодежный (справа).

Оценку объема льда в 2008 г. произвели следующим образом. В [2] была установлена линейность изменения площади оледенения в 1955...1979...1990 гг. во всех частных бассейнах хребта. В [5, 6] эта закономерность была подтверждена с привлечением данных 2008 г. Об этом свидетельствует и рис. 6. Вполне резонно предположить, что объемы ледников изменяются также по линейному закону, т.к. при их расчетах по всем методам, в том числе по [7], главным аргументом служит именно площадь льда. В действительности так и оказалось. На рис. 9, для примера, показано изменение рассчитанных по [7] объемов ледников в бассейнах Иссыка и Талгара, содержащих наибольшие площади льда, и по ледниковой системе в целом за три реперных года – 1955. 1979 и 1990.

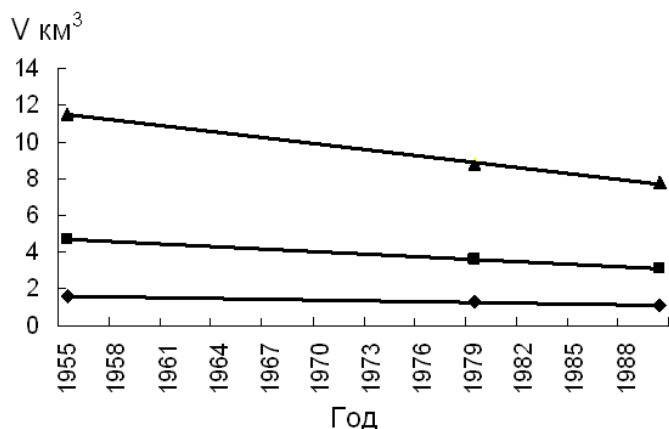


Рис. 9. Сокращение объемов ледников за 1955...79...90 гг. в бассейнах Иссыка (нижняя линия), Талгара (средняя линия) и ледниковой системы северного склона Иле Алатау (верхняя линия).

По всем частным бассейнам хребта для всех четырех реперных лет, включая 2008-й год, были получены величины объемов ледников, рассчитанные, что очень важно, по одной и той же формуле Н.В. Ерасова [3]. Изменение объемов льда за рассматриваемый период представлено в табл. 6.

Объем ледников, рассчитанный по [3], в 2008 г. оказался равным 5,5481 км³, на 1,25 км³ или на 22 % меньше, чем в Каталоге 2008 г. [5, 6]. За весь период ледники района потеряли 49,5 % от своего объема в 1955 г., по 0,93 %/год.

По рассчитанным потерям объема льда, отнесенным к средней площади оледенения, были оценены величина и знак баланса массы ледниковой системы в целом за 53 года. Среднее годовое значение баланса массы оледенения за этот период оказалось равным – 40,2 г/см². Иначе

говоря, общая безвозвратная потеря массы со всей площади ледников за это время составила около 22 м в слое воды.

Таблица 6

Изменение объема ледников (км³) по бассейнам рек на северном склоне Иле Алатау за 1955...2008 гг.

Бассейны	Год				Период 1955...2008
	1955	1979	1990	2008	
Узункаргалы	0,417	0,307	0,2777	0,2010	-0,2160
Чемолган	0,054	0,047	0,0322	0,0244	-0,0296
Каскелен	0,575	0,555	0,5047	0,4871	-0,0879
Аксай	0,490	0,455	0,4029	0,3754	-0,1146
Каргалинка	0,160	0,102	0,0863	0,0441	-0,1159
Б. Алматинка	1,164	0,781	0,6835	0,4201	-0,7439
М. Алматинка	0,339	0,280	0,2234	0,1766	-0,1624
Талгар	4,704	3,580	3,1100	2,3161	-2,3879
Иссык	2,068	1,449	1,3505	0,9297	-1,1383
Тургень	1,569	1,273	1,1429	0,9338	-0,6352
Всего	11,540	8,829	7,8141	5,9083	-5,6317

К 2015 г. в бассейнах рассматриваемого района растаяли около шести десятков мелких ледников с площадью 0,05 км² и менее, и число ледников здесь к этому году уменьшилось до 318. Согласно расчетам по формулам сложных процентов, эти ледники имеют площадь 162,5 км² и объем почти 5,2 км³.

Заключение. Таким образом, за 60 лет, с середины прошлого века до середины второй декады нынешнего столетия, площадь оледенения района сократилась на 124,8 км², с 287,3 до 162,5 км², или на 43,4 %, а объем уменьшился на 6,3 км³, с 11,54 до 5,2 км³, или почти на 55 %. Представленные здесь материалы о состоянии ледников за четыре временных среза объективно отражают зафиксированные в Каталогах пространственно-временные изменения в сокращении площади и объема оледенения северного склона Иле Алатау. Эти материалы однозначно указывают на устойчиво сохраняющуюся общую тенденцию в преобладании отрицательного баланса массы ледников и их деградации в течение всего исследованного периода. С большой долей вероятности можно полагать, что такая тенденция сохранится в ближайшие десятилетия.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вилесов Е.Н., Макаревич К.Г., Поляков В.Г. Пространственно-временная изменчивость ледниковой системы Заилийского Алатау // МГИ. – 1993. – Вып. 76. – С. 90-95.

2. Вилесов Е.Н., Уваров В.Н. Эволюция современного оледенения Заилийского Алатау в XX веке. – Алматы: КазНУ, 2001. – 252 с.
3. Ерасов Н.В. Метод определения объема горных ледников // МГИ. – 1968. – Вып. 14. – С. 307-308.
4. Каталог ледников СССР. Том 13. Вып. 2. Часть 1. Бассейны левых притоков р. Или от устья р. Курты до устья р. Тургень. – Л.: Гидрометеиздат, 1967. – 79 с.
5. Кокарев А.Л. Оценка современных изменений горноледниковых систем Юго-Восточного Казахстана: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук – Алматы, 2009. – 20 с.
6. Кокарев А.Л., Шестерова И.Н. Изменение ледниковых систем северного склона Заилийского Алатау во второй половине XX и начале XXI вв. // Лед и снег. – 2011. – № 4 (116). – С. 39-46.
7. Мазо А.Б., Глазырин Г.Е. Метод расчета объема стационарного горного ледника // Труды САРНИГМИ. Гляциология горных областей. – 1986. – Вып. 117 (198). – С. 88-98.
8. Мачерет Ю.Я., Черкасов П.А., Боброва Л.И. Толщина и объем ледников Джунгарского Алатау по данным аэрорадиозондирования // МГИ. – 1988. – Вып. 62. – С. 59-71.
9. Пальгов Н.Н. Современное оледенение в Заилийском Алатау. – Алма-Ата: АН КазССР, 1958. – 312 с.
10. Руководство по составлению Каталога ледников СССР. – Л.: Гидрометеиздат, 1966. – 154 с.
11. Черкасов П.А. Расчет составляющих водно-ледового баланса внутриконтинентальной ледниковой системы. – Алматы: Каганат, 2004. – 334 с.

Поступила 13.07.2015

Геогр. гылымд. докторы Е.Н. Вилесов

60 ЖЫЛДАҒЫ (1955...2015) ІЛЕ АЛАТАУЫНЫҢ СОЛТҮСТІК МАКРОБӨКТЕРІНІҢ МҰЗ БАСУ ЖАҒДАЙЫНЫҢ ӨЗГЕРУІ

1955, 1979, 1990 және 2008 жылдарында құрастырылған Іле Алатауының солтүстік бөктерінің мұз басу каталогы мәліметтері бойынша мұздықтардың негізгі морфометриялық корсеткіштің азаю қарқыны, олардың шамалары мен ауданы, ұзындығы және көлемі, сонымен қатар 53 жылдағы салмақ балансы сипатталады. 2015 ж. мұздықтарының жағдайы бағаланады.