

А. М. МХИТАРЯН, М. Г. ДАГЕСТАНИЯН, З. А. ЗОРЯН, Н. А. ПЕТРОСЯН

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ТРАНСФОРМАЦИИ ВОЗДУШНОГО ПОТОКА НАД ГОРНЫМ ВОДОЕМОМ

Под трансформацией воздушного потока, обычно, понимают изменение его характеристик под влиянием подстилающей поверхности, как, например, изменение скорости движения, температуры и влажности воздушного потока при переходе от одной подстилающей поверхности к другой. Трансформация происходит из-за изменения гидродинамических характеристик подстилающей поверхности, например, шероховатости, а также ее теплофизических характеристик, в частности, когда имеет место температурная неоднородность в горизонтальном направлении. Указанные причины приводят к некоторому изменению коэффициента турбулентного перемешивания.

Таким образом, при переходе воздушного потока, например, с суши на водоем изменяется скорость его движения, температура и влажность, а также их вертикальное распределение в приводном слое воздуха. Следует отметить, что эти изменения происходят одновременно и взаимно обусловлены. Поэтому при рассмотрении вопроса следует привлекать всю систему уравнений гидротермодинамики.

Вместе с тем совершенно ясно, что при решении ряда прикладных задач, например, расчета испарения с поверхности водоема, необходимо знать значения температуры и влажности воздуха, скорости ветра и других характеристик именно на водной поверхности в то время, как соответствующие измерения проводятся, как правило, на береговых гидрометеорологических станциях.

В работе [2] приведены наиболее часто употребляемые эмпирические формулы для расчета скорости ветра, влажности и температуры воздуха над водной поверхностью водоемов по береговым данным. В [14] в наиболее систематическом виде рассмотрены вопросы трансформации указанных элементов теоретически на основе решений упрощенных уравнений. Следует подчеркнуть, что результаты теоретических исследований с достаточной для практических целей точностью совпадают с результатами экспериментальных данных.

При переходе от поверхности суши к поверхности воды скорость ветра, как правило, увеличивается вследствие уменьшения трения о поверхность воды или уменьшения шероховатости. Наиболее резкие изменения происходят в довольно узкой прибрежной полосе. Температура и

влажность изменяются до определенного предельного значения, причем даже при очень длительном пребывании воздушного потока над водной поверхностью влажность воздуха не достигает насыщения. Все эти выводы хорошо известны и относятся к равнинным водоемам.

В работе [11], при расчетах испарения с поверхности оз. Севан, было показано, что для водоемов, находящихся в горных условиях, решение задачи значительно усложняется вследствие появления довольно развитой местной циркуляции. В теоретических работах по трансформации рассмотрены различные стороны вопроса [3—9, 14, 16], в [2, 8, 11, 15] приведены экспериментальные данные, которых вообще очень мало. Определенный интерес представляют работы [1, 7, 12, 13], особенно [3, 14]. Но во всех этих работах задача решается для равнинных водоемов. Ниже приводятся некоторые экспериментальные данные о трансформации воздушного потока над горным водоемом. Этот вопрос представляет не только некоторый теоретический интерес, но и имеет конкретное практическое значение.

§ 1. Некоторые данные о трансформации воздушного потока над озером Севан

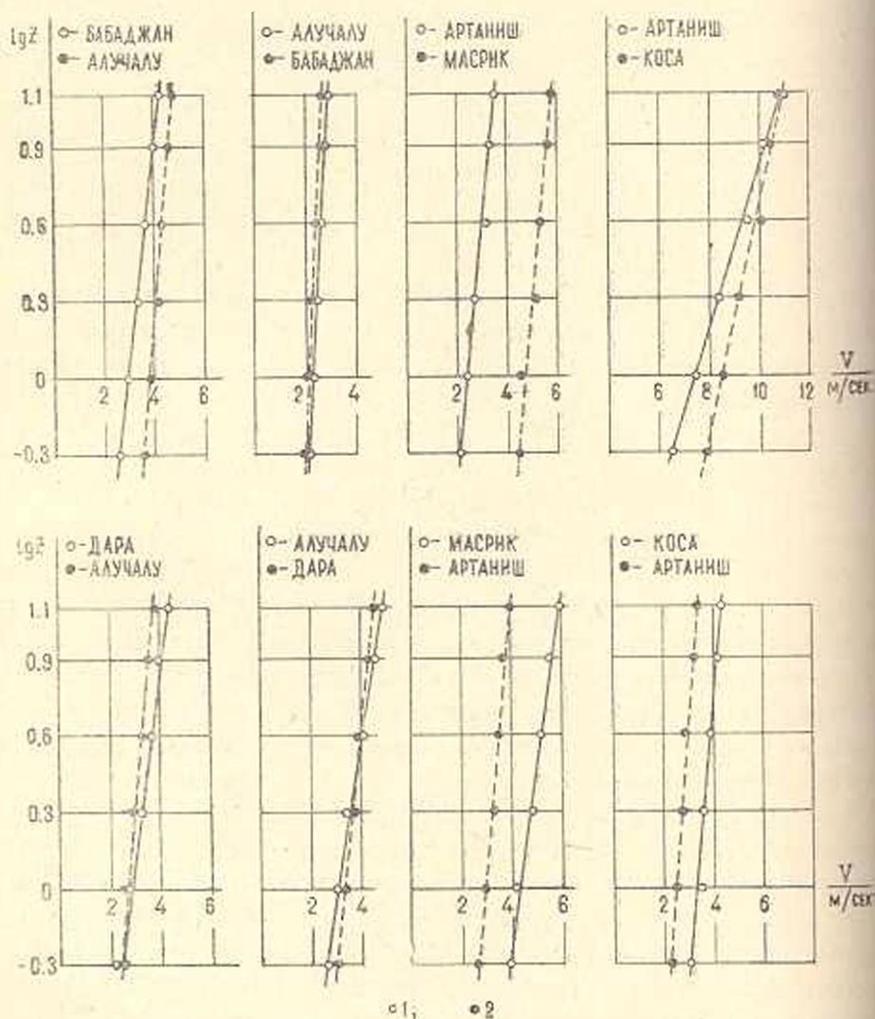
В работе [11] для расчетов температуры и влажности воздуха над озером Севан был применен интегральный метод в то время, как для расчета скорости ветра пришлось районировать акваторию озера и применить различные связи для различных районов.

На основании большого количества непосредственных наблюдений было показано, что влажность воздуха над озером в среднем за год на 8% больше, чем на берегу. В отдельные месяцы эта разность достигает значительно больших величин. В зимних условиях происходит значительное повышение температуры воздуха под влиянием озера.

Что касается скорости ветра, то было показано, что непосредственные измерения на прибрежной открытой части озера в нескольких пунктах позволяют надежно определить эту величину для всего озера. Это утверждение основано на том, что, с одной стороны, сказывается влияние гор, приводящее к уменьшению скорости ветра по сравнению с измеряемой ее величиной на берегу вследствие растекания. С другой стороны, скорость ветра увеличивается вследствие уменьшения шероховатости. Очень часто эти два фактора в значительной степени компенсируют друг друга.

При исследованиях гидрометеорологического режима оз. Севан и его бассейна проводилось большое количество одновременных наблюдений за профилем ветра, влажностью и температурой воздуха. Часть материалов этих наблюдений позволяет осветить и трансформацию полей температуры, влажности и ветра.

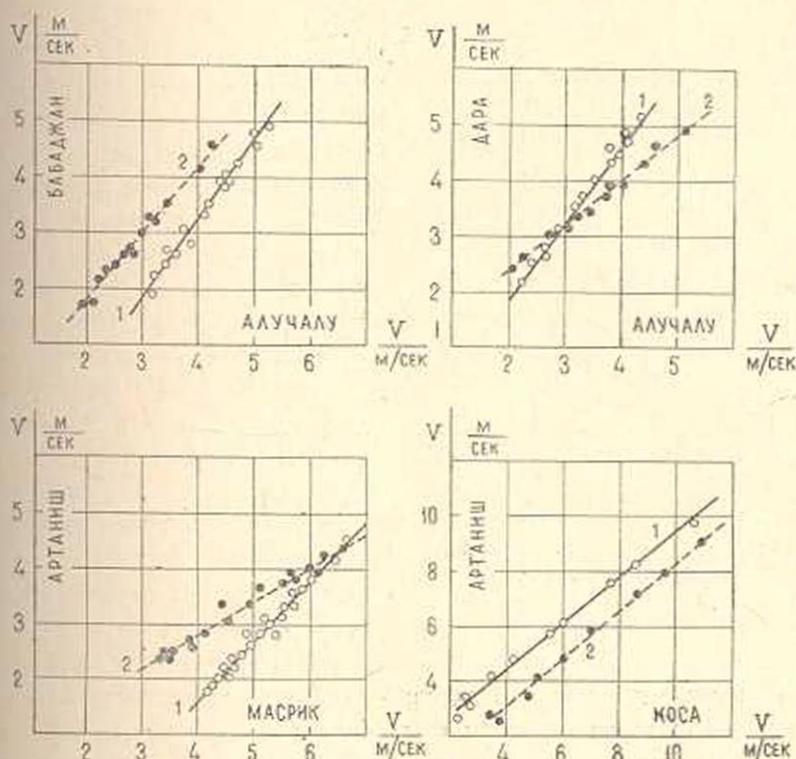
С этой целью из наблюдений 1957—1962 гг. выбирались те, при которых ветер имел одинаковое направление. Эти результаты представлены на фиг. 1 и 2.



Фиг. 1. Трансформация профиля скорости ветра. 1—профили до начала; 2—после трансформации.

Как видно из фиг. 2, ветер приходит с Алучалу [10] в Бабаджан и с Алучалу в Дара почти без изменений, при этом температура воздуха изменилась соответственно с 1,6 до 1,7° в зимнее время, и с 14,9 до 15,6° летом, то есть всего на 0,1 и 0,7°, а влажность воздуха с 4,5 до 5 мб и с 10,5 до 11,3 мб, соответственно. Относительная влажность при этом соответственно изменилась с 64 до 73% и с 63 до 66%. Ветер между этими же пунктами приходит с Бабаджана в Алучалу значительно усиливаясь, когда с Дары в Алучалу приходит, наоборот, несколько ослабляясь. При этом температура воздуха изменяется от -0,3 до 1° и от 13,5 до 13,9°, а влажность в первом случае остается почти без изменений.

(вследствие низких температур отсутствует испарение), удельная же влажность уменьшается, во втором случае происходит довольно большой рост влажности с 9,6 до 11,3 мб, а удельная влажность увеличивается с 62 до 73%.



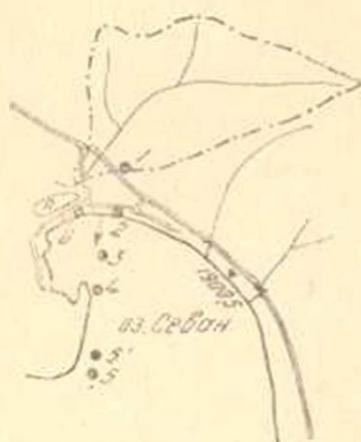
Фиг. 2. Трансформация величины скорости ветра на высоте 2 м. 1—исходный пункт на оси ординат; 2—исходный пункт на оси абсцисс.

§ 2. О трансформации воздушного потока над Артанишской бухтой

Для исследования вопроса трансформации ветра при переходе от одной подстилающей поверхности (суша) к другой (вода), Артанишская бухта является наиболее благоприятным местом (см. фиг. 3). Во-первых, это объясняется тем, что в летнее время с гор к озеру дует ветер в устойчивом направлении, что дает возможность длительное время непрерывно вести наблюдения в нескольких пунктах по направлению ветра. Во-вторых, как видно из фиг. 3, очертание контура Артанишской бухты такое, что коса (точка 4) используется как озерный пункт, что дает возможность увеличить число створов. Поэтому в 1962—1964 гг. на Артанишской бухте были проведены экспериментальные работы по изучению трансформации ветра, температуры и влажности воздуха.

Одновременные наблюдения проводились либо в 5 пунктах, либо только в трех 2, 3, 4 или 2, 4, 5, причем на горе и на катере скорость

ветра, влажность и температура воздуха измерялись на высоте 2 м, в пунктах берег, плот и коса были установлены мачты, где измерялись скорости на 6 высотах 0,5; 1,0; 2,0; 4,0; 8,0 и 12,0 м (или 16 и 24 м на косе) и специальные мачты для психрометров, установленных на высотах 0,25; 0,50; 1,0 и 2,0 м.



Фиг. 3. Схема Артаншской бухты. 1—гора; 2—берег; 3 и 5—плот; 4—коса; 51—катер.

Таким образом, изучалось изменение профиля ветра в 12-метровом слое (на косе 24 м) на расстоянии 2 км, когда плот устанавливался в точке 3, в центре залива, и—4 км, когда плот был установлен в точке 5, на открытой акватории озера. Там же изучались профили температуры и влажности воздуха в двухметровом слое.

Наблюдения в 1962 г. проводились с 15 по 25 августа, в 1963 г.—с 25 по 31 августа, в 1964 г.—с 2 августа по 3 сентября. При наблюдениях 1962 и 1963 гг. с 2 по 8 августа и с 27 августа по 1 сентября 1964 г. плот был установлен в центре залива, с 9 по 26 августа плот был установлен в точке 5.

Полученные данные наблюдений отдельно для каждого часа обрабатывались и сводились в специальные таблицы. Затем эти данные были сгруппированы по интервалам скоростей для одного и того же направления ветра. Группировались данные по скорости ветра на высоте 2 м на плоту. Затем осредненные таким образом данные сводились в специальные таблицы и наносились на графики в полулогарифмической шкале. Эти результаты представлены на фиг. 4—7, и частично в табл. 1.

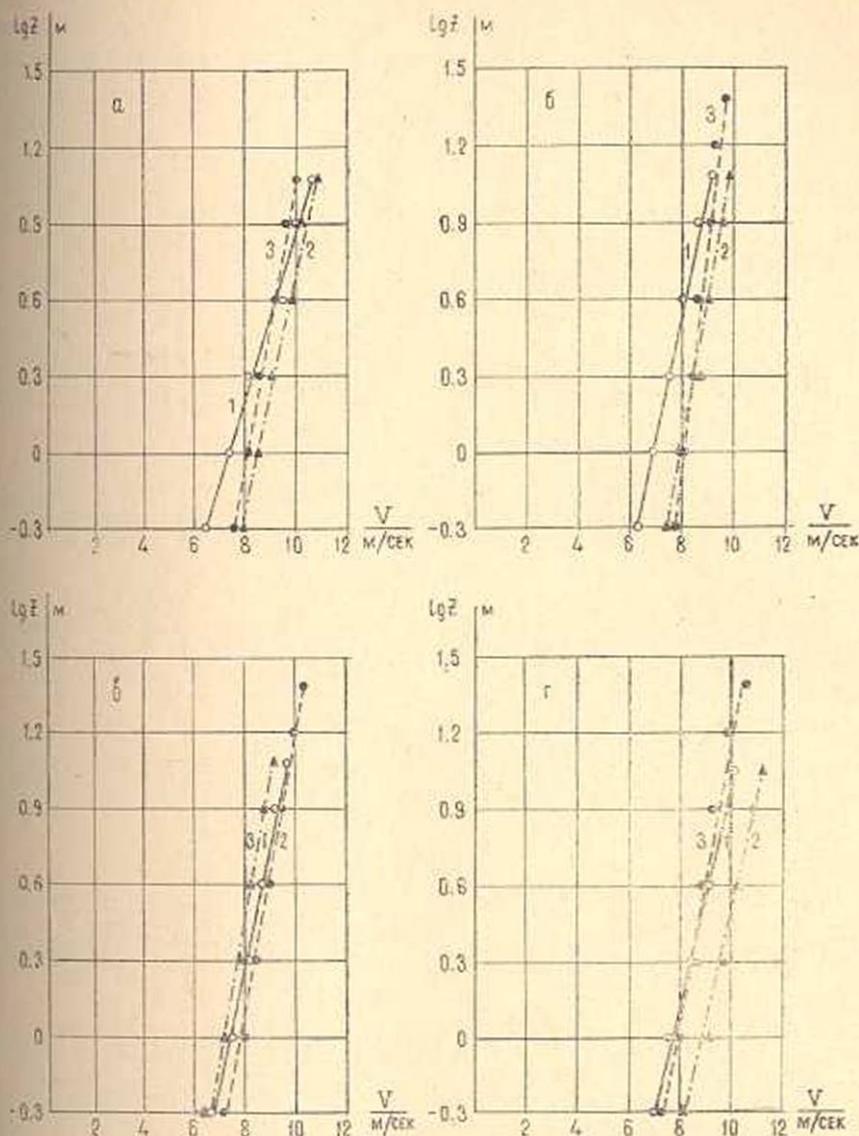
Точки хорошо ложатся на логарифмическую кривую

$$v = \frac{v_*}{\lambda} \ln \frac{z}{z_0} \quad (2.1)$$

Здесь v_* —динамическая скорость; λ —постоянная, z_0 —параметр шероховатости. В табл. 1 приведены $-\lg z_0$ и величины $\lambda/2,3 v_*$, являющиеся обратной величиной углового коэффициента прямых (2.1).

Далее, данные 1964 г. были сгруппированы и по интервалам разности температур вода—воздух (ΔT), а также по интервалам параметра устойчивости $\Delta T/v_*^2$, причем $\Delta T = T_0 - T_2$. Эти результаты здесь не приведены.

При соответствующей обработке, по интервалам ли скорости ветра, разности температур вода—воздух или по интервалам параметра устойчивости, одновременно группировались и данные о температуре и влажности воздуха и температуре поверхности воды.



Фиг. 4. Профили скорости ветра, а—1962 г.; б—1963 г.; в—1964 г.; плот в точке 5; г—1964 г.: 1—берег; 2—плот; 3—коса.

Следует отметить, что, во-первых, за указанные эти 41 час наблюдений в среднем $\Delta T = 3^\circ\text{C}$, а скорость ветра на плоту на высоте 2 м $v_2 = 7,9$ м/сек. и, во-вторых, данные за те 13 часов, когда плот был в центре залива, приведены в среднем за этот срок.

§ 3. Краткий анализ полученных результатов

Как показывает фиг. 4, трансформация скорости ветра происходит непрерывно вдоль потока, когда ветер направлен с суши на водоем. При этом происходит некоторое увеличение скорости ветра и поворот профиля в сторону увеличения углового коэффициента пря-

Таблица 1

Трансформация профиля скорости ветра (1964 г., август).
Направление ветра с суши (ССВ).
(Плот на расстоянии 4 км)

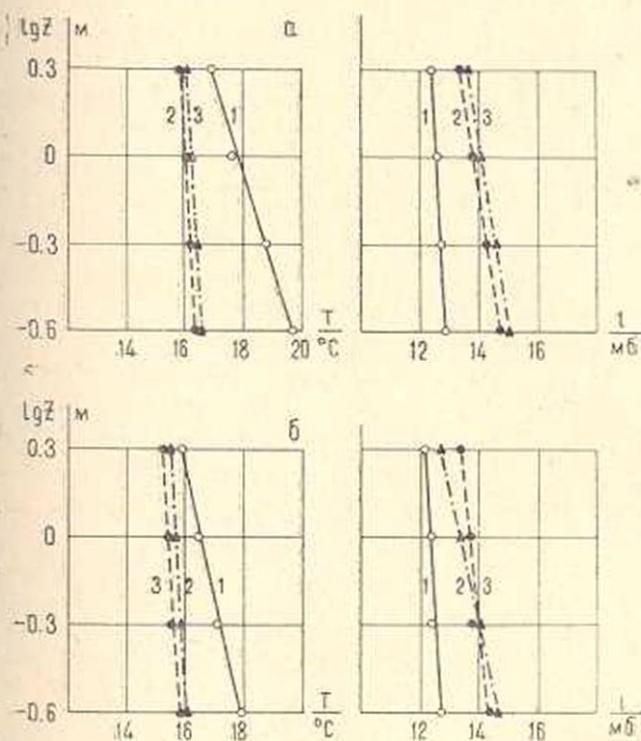
Пункты	Число час- совых на- блюдений	Скорость ветра в м/сек на высотах в м										
		24	16	12	8	4	2	1	0,5	r	$\frac{\chi}{2,3v_2}$	
$v_2 < 5,9$ м/сек												
б	8	—	—	6,0	5,8	5,5	5,2	4,7	4,1	0,98	0,715	3,2
к	8	5,7	5,5	—	5,2	5,0	4,8	4,8	4,3	0,98	1,28	5,8
п	8	—	—	4,2	4,1	3,7	3,6	3,5	3,2	0,99	1,40	4,7
$6 - v_2 = 7,9$ м/сек												
б	8	—	—	9,5	9,1	8,4	8,0	7,4	6,6	1,00	0,493	3,0
к	8	9,3	9,0	—	8,5	8,2	7,7	7,2	6,4	0,99	0,60	4,2
п	8	—	—	7,8	7,5	7,2	6,9	6,4	5,8	0,99	0,72	4,3
$8 - v_2 = 9,9$ м/сек												
б	16	—	—	10,4	9,9	9,2	8,7	8,0	7,0	0,99	0,418	3,2
к	16	11,4	10,9	—	10,3	9,7	9,2	8,6	7,6	0,99	0,470	3,9
п	16	—	—	10,1	9,7	9,2	8,8	8,1	7,3	1,00	0,51	4,6
$v_2 > 10$ м/сек												
б	9	—	—	12,1	11,5	10,7	10,0	9,3	8,3	1,00	0,375	3,4
к	9	13,1	13,2	—	12,3	11,7	11,2	10,1	9,2	1,00	0,88	3,8
п	9	—	—	12,8	12,1	11,3	10,8	9,9	8,8	1,00	0,36	3,5
средняя												
б	41	—	—	9,7	9,3	8,7	8,2	7,5	6,6	1,00	0,46	3,4
к	41	10,7	10,0	—	9,3	8,9	8,5	8,0	7,1	1,00	0,54	4,2
п	41	—	—	9,1	8,8	8,2	7,9	7,3	6,5	1,00	0,55	3,3

б—берег; *к*—коса; *п*—плот.

мых. Это видно из фиг. 4, где a соответствует данным за 1962 г., b —1963, $в$ —1964—в среднем за 41 час, когда плот установлен на открытой акватории озера и $г$ —1964 г. в среднем за 13 часов, когда плот в центре залива. Здесь хорошо видны и рост скорости вдоль шлюза, и уменьшение параметра шероховатости и рост величины χ/r .

Таблица 1 показывает, что только для двух из трех створов (плот, коса, 1962—63 гг., или коса и плот, 1964 г.) параметр шероховатости увеличивается с ростом скорости. В среднем за все время наблюдений на косе $\lg z_0 = -5,8$ при скорости ветра $v_2 = 5$ м/сек закономерно изменяется до $\lg z_0 = -3,84$ при $v_2 = 10$ м/сек. Эти результаты представлены на фиг. 6— a для всех пунктов. На плоту $\lg z_0 = -4,8$ при $v_2 = 5$ м/сек и $\lg z_0 = -4,0$ при $v_2 = 10$ м/сек. При этом на берегу по данным 1962—1964 гг. параметр шероховатости не проявляет заметных изменений и составляет $\lg z_0 = -2,3$ по данным 1962 г. и $-3,1$ по данным 1964 г. В среднем при изменении скорости ветра на высоте 2 м от 4 до 12 м/сек имеем $\lg z_0 = -3$. Следует по-

черкнуть, что логарифмический профиль ветра оправдывается и по данным береговых наблюдений, хотя имела место сильная неустойчивость. Разность температур почва—воздух достигла десятков градусов.

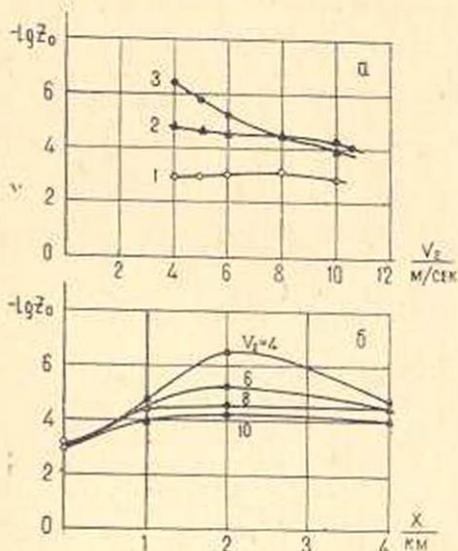


Фиг. 5. Профили температуры и влажности. *а*—плот в точке 5; *б*—плот в точка 3 (фиг. 3). 1—берег; 2—плат (б), коса (а); 3—плат (а), коса (б).

На фиг. 6—б показана трансформация величины $-\lg z_0$ при движении потока от берега к косе, от берега до плота по данным для различных интервалов скорости ветра на высоте 2 м, т. е. при $v_2=4$; 6; 8 и 10 м/сек. Как показывает этот график, при движении потока от берега к косе происходит уменьшение параметра шероховатости, причем это особенно заметно для малых и средних скоростей. При сильных ветрах z_0 особенно не трансформируется, даже на расстоянии 4 км, так как, очевидно, мало время пребывания потока над волной поверхностью указанной ширины. Некоторые нарушения закономерности вносит коса, которая по разному реагирует на различные скорости ветра.

Анализ полученных результатов показывает, что во всех случаях, когда воздушный поток при сильной неустойчивости (большие разности температур почва—воздух, $\Delta T_n = T_n - T_0$) переходит на волную поверхность при слабой неустойчивости, вследствие больших разностей $T_n - T_0$, происходит значительное увеличение скорости

ветра, более значительный рост влажности и значительное уменьшение температуры воздуха, причем, если воздух был много холоднее



Фиг. 6. Зависимость параметра шероховатости от скорости ветра (а) и расстояния от берега (б). 1—берег; 2—плот; 3—коса.

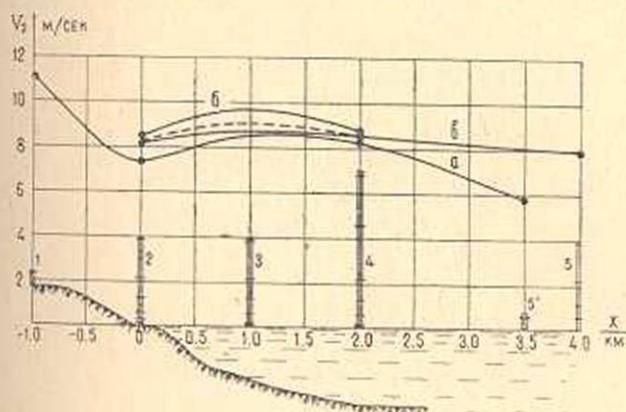
в центре залива, представлены на фиг. 7. В среднем получается следующая картина. Скорость ветра на расстоянии 1 км увеличивается на 13%, 2 км—8% и 4 км—уменьшается на несколько процентов. Следует отметить, что точка на кривой 2 фиг. 7 с абсциссой 3,5 км соответствующая данным на катере, вызывает сомнение, так как катер дрейфовал и оказывался на защищенном участке, что приводило к занижению скорости.

Таблица
Трансформация скорости ветра, температуры и влажности воздуха на высоте 2 м
Направление ветра с суши

x, км	1962 г. 33 часа		1963 г. 20 часов		1964 г., 41 час					
	v_z	K_v	v_z	K_v	v_z	T_2	e_2	K_v	K_T	K_e
0	8,2	1,0	7,6	1,0	8,2	16,9	12,4	1,0	1,0	1,0
1	9,0	1,10	8,7	1,15	—	—	—	—	—	—
2	8,6	1,05	8,5	1,12	8,9	15,8	13,4	1,09	0,94	1,0
4	—	—	—	—	7,9	15,8	13,5	0,96	0,94	1,0

x, км	1964 г., 13 часов						1964 г., 2 часа					
	v_z	T_2	e_2	K_v	K_T	K_e	v_z	T_2	e_2	K_v	K_T	K_e
0	8,4	16,3	12,2	1,0	1,0	1,0	7,8	13,1	12,1	1,0	1,0	1,0
1	9,6	15,5	12,7	1,14	0,95	1,04	8,0	13,6	12,9	1,03	1,04	1,0
2	8,6	14,7	13,4	1,02	0,90	1,10	7,1	13,6	13,4	0,91	1,04	1,1

Фиг. 7 показывает, что если скорость ветра по данным 1963 г. на горе была равна 11,1 м/сек, то далее было: 7,4—на берегу, 8,5—на плоту (3), 8,3—на косе (4) и 6,8—на открытой части озера Севан (5), на катере. Такая же картина между берегом и косой получена в 1964 г. за те 13 часов, когда плот был установлен в точке 3 (фиг. 7—б). В случае, когда плот был установлен в точке 5 (фиг. 7—в), в точке 3 наблюдения не велись, поэтому часть кривой между точками 2 и 3 изображена пунктиром.



Фиг. 7. Трансформация величины скорости ветра на высоте 2 м вдоль воздушного потока по данным за 1963 (а), 1964 (б), когда плот в центре залива (точка 3) и 1964 гг. (в), когда плот в точке 5.

Подробные данные по интервалам скорости ветра и разности температур вода—воздух приведены в табл. 3.

С целью исключения влияния берега проводились специальные наблюдения в вечерние часы, когда разность температур почва (T_n)—вода (T_0) была мала. В среднем за эти сроки было $T_n - T_0 = 2,5^\circ$ на берегу и $1,6^\circ$ —на косе. На водной поверхности было $T_0 - T_2 = 3,6$, в то же время $T_n - T_0 = -1,0$ на берегу и -2° на косе.

В этом случае ветер почти не трансформировался, температура воздуха увеличивалась незначительно и лишь рост влажности находился в обычных пределах. Этот анализ дает возможность до некоторой степени объяснить результат, полученный выше, согласно которому температура воздуха к косе сильно уменьшается.

Как известно, в случае, когда $\Delta T/v^2$ —малая величина, профили скорости ветра, температуры и влажности воздуха хорошо описываются логарифмическим законом

$$v = \frac{v_*}{\chi} \ln \frac{z}{z_0}, \quad (3.1)$$

$$T_0 - T = \frac{P}{c_p \rho \chi v_*} \ln \frac{z}{z_0}, \quad (3.2)$$

Трансформация ветра, температуры и влажности вдоль потока по интервалам скорости ветра и разности температур вода-воздух (август, 1964 г.), направление ветра с суши

км	$v_2 < 5,9$						$6 < v_2 < 7,9$					
	v_2	T_2	e_2	K_V	K_T	K_e	v_2	T_2	e_2	K_V	K_T	K_e
0	5,2	15,6	10,1	1,0	1,0	1,0	8,0	18,7	13,1	1,0	1,0	1,0
2	4,8	14,5	10,4	0,92	0,93	1,03	7,7	17,3	14,4	0,96	0,92	1,0
4	3,6	14,7	10,6	0,69	0,94	1,05	6,9	17,5	14,6	0,86	0,94	1,0
$8 < v_2 < 9,9$						$v_2 \geq 10$						
0	8,7	16,7	12,3	1,0	1,0	1,0	10,0	17,0	13,8	1,0	1,0	1,0
2	9,2	15,7	13,5	1,07	0,94	1,10	11,2	15,8	15,0	1,12	0,93	1,0
4	8,8	16,0	13,5	1,01	0,96	1,10	10,8	15,8	15,1	1,08	0,93	1,0
$\Delta T < 0$						$0 < \Delta T < 2$						
0	8,4	21,2	14,7	1,0	1,0	1,0	8,5	19,4	13,9	1,0	1,0	1,0
2	8,7	19,4	15,7	1,04	0,92	1,07	8,3	18,0	15,1	0,98	0,93	1,0
4	8,5	19,4	16,1	1,01	0,92	1,07	7,7	18,1	15,5	0,91	0,93	1,0
$2,1 < \Delta T < 4$						$\Delta T > 4,1$						
0	9,1	16,6	12,8	1,0	1,0	1,0	7,1	15,2	10,6	1,0	1,0	1,0
2	9,9	15,7	13,9	1,08	0,95	1,09	7,2	14,0	11,4	1,01	0,92	1,0
4	9,1	15,9	13,9	1,0	0,96	1,09	6,5	14,3	11,4	0,92	0,94	1,0

$$q_0 - q = \frac{E}{\rho \chi v_*} \ln \frac{z}{z_0} \quad (3.3)$$

Отметим, что здесь $v = 0$ при $z = z_0$; $T = T_0$ при $z = z_0'$ и $q = q_0$ при $z = z_0''$. Если считать, что измеренные значения T_0 и определенная при этой температуре q_0 совпадают с их значениями на высоте соответственно z_0' и z_0'' , то по данным на плоту за 41 час, 1964 г. получаем $\lg z_0 = -3,95$ в поле ветра; $\lg z_0' = -4,34$ — в поле температуры; $\lg z_0'' = -4,55$ в поле влажности, при этом плот установлен в точке 5. Соответственно для косы получено $\lg z_0 = -4,22$; $\lg z_0' = -5,29$; $\lg z_0'' = -6,0$.

Для указанных выше вечерних сроков, когда разность $T_2 - T_1$ мала и плот — в центре залива, получено $\lg z_0 = -4,6$; $\lg z_0' = -3,6$; $\lg z_0'' = -3,6$ для плота и соответственно $-4,2$; $-5,0$ и $-3,7$ для косы. Эти данные показывают, что величины $\lg z_0$, $\lg z_0'$ и $\lg z_0''$ не очень сильно отличаются между собой, а если отбросить еще данные на косе, где берег все же оказывает некоторое влияние, то для плота получается примерно $\lg z_0 \approx \lg z_0' \approx \lg z_0'' = -4,0$.

В некоторых случаях, в зависимости от разностей $\Delta T_n = T_n - T_2$ или $\Delta T_0 = T_0 - T_2$ или $T_n - T_0$, параметры шероховатости в полях ветра, температуры и влажности сильно отличаются и тогда соотношения (3.1)–(3.3) дают возможность оценить v_* и χ . Действительно, если вспомнить формулы для определения влагообмена

$$E = \rho D (q_0 - q_2), \quad (3.4)$$

$$P = c_{p\rho} D (T_0 - T_2), \quad (3.5)$$

и подставляя E и P в (3.2) и (3.3), легко можно получить

$$\left(\frac{D}{\chi v_*}\right)_r \lg \frac{z_2}{z_0} = \left(\frac{D}{\chi v_*}\right)_q \lg \frac{z_2}{z_0}. \quad (3.6)$$

Вспомнивая теперь, что по определению $D = \left(\int_{z_0}^{z_2} \frac{dz}{k}\right)^{-1}$ и подставляя сюда $k = v_* \chi z$, легко можно из (3.1) и (3.6) при $z = z_2$ (поскольку мы убедились, что профили ветра, температуры и влажности почти во всех случаях описываются логарифмическим законом, но с различными параметрами $\lg z_0$ и $\frac{v_*}{\chi}$) получить

$$\frac{v_*}{\chi} = a_1; \quad v_* \chi = a_2, \quad (3.7)$$

откуда можно определить v_* и χ .

В частности, сравнивая профиль ветра при $\Delta T/v^2 = 0$, при котором $\lg z_0 = -3,77$ и $(v_*/\chi)_0 = 2,04$, с профилем при $\Delta T/v^2 = 0,06$, при котором $\lg z_0 = -4,1$, $v_*/\chi = 1,85$ можно по формуле

$$(v_*/\chi)_0 = (v_*/\chi) (1 - \varepsilon) \quad (3.8)$$

получить для этого случая $\varepsilon = -0,10$. Отметим, что при этом скорость ветра на высоте 2 м в первом случае равна 8,5 во втором — 8,4 м/сек.

Если же сравнивать первый случай со случаями $\Delta T = 1,2^\circ$ и $\Delta T = 4,5^\circ$, получим соответственно $\varepsilon = -0,18$ и $\varepsilon = -0,29$.

Таблицы и графики показывают, что на первом километре эффект трансформации (увеличение скорости вследствие уменьшения трения) преобладает, а дальше уже начинает сказываться влияние расширения струи, и рост скорости ветра замедляется или даже скорость ветра начинает убывать по мере удаления от берега. Интересно отметить, что трансформация ветра почти целиком заканчивается на первом километре, а изменения температуры и влажности воздуха в придном слое в основном завершаются уже у косы, т. е. на расстоянии 2 км от берега.

Таким образом, для объяснения особенностей процесса трансформации над горным водоемом, по крайней мере, необходимо учитывать, кроме обычных факторов, характерных и для равнинного водоема, а именно, горизонтального температурного градиента, шероховатости и степени устойчивости, еще и дополнительные факторы, а именно эффекты обтекания горы, растекания струн вдоль и поперек потока и влияние вертикальных токов, которые при наличии гор могут быть значительно больше по своей величине, чем при их отсутствии. Тогда результирующий процесс будет зависеть от того, при каких условиях и какой из указанных факторов будет превалировать.

Из всего изложенного выше наглядно видно каким образом трансформируются профили скорости ветра, температуры и влажности воздуха и как происходит уменьшение параметра шероховатости при переходе воздушного потока с суши на водоем.

Приведенные выше графики дают, конечно, суммарную картину, являющуюся результатом одновременных действия и трения (шероховатости) и растекания и расширения струн (эффект диффузора) и горно-долинной циркуляции, и бризов и других факторов, в том числе устойчивости стратификации, которая сильно сказывается на турбулентном обмене.

Институт водных проблем и гидротехники
МВХ Армянской ССР

Поступила 9-III 1966

Ա. Մ. ՄԽԻՏԱՐՅԱՆ, Մ. Գ. ԳԵԼՍՏԱՆՅԱՆ, Զ. Ա. ԶՈՐՅԱՆ, Ն. Ա. ՊԵՏՐՈՍՅԱՆ

ԼՆՈՆԱՅԻՆ ԶՐԱՄՐԱՐԻ ՎՐԱ ՕՂԱՅԻՆ ՀՈՍԱՆՔԻ ՏՐԱՆՏՈՐՄԱՏԻՎԱՅԻՆ ՓՈՐՁԱԿԱՆ ՀԵՏԱԶՈՏՈՒԹՅՈՒՆՆԵՐԸ

Ա մ փ ո փ ո ս լ մ

Հոգիածում բերված են օդային հոսանքի տրանսֆորմացիայի փորձական հետազոտությունների արդյունքները լեռնային լճի վրա, որտեղից հետազոտությունները կատարվել են Սևանա լճի Արտանիշի ձոցում: Գծ. 3-ում ներկայացված է նշված ձոցի հատակագիծը, որի վրա ցույց են տրված դիտակետերը: Միաժամանակ հետազոտվել են քամու արագության և օդային հոսանքի չեղմաստիճանի ու խոնավության փոփոխությունները 2-ից մինչև 24 բարձրություն ունեցող չբամերձ շերտում, երբ օդային հոսանքը ցամաքի անցնում է ջրի մակերևույթը և փոփոխվում է վերջինիս ազդեցության տակ: Հետազոտությունների արդյունքները համապատասխան մշակումից հետո ներկայացված են դժարեր 4—7-ի վրա: Օդային հոսանքի տրանսֆորմացիայի կատարվում է անընդհատ՝ հոսանքի ուղղությամբ: Ստացված են ջրային մակերևույթի անրողինամիկական խորզուրորդությունների պարամետրի բնորոշարժերները, ինչպես քամու, այնպես էլ չեղմաստիճանի ու խոնավության դրսևերում:

Հետազոտությունների արդյունքները ցույց են տալիս, որ լեռնային լճի պայմաններում լրացուցիչ պետք է հաշվի առնել տեղանքի շրջհոսման, ուղղակի արագությունների և այլ, լեռնային պայմաններին հատուկ, հանգամանքների ազդեցությունը ուսումնասիրվող պրոցեսի վրա, հաշվի առնելով նաև լեռնաափամանի հարիզոնական փոփոխությունների, աուրբուլենտ փոխանակման և խորզարարությունների ազդեցությունը, որոնք հատուկ են նաև հարթալեռային ջրամբարների համար:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Бачурина А. А. Трансформация воздуха в приземном слое атмосферы. Труды ЦИП, вып. 10, 1961.
2. Браславский А. П., Викулина Э. А. Нормы испарения с поверхности водохранилищ. Гидрометеониздат, Л., 1954.
3. Гандин Л. С. К вопросу о трансформации профиля ветра. Труды ГГО, вып. 33, 1952.
4. Дмитриев А. А., Соколова И. П. Схема оценки изменений скорости и профиля ветра при переходе с суши на море. Труды Морск. Гидрофиз. института, 4, 1954.
5. Добрышман Е. М. Трансформация воздушных масс. Метеорология и гидрология, № 2, 1949.
6. Дородницын А. А. Влияние рельефа земной поверхности на воздушные течения. Труды ЦИП, вып. 21, 1950.
7. Зайцев А. С. Трансформация поля ветра при изменении турбулентного обмена. Труды ГГО, вып. 95, 1963.
8. Константинов А. Р. Испарение в природе. Гимиз, Л., 1963.
9. Лайтман Д. Л. Трансформация воздушной массы под влиянием подстилающей поверхности. Метеорология и гидрология, № 1, 1947.
10. Мхитарян А. М. Испарение с поверхности оз. Севан. „Результаты комплексных исследований по севанской проблеме“, т. 1, Ереван, 1961.
11. Мхитарян А. М. Водный и тепловой балансы водоемов и некоторые вопросы гидродинамики пограничного слоя атмосферы. Автореферат диссертации, Л., 1963.
12. Петросян Н. А. К вопросу о трансформации поля ветра над водной поверхностью при наличии вертикальных токов. Известия АН АрмССР, серия физ.-мат. наук, № 2, 1965.
13. Тараканов Г. Г. К вопросу об изменении скорости ветра при переходе с суши на водную поверхность. Труды ЛГМИ, вып. 8, 1958.
14. Тимофеев М. П. Метеорологический режим водоемов. Гидрометеониздат, Л., 1963.
15. Шпах И. С. Изменение метеорологических элементов при натекании воздушного потока на водоем. Сб. работ Цимлянск. ГМО, вып. 1, 1958.
16. Яковлева Н. И. Трансформация воздуха над водоемами. Труды ГГО, вып. 41, 1953.