

УДК 551.515.3:551.55:551.510.522

ОБ УСКОРЕНИИ ПОТОКА ВО ВРЕМЯ СИЛЬНЫХ ПЕСЧАНЫХ И ПЫЛЕВЫХ БУРЬ

Канд. физ. - мат. наук О.Е. Семенов

Приведены результаты градиентных измерений на 16-ти метровых мачтах во время сильной песчаной бури, в течение которой наблюдался эффект ускорения потока. Профили скорости ветра в условиях безразличной температурной стратификации оказались подобными инверсионным, и аппроксимируются логарифмиче-

ски линейной функцией $u(z) = \frac{u_}{\chi} \left(\ln \frac{z}{z_0} + b \frac{z}{L_d} \right)$, где b – постоян-*

ная, а L_d – масштаб Баренблатта-Голицына. По результатам измерений скорости ветра и расхода песка выполнена оценка b и L_d . Значения b равно 0,5, масштаб L_d – изменялся в интервале 5...12 м. Сложно получить значения b из-за трудностей разделения диффузионного и сальтационного потоков массы песка. Описаны случаи формирования струйных течений в пограничном слое атмосферы во время пылевых бурь в различных географических районах Земли.

При проведении экспедиционного мониторинга за развитием песчано-солевых бурь на осушенной части дна Арала в 1984 году мы оказались свидетелями интересного природного явления – ускорения воздушного потока, несущего мелкие частицы песка. Выразалось оно в более быстром увеличении скорости потока с высотой по сравнению с логарифмическим законом, хотя приземный слой атмосферы имел в это время безразличную температурную стратификацию. Другими словами, нейтрально стратифицированный несущий твердую фазу поток имел вертикальный профиль скорости подобный тому, который наблюдается у чистого воздушного потока в условиях сильных инверсий температур. Ранее ускорение ветропесчаного потока было зарегистрировано экспедицией КазНИГМИ 19 мая 1970 года. Тогда было получено всего четыре таких профиля скорости ветра с десятиминутным осреднением во время сильной бури в песках Юго-Восточного Казахстана над спланированной (выров-

ненной) песчаной поверхностью, сложенной очень мелким песком со средним геометрическим размером частиц $x_0 = 90$ мкм [11].

Теоретическое объяснение эффекта ускорения двухфазного потока было дано Баренблаттом и Голицыным [1,2,15]. Они показали, что часть энергии турбулентности, получаемой пульсациями скорости от среднего движения, затрачивается потоком на процесс диффузии мелких частиц твердой фазы. Уменьшение турбулентного обмена приводит к более быстрому росту скорости потока с увеличением расстояния от подстилающей поверхности. Сильные инверсии температуры в чистых воздушных потоках, как известно, также снижают интенсивность турбулентности и приводят к аналогичному виду профилей скорости ветра.

Для описания профиля скорости ускоренного нейтрально стратифицированного несущего взвешенные частицы потока Баренблатт и Голицын получили логарифмически линейную функцию

$$u(z) = \frac{u_*}{\chi} \left(\ln \frac{z}{z_0} + b \frac{z}{L_d} \right), \quad (1)$$

где u_* - динамическая скорость, $\chi = 0,4$ - постоянная Кармана, z_0 - параметр шероховатости, b - постоянная, L_d - масштаб длины Баренблатта-Голицына. Внешний параметр подобия Баренблатта-Голицына L_d является функцией концентрации примеси в потоке

$$L_d = \frac{u_*^3}{\chi g w_g \sigma s_0}, \quad (2)$$

где g - ускорение свободного падения, w_g - скорость свободного падения частиц, s_0 - объемная концентрация частиц на уровне z_0 ("мутность" по терминологии Великанова), $\sigma = (\rho_p - \rho_g)/\rho_g$ - относительное превышение плотности частиц ρ_p над плотностью воздуха ρ_g . L_d и b могут быть найдены из градиентных измерений профилей скорости ветра и переносимой массы частиц. В своих работах Баренблатт и Голицын сделали оценку величины L_d для песчаной бури в Прибалхашье 19 мая 1970 года [1,15]. Поскольку во время этой бури выполнялись измерения только профилей скорости ветра и не было информации о переносе массы, то для определения L_d им пришлось априори задаться двумя значениями b равными 0,6 и 10. Для этих значений L_d оказался равным соответственно 3 и 50 м.

Описание песчаной бури

Песчаная буря 15-16 июня 1984 года оказалась значительно более полной по объему полученной информации и позволила сравнительно корректно оценить L_d и b . Буря началась 15 июня в 17 часов местного времени и окончилась 16 июня в 19 часов. Она возникла при прохождении холодного фронта, связанного с выходом южного циклона. Циклон образовался над акваторией Каспийского моря 14 июня и начал быстро смещаться в ССЗ направлении, 15-16 июня его центр уже находился в районе Актюбинска. Давление в центре циклона достигало 1000 гПа. В его тыловой части наблюдалась адвекция холода и с ней было связано формирование вторичных холодных фронтов. Отмечалось быстрое падение давления перед фронтальным разделом, достигавшее 3-4 гПа за 12 часов. За фронтальным разделом располагалась зона высокоградиентного поля. Средняя скорость ветра во время бури достигала 16...21 м/с с порывами до 25 м/с, дальность видимости уменьшалась до 50 м и менее. Такая низкая видимость сохранялась до конца дня 15 июня и в течение почти 17 часов 16 июня, изредка увеличиваясь на несколько минут до 100-150 м. Только после 16 часов началось ее постепенное улучшение и к 17 часам она возросла до 200...300 м. В 19 часов буря перешла в интенсивный песчаный поземок при снижении средней скорости ветра до 10 м/с, видимость увеличилась до 1000 м.

15 июня во время начала бури облачность составляла 10 баллов. Нижняя граница ее была на значительной высоте, и, по-видимому, это явилось причиной отсутствия осадков при прохождении фронтального раздела. В утренние часы 16 июня облачность еще сохранялась, но к полудню ее уже не стало. Тем не менее, в продолжение всей бури небо было серым, лишь небольшая область в зените во второй половине дня выглядела серо-голубой. После появления солнца из-за облаков оно едва угадывалось на небосводе не оставляя на поверхности теней от предметов.

Температура во время бури в послеполуденные часы достигала 24 °С и упала на 4,5 °С по сравнению с предшествующими ей сутками. Существенным оказалось влияние взвешенного в воздухе аэрозоля и на суточную амплитуду температуры, которая сократилась до 7 °С, тогда как в ясные периоды она достигала 13-15 °С.

Большие изменения во время бури произошли в строении поверхности и особенно эоловых форм рельефа всех масштабов. Эоловая рябь утром 16 июня приобрела вначале нечеткие размытые формы, а затем и

вовсе исчезла. С барханов был снесен слой песка мощностью до 25...35 см. К концу бури полностью обнажились их влажные внутренние горизонты и из привычной серповидной формы они перешли в овальную, сглаженную, похожую на плосковыпуклые линзы. За пределами массива подвижных песков на закрепленном растительностью осушенном дне моря на расстоянии нескольких сот метров поверхность оказалась покрыта слоем песка мощностью в несколько сантиметров, за кустами растений сформировались косы навевания.

Открытие влажных горизонтов барханов при их передвижении ветром влияло на расход твердой фазы потока и эффект ускорения. К восьми часам утра 16 июня примерно 30% площади барханов оказалось занятой влажным песком, обнажившимся после перемещения барханов по направлению ветра. К 15 часам площади влажного песка значительно возросли и это сказалось на режиме бури, он стал нестационарным. Поверхностный слой влажного песка быстро подсыхал до влажности ниже критической и вновь вовлекался в ветровой перенос, но это приводило к уменьшению интенсивности переноса массы твердой фазы потока, улучшению видимости и перемежающемуся режиму процесса ускорения. Ускоренные профили скорости ветра чередовались с логарифмическими в моменты снижения расхода песка. К 17 часам большая часть поверхности оказалась сложенной влажным песком, что привело к уменьшению диффузионного потока частиц, улучшению дальности видимости и окончанию эффекта ускорения потока – профили ветра стали логарифмическими, несмотря на сохранившиеся еще большими средние скорости до 17 м/с и сальтационную составляющую потока массы песка.

Окончание бури было таким же внезапным, как и ее возникновение. В конце бури в 19 час 20 мин средняя скорость ветра быстро снизилась с 17,6 до 11,3 м/с на высоте 16 м, что привело к окончанию переноса песка. Температура воздуха упала в эти последние минуты на 1,4 °С, локальное число Ричардсона Ri , возросло вдвое с – 0,005 до – 0,01, масштаб Монины-Обухова L_0 уменьшился с 255 до 60 м. Перенос песка перешел в прерывистый поземок, а затем и вовсе прекратился.

Результаты измерений параметров бури

Измерения выполнялись на осушенном дне Арала на массиве подвижных песков площадью несколько сотен квадратных километров вблизи бывшего мыса Карашокат. Место для работы экспедиции было выбрано на

краю массива. Дисперсный состав песков описывался логарифмически нормальным распределением со средним геометрическим размером частиц $x_0 = 120$ мкм и средним квадратическим отклонением логарифмов размеров $\sigma_{lgx} = 0,11$. Накопленная функция распределения песка по размерам на вершине бархана дана в табл. 1.

Таблица 1

Функция распределения частиц песка по размерам на поверхности

Доля частиц в % меньше					
50 мкм	73 мкм	100 мкм	140 мкм	200 мкм	250 мкм
0,3	2,4	22,0	76,1	98,4	99,9

Рельеф представлял плоскую равнину, покрытую подвижными барханскими цепями со средней высотой от 0,6 до 0,8 метра. Межбарханские понижения, сложенные песчаными грунтами, были покрыты тонкой солевой коркой, влажной в ночные и ранние утренние часы. Растительность отсутствовала.

Метеорологическая часть программы наблюдений обеспечивалась проведением градиентных измерений скоростей ветра на высотах 0,5; 1; 2; 4; 9; и 16 м; температуры воздуха на уровне 2 м и градиента температуры в слое 0,5 – 2 м; измерений твердого расхода песка на высотах 0,12; 0,25; 0,5; 1; 2; 4; 9 и 16 м. Скорость ветра измерялась анемометрами М-25, в которых контактный узел был заменен на фотоэлектрический датчик импульсов. Твердый расход песка определялся пескоуловителями КазНИГМИ [12], температура воздуха и ее вертикальный градиент – дистанционными терморезисторными преобразователями с радиационной защитой и принудительной аспирацией. Все приборы размещались на 16-ти метровой телескопической мачте, пульта для снятия показаний дистанционных приборов – в кузове передвижной метеостанции ПМС-70.

Метеорологическая мачта была установлена в межбарханном понижении на расстоянии около километра от края массива. Воздушный поток при СЗ и З направлениях ветра проходил над массивом подвижных песков больше 10 км, что позволяло ему достигать достаточно большого насыщения аэрозолями, участвующими в процессе диффузии. Перечисленный комплекс измерений позволяет получать не только профили скорости ветра и твердого расхода песка, но и основные параметры приземного слоя атмосферы: динамическую скорость u_* , параметр шероховатости z_0 , коэффициент турбулентности k_1 для высоты $z_1 = 1$ м, турбулентный

поток тепла H , локальное число Ричардсона Ri_1 , для $z_1 = 1$ м либо масштаб длины Монины – Обухова L_0 . Измеренные вертикальные профили твердого расхода аппроксимируются степенной функцией

$$q(z) = q_1 \left(\frac{z}{z_1} \right)^{-\alpha}, \quad (3)$$

где q_1 – расход песка на $z_1 = 1$ м, α – показатель степени, который является функцией динамической скорости потока и скорости гравитационного падения частиц песка [10].

Полученные во время бури профили $q(z)$ дали возможность определить их параметры q_1 и α и путем интегрирования по z до верхней границы приземного слоя атмосферы получить общий расход песка Q_z в этом слое

$$Q_z = \int_0^h q(z) dz, \quad (4)$$

Методика интегрирования описана в работе [10]. Высота приземного слоя атмосферы достигала во время бури 140...170 м и рассчитывалась по формуле

$$h = \frac{0,05k_1}{z_1 2\Omega \sin \varphi}, \quad (5)$$

где Ω – вертикальная составляющая угловой скорости вращения Земли ($2\Omega = 7,29 \cdot 10^{-5} \text{ c}^{-1}$), φ – широта местности, k_1 – коэффициент турбулентности на уровне $z_1 = 1$ м.

При обработке ускоренных профилей ветра пришлось столкнуться с некоторыми методическими трудностями. Параметр шероховатости и динамическая скорость определялась лишь по нижней 2-х метровой части профиля ветра, где он сохраняется логарифмическим. Это, естественно, сказалось на точности их значений. Пескоуловители на высотах 1 и 2 м давали завышенные значения уловленной массы песка. В эти приборы попадала струя песка с гребня бархана, близко подошедшего к мачте во время бури. Струя не успевала рассеиваться и улавливалась пескоуловителями. При вычислении параметров q_1 и α профилей расхода эти систематические погрешности измерения массы песка повлияли на точность их определения.

Всего было измерено 56 профилей $u(z)$ с десятиминутным осреднением и лишь 8 профилей $q(z)$, т.к. время экспозиции пескоуловителей

Таблица 2

Вертикальные профили скоростей ветра во время бури 16.06.1984 года. Аральское море

Время		Скорость ветра (м/с) на высотах, z, м						z_0	u_*	k_f	L_0	T_2	ΔT
ч	мин	0,5	1,0	2,0	4,0	9,0	16,0						
7	45	8,7	9,8	11,0	12,4	14,2	16,1	0,3	0,69				
7	55	9,1	10,2	11,4	13,0	14,8	16,4	0,3	0,72				
8	05	9,5	10,7	11,9	13,4	15,3	17,5	0,3	0,75				
8	15	10,0	11,3	12,5	14,2	16,1	18,6	0,2	0,72				
8	25	9,8	11,0	12,2	13,8	15,5	17,6	0,2	0,71			17,0	
8	35	9,9	11,1	12,3	14,5	16,6	18,9	0,2	0,72			17,2	
8	45	10,1	11,4	12,5	14,5	16,4	18,8	0,3	0,79			17,0	
8	55	10,1	11,5	12,6	14,6	16,6	18,8	0,3	0,79	0,28	890	17,6	0,2
9	05	10,2	11,5	12,7	14,9	17,0	19,7	0,2	0,74	0,27	180	17,5	0,8
9	15	10,0	11,3	12,8	14,7	16,6	18,8	0,4	0,80	0,31	260	17,3	0,6
9	25	9,5	10,6	12,1	13,9	15,9	17,9	0,4	0,68	0,28	135	17,7	0,8
9	37	9,5	10,6	12,0	13,7	15,5	17,6	0,3	0,69	0,26	190	17,7	0,6
9	47	9,6	10,8	12,1	13,9	15,7	17,8	0,3	0,70	0,27	155	17,5	0,8
9	57	9,1	10,2	11,2	12,8	14,5	15,7	0,2	0,59	0,22	130	17,5	0,7
10	07	9,2	10,4	11,6	13,3	14,9	16,7	0,3	0,69	0,27	200	18,0	0,6
10	20	10,0	11,3	12,8	14,4	16,2	18,2	0,3	0,78	0,32	205	17,9	0,7
10	30	9,5	10,7	12,1	13,8	15,8	17,6	0,3	0,75	0,28	180	18,0	0,8
10	40	9,6	10,7	12,1	13,7	15,6	17,6	0,3	0,74	0,27	180	18,5	0,8
10	50	10,0	11,2	12,9	14,8	16,5	18,6	0,4	0,81	0,32	180	18,9	0,9
11	00	10,0	11,2	12,9	14,8	16,5	18,6	0,4	0,81	0,31	210	18,4	0,8
11	10	10,0	11,2	12,7	14,5	16,3	18,2	0,3	0,77	0,28	200	19,0	0,8
11	20	10,0	11,2	12,5	14,5	16,3	18,2	0,2	0,72	0,27	170	19,1	0,8

Продолжение таблицы

Время		Скорость ветра (м/с) на высотах, z, м						z_0	u_*	k_f	L_0	T_2	ΔT
ч	мин	0,5	1,0	2,0	4,0	9,0	16,0						
11	30	10,1	11,3	12,7	14,6	16,4	18,3	0,2	0,72	0,28	160	19,5	0,8
11	40	10,4	11,6	13,3	15,3	16,9	18,8	0,3	0,80	0,30	190	20,1	0,9
11	50	10,4	11,8	13,2	14,8	16,4	18,3	0,3	0,81	0,29	190	20,1	0,9
12	05	10,3	11,6	13,3	15,4	17,2	19,4	0,4	0,86	0,31	175	20,2	1,0
12	15	10,2	11,5	13,2	14,8	16,6	18,5	0,4	0,85	0,320	170	21,3	1,1
12	30	10,4	11,7	13,2	14,8	16,5	18,3	0,3	0,82	0,30	180	20,7	1,0
12	40	11,0	12,3	13,4	15,1	16,6	18,3	0,2	0,79	0,24	165	21,1	1,2
12	50	10,7	12,0	13,4	14,9	16,4	18,2	0,2	0,79	0,28	140	21,1	1,2
13	00	9,4	10,6	13,0	15,7	18,6	20,8	0,4	0,86	0,36	130	21,4	1,3
13	10	10,9	12,2	13,6	15,3	16,9	18,7	0,2	0,78	0,28	135	21,5	1,2
13	25	11,1	12,5	13,8	15,5	17,3	19,0	0,2	0,80	0,28	145	21,8	1,2
13	35	10,8	12,2	13,3	15,3	16,9	18,8	0,2	0,78	0,25	155	22,1	1,2
13	45	10,6	11,9	13,3	15,1	16,5	18,3	0,3	0,82	0,28	160	22,4	1,2
13	55	10,6	11,8	13,3	15,3	16,9	18,5	0,3	0,81	0,28	145	22,5	1,3
14	05	10,5	11,8	13,3	14,9	16,4	18,2	0,3	0,81	0,29	130	22,5	1,4
14	15	10,1	11,3	12,7	14,4	15,7	17,3	0,2	0,72	0,26	100	23,2	1,4
14	25	10,2	11,6	12,9	14,6	16,2	17,3	0,3	0,80	0,28	140	23,2	1,3
14	40	10,5	11,7	13,2	15,1	16,8	18,1	0,2	0,75	0,28	115	23,2	1,3
14	50	10,7	11,7	13,2	15,2	16,8	18,3	0,15	0,74	0,25	110	23,0	1,4
15	00	10,1	11,5	12,5	14,8	16,5	17,8	0,2	0,74	0,32	90	23,4	1,4
15	10	10,5	11,3	13,1	15,5	17,4	19,5	0,1	0,71	0,26	100	23,4	1,4
15	20	9,9	11,1	12,7	14,8	16,4	17,6	0,5	0,88	0,28	150	23,7	1,6
15	35	10,0	11,7	13,3	15,0	16,6	18,0	0,6	0,91	0,35	180	23,6	1,2

Окончание таблицы

Время		Скорость ветра (м/с) на высотах, z, м						z ₀ , см	u _* , м/с	k ₁ , м ² /с	L ₀ , м	T _λ , °С	ΔT, °С
ч	мин	0,5	1,0	2,0	4,0	9,0	16,0						
15	45	10,0	11,7	13,2	15,1	16,6	17,7	0,7	0,95	0,35	185	23,8	1,3
15	55	9,6	10,8	12,4	14,5	16,2	17,6	0,5	0,85	0,29	150	24,3	1,4
16	05	9,6	11,2	12,4	14,3	15,9	16,5	0,5	0,85	0,29	150	23,9	1,4
16	20	9,9	11,3	12,6	14,6	16,0	16,7	0,4	0,83	0,28	140	23,8	1,4
16	30	10,2	11,9	13,4	15,2	16,8	17,3	0,4	0,88	0,35	145	24,1	1,3
16	40	10,1	11,9	13,4	15,1	16,7	17,2	0,4	0,88	0,35	145	24,1	1,3
17	15	9,6	11,3	12,9	14,5	15,9	16,2	0,5	0,89	0,35	165	24,1	1,2
18	00	9,0	10,1	12,0	13,6	14,9	16,0	0,4	0,79	0,32	135	23,9	1,1
18	10	9,0	10,4	12,0	13,4	14,7	15,6	0,4	0,79	0,31	155	23,4	1,0
18	40	9,3	10,6	12,4	14,5	15,9	17,6	0,9	0,94	0,32	255	23,4	1,0
19	20	7,0	8,0	9,0	9,7	10,7	11,3	0,20	0,53	0,26	60	22,0	0,9

Общий расход и вертикальные профили твердого расхода песка во время бури 16.06.1984 года. Аральское море

Таблица 3

Время		q _z (кг/м ² ·с ⁻¹) на высоте над поверхностью песка, м								Параметры		u _* , м/с	Q _z , кг/м ³ ·с ⁻¹
начало	конец	0,125	0,25	0,5	1	2	4	9	16	q ₁	α		
7:35	8:55	1,1·10 ⁻²	7,3·10 ⁻³	4,3·10 ⁻³	3,5·10 ⁻³	2,8·10 ⁻³	3,5·10 ⁻⁴	1,0·10 ⁻⁴	7,2·10 ⁻⁵	1,9·10 ⁻³	1,10	0,69	2,2·10 ⁻²
9:09	10:11	1,4·10 ⁻²	8,1·10 ⁻³	5,3·10 ⁻³	4,1·10 ⁻³	2,4·10 ⁻³	4,1·10 ⁻⁴	1,2·10 ⁻⁴	6,7·10 ⁻⁵	2,2·10 ⁻³	1,14	0,70	2,6·10 ⁻²
10:25	11:03	3,0·10 ⁻²	1,2·10 ⁻²	8,8·10 ⁻³	6,0·10 ⁻³	3,1·10 ⁻³	6,8·10 ⁻⁴	1,9·10 ⁻⁴	1,2·10 ⁻⁴	3,6·10 ⁻³	1,15	0,80	4,3·10 ⁻²
11:20	12:00	3,5·10 ⁻²	1,5·10 ⁻²	9,5·10 ⁻³	5,5·10 ⁻³	3,0·10 ⁻³	5,2·10 ⁻⁴	1,7·10 ⁻⁴	9,1·10 ⁻⁵	3,5·10 ⁻³	1,25	0,80	5,1·10 ⁻²
12:10	12:55	2,2·10 ⁻²	1,2·10 ⁻²	7,7·10 ⁻³	5,0·10 ⁻³	2,8·10 ⁻³	5,4·10 ⁻⁴	1,4·10 ⁻⁴	8,0·10 ⁻⁵	2,9·10 ⁻³	1,20	0,81	3,9·10 ⁻²
13:15	14:05	3,0·10 ⁻²	1,2·10 ⁻²	1,1·10 ⁻²	5,2·10 ⁻³	2,6·10 ⁻³	4,8·10 ⁻⁴	1,3·10 ⁻⁴	6,4·10 ⁻⁵	3,1·10 ⁻³	1,30	0,78	5,0·10 ⁻²
14:27	15:20		1,0·10 ⁻²	1,0·10 ⁻²	4,2·10 ⁻³	2,1·10 ⁻³	3,8·10 ⁻⁴	7,5·10 ⁻⁵	4,5·10 ⁻⁵	2,8·10 ⁻³	1,45	0,75	7,2·10 ⁻²
15:30	16:23		8,5·10 ⁻³	1,0·10 ⁻²	2,9·10 ⁻³	1,3·10 ⁻³	3,0·10 ⁻⁴	6,8·10 ⁻⁵	4,2·10 ⁻⁵	2,3·10 ⁻³	1,44	0,86	5,6·10 ⁻²

было существенно большим. Смена приемных кассет с уловленной массой песка при сильном ветре и большой концентрации частиц в воздухе была затруднена и требовала осторожности. Поэтому не удавалось выдерживать строго определенные интервалы времени между сменой кассет пескоуловителей.

Результаты градиентных измерений скорости ветра, температуры и твердого расхода песка представлены в табл.2 и 3. В таблице 2 приведены полученные по результатам измерений скорости ветра и температуры величины z_0 , u_* , k_f и L_0 , а в таблице 3 – величины q_t , α и Q_z каждого профиля $q(z)$ и значения u_* , определенные для времени экспозиции пескоуловителей.

Расчет объемной концентрации переносимого ветром песка

Для анализа возможности применения формулы (1) при описании ускоренных профилей скоростей потока нужно определить значения масштаба длины Баренблатга-Голицына L_d и постоянной b . Для вычисления L_d по формуле (2) надо знать объемную безразмерную концентрацию s_0 на уровне z_0 и скорости свободного падения частиц w_g . И здесь приходится сталкиваться с трудностью их однозначного определения.

Из анализа размерности формулы (2), объемная концентрация твердой фазы потока s является безразмерной величиной, т.е. определяет относительный объем взвешенных частиц к объему вмещающего их газа. Великанов в гидрологии использовал для этой величины речных наносов так же термин "мутность" и определял ее как отношение объема твердого расхода к объему жидкого. Он считал, что объемная концентрация речных наносов редко превосходит $1 \cdot 10^{-3} \dots 2 \cdot 10^{-3}$ [4]. Для газовых потоков оценок s до сих пор не делалось.

Измеренный нами во время бури расход твердой фазы потока q_p можно представить через массовую концентрацию c и среднюю скорость полета частиц песка \bar{u}_p

$$q_p = c \cdot \bar{u}_p.$$

Массовая концентрация c может быть выражена через объемную концентрацию s и плотность частиц песка ρ_p

$$c = \rho_p \cdot s.$$

Тогда твердый расход песка q_p может быть записан в виде

$$q_p = \rho_p \cdot s \cdot \bar{u}_p, \quad (6)$$

а расход воздуха, несущего эти частицы,

$$q_g = \rho_g \cdot (1 - s) \cdot \bar{u}_g, \quad (7)$$

где ρ_g – плотность воздуха, \bar{u}_g – средняя скорость ветра на высоте определения расхода воздуха q_g .

Разделив (6) на (7) получим

$$\frac{q_p}{q_g} = \frac{\rho_p \cdot s \cdot \bar{u}_p}{\rho_g (1 - s) \bar{u}_g} \approx \frac{\rho_p}{\rho_g} \cdot s \approx \sigma s, \quad (8)$$

так как $s \ll 1$, то $1 - s \approx 1$, $\frac{\rho_p}{\rho_g} \approx \frac{\rho_p - \rho_g}{\rho_g}$, и средняя скорость полета мелких частиц песка \bar{u}_p может быть принята равной средней скорости воздушного потока \bar{u}_g [3].

Таким образом, по нашим измерениям твердого расхода можно получить относительную объемную концентрацию s , поскольку σ можно принять в качестве постоянной величины. Учет зависимости ρ_g от T весьма незначительно влияет на значение σ при небольших изменениях температуры во время бури.

Для получения расхода воздуха q_g были осреднены вертикальные профили скорости ветра $u(z)$ (табл.2) примерно за те же интервалы времени, что и измеренные профили твердого расхода песка $q_p(z)$, которые представлены в табл.4. В ней же даны значения u_0 и z_0 для этих осредненных за большие интервалы времени профилей ветра.

Затем, используя эти новые средние значения скорости ветра, были рассчитаны величины расхода воздуха $q_g = \rho_g \cdot \bar{u}$ и найдены отношения твердого расхода песка к расходу воздуха для всех высот измерений. При вычислении q_g значения скорости ветра для высот 0,125 и 0,25 м определены путем экстраполяции $u(z)$ до этих уровней. Таким образом, были получены профили безразмерного расхода песка q_p/q_g или σs . Профили безразмерного расхода песка и объемной концентрации s аппроксимируются степенной зависимостью, аналогичной формуле (3), с новыми параметрами σs_1 и β или s_1 и β .

Таблица 4

Осредненные профили скоростей ветра для периодов измерения расхода песка и их параметры

Время		Скорость ветра (м/с) на высотах z, м						z ₀ ,	u _* ,
начало	конец	0,5	1,0	2,0	4,0	9,0	16,0	см	м/с
7:45	8:55	9,6	10,9	12,0	13,8	15,7	17,8	0,2	0,69
8:55	10:07	9,6	10,8	12,1	13,9	15,7	17,7	0,2	0,70
10:07	11:00	9,8	11,0	12,5	14,3	16,1	18,1	0,4	0,80
11:00	12:05	10,2	11,5	13,0	14,9	16,6	18,6	0,3	0,80
12:05	13:00	10,3	11,6	13,2	15,1	16,9	18,8	0,3	0,81
13:00	14:05	10,8	12,1	13,4	15,2	16,8	18,6	0,2	0,78
14:05	15:20	10,3	11,4	12,9	14,9	16,5	18,0	0,2	0,75
15:20	16:20	9,8	11,3	12,8	14,7	16,3	17,3	0,5	0,86

$$s(z) = s_1 \left(\frac{z}{z_1} \right)^{-\beta} \quad (9)$$

Это позволило найти по (9) значения s_0 на уровне z_0 для каждого профиля по известным s_1 и β . В табл. 5 приведены результаты этих вычислений.

Для песчаных бурь определение s_0 и $s(z)$ сделано впервые. Поэтому сравним полученные результаты с аналогичными характеристиками водных потоков. По Великанову в речных наносах s_0 имеет порядок $1 \cdot 10^{-3} \dots 2 \cdot 10^{-3}$, по Михайловой - $4 \cdot 10^{-3}$, у Кнороза - $8 \cdot 10^{-2}$ [4]. В ветропесчаном потоке при интенсивном переносе s_0 достигает $8 \cdot 10^{-4}$ и при больших скоростях, возможно, может достигнуть 10^{-3} , т.е. значений, близких к наблюдаемым в водных потоках. С высотой переноса s быстро падает и на уровне 1 м достигает всего лишь 10^{-7} , на 16 м теряет еще два порядка величины и не превышает $10^{-8} \dots 10^{-7}$. Как видим, частицы песка занимают ничтожно малый объем воздушного потока. Такого быстрого изменения объемной концентрации твердых частиц по глубине переноса в водных потоках не наблюдается.

Песчаные бури являются более сложным физическим явлением, чем математически идеализированная модель бури, в которой рассматривается только процесс турбулентной диффузии мелких монодисперсных частиц. В силу полидисперсности реального песка частицы различного размера участвуют в ветровом перемещении разными способами [3,14].

Таблица 5

Вертикальные профили объемной концентрации песка (s). Аральское море, 1984 год

Время измерения		Безразмерная объемная концентрация песка (s) на высоте над поверхностью, м								Параметры профилей		u_* , м/с	S_0	z_0
начало	конец	0,125	0,25	0,5	1	2	4	9	16	S_1	β			
16 июня														
7:35	8:55	$5,6 \cdot 10^{-7}$	$3,3 \cdot 10^{-7}$	$1,7 \cdot 10^{-7}$	$1,2 \cdot 10^{-7}$	$8,8 \cdot 10^{-8}$	$9,7 \cdot 10^{-9}$	$2,4 \cdot 10^{-9}$	$1,5 \cdot 10^{-9}$	$6 \cdot 10^{-8}$	1,29	0,69	$1,8 \cdot 10^{-4}$	0,2
9:09	10:11	$7,4 \cdot 10^{-7}$	$3,7 \cdot 10^{-7}$	$2,1 \cdot 10^{-7}$	$1,4 \cdot 10^{-7}$	$7,4 \cdot 10^{-8}$	$1,1 \cdot 10^{-8}$	$2,9 \cdot 10^{-9}$	$1,4 \cdot 10^{-9}$	$6,9 \cdot 10^{-8}$	1,33	0,70	$2,7 \cdot 10^{-4}$	0,2
10:25	11:03	$1,6 \cdot 10^{-6}$	$5,6 \cdot 10^{-7}$	$3,4 \cdot 10^{-7}$	$2,1 \cdot 10^{-7}$	$9,3 \cdot 10^{-8}$	$1,8 \cdot 10^{-8}$	$4,5 \cdot 10^{-9}$	$2,5 \cdot 10^{-9}$	$1,2 \cdot 10^{-7}$	1,35	0,80	$2 \cdot 10^{-4}$	0,4
11:20	12:00	$1,8 \cdot 10^{-6}$	$6,5 \cdot 10^{-7}$	$3,6 \cdot 10^{-7}$	$1,9 \cdot 10^{-7}$	$8,8 \cdot 10^{-8}$	$1,3 \cdot 10^{-8}$	$3,9 \cdot 10^{-9}$	$1,9 \cdot 10^{-9}$	$1,1 \cdot 10^{-7}$	1,44	0,80	$4,8 \cdot 10^{-4}$	0,3
12:10	12:55	$1,1 \cdot 10^{-6}$	$5,1 \cdot 10^{-7}$	$2,9 \cdot 10^{-7}$	$1,7 \cdot 10^{-7}$	$8,3 \cdot 10^{-8}$	$1,4 \cdot 10^{-8}$	$3,2 \cdot 10^{-9}$	$1,6 \cdot 10^{-9}$	$2,8 \cdot 10^{-8}$	1,39	0,81	$2,8 \cdot 10^{-4}$	0,3
13:15	14:05	$1,4 \cdot 10^{-6}$	$4,6 \cdot 10^{-7}$	$3,9 \cdot 10^{-7}$	$1,7 \cdot 10^{-7}$	$7,4 \cdot 10^{-8}$	$1,2 \cdot 10^{-8}$	$3,0 \cdot 10^{-9}$	$1,3 \cdot 10^{-9}$	$1 \cdot 10^{-7}$	1,45	0,80	$6 \cdot 10^{-4}$	0,25
14:27	15:20		$4,3 \cdot 10^{-7}$	$3,8 \cdot 10^{-7}$	$1,4 \cdot 10^{-7}$	$6,5 \cdot 10^{-8}$	$9,7 \cdot 10^{-9}$	$1,8 \cdot 10^{-9}$	$9,7 \cdot 10^{-10}$	$8,3 \cdot 10^{-8}$	1,53	0,75	$7,9 \cdot 10^{-4}$	0,25
15:30	16:23		$3,9 \cdot 10^{-7}$	$3,9 \cdot 10^{-7}$	$1,0 \cdot 10^{-7}$	$4,0 \cdot 10^{-8}$	$7,9 \cdot 10^{-9}$	$1,6 \cdot 10^{-9}$	$9,3 \cdot 10^{-10}$	$7,4 \cdot 10^{-8}$	1,56	0,86	$2,5 \cdot 10^{-4}$	0,54

В нижнем приповерхностном слое воздуха превалирует перемещение более крупных частиц размером 100-140 мкм в виде прыжков (сальтации). Эти частицы слишком крупны, чтобы участвовать в процессе диффузии. В то же время они малы, чтобы при их обтекании генерировалась турбулентная энергия для диффузии более мелких частиц. Но на разгон сальтирующих частиц в горизонтальном направлении затрачивается часть энергии среднего движения потока. Поэтому нижний приповерхностный слой потока несколько теряет свою скорость. Таким образом транспорт массы сальтирующих частиц приводит к увеличению сопротивления движению потока — z_0 растет с увеличением динамической скорости u , [3, 11]. У рассматриваемой нами бури z_0 изменялся от 0,1 до 0,9 см (Рис.1).

При взаимодействии потока воздуха с шероховатой подстилающей поверхностью происходит генерация турбулентной энергии, которая вызывает диффузионный поток субстанций из приповерхностного слоя вверх. Часть этой турбулентной энергии затрачивается на работу взвешивания наиболее мелких частиц, небольшая масса которых позволяет участвовать им в процессе диффузии. Именно движение в потоке этих мелких частиц приводит к уменьшению турбулентности потока и к его ускорению.

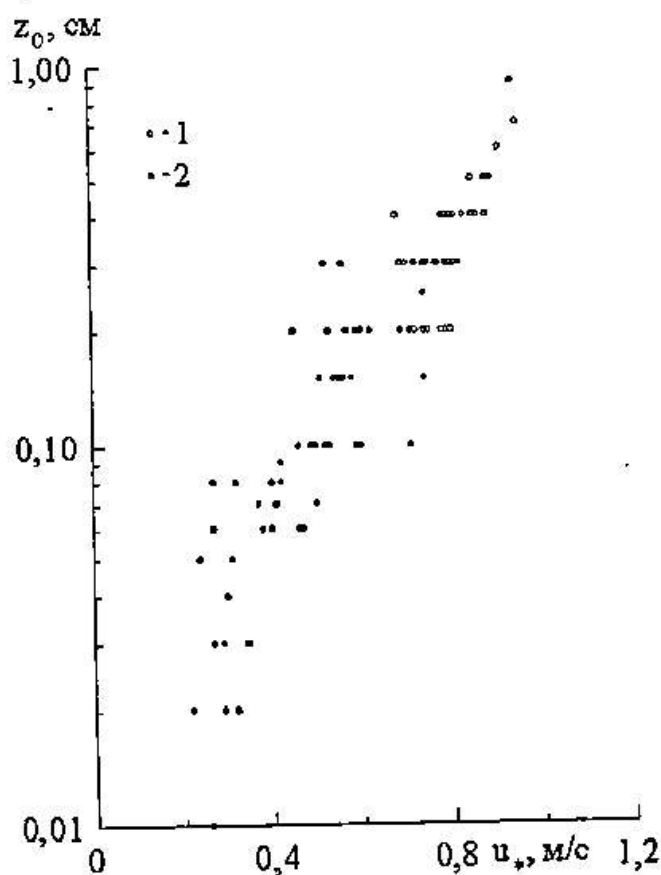


Рис.1 Зависимость изменения z_0 от u_* при бурях, полученная в 1984 году.

1 — буря 16 июня; 2 — остальные случаи бурь.

Значение s_0 в табл.5 получены для суммарного потока песка — сальтационного и диффузионного. Очевидно, что объемная концентрация частиц на уровне z_0 , участвующих в процессе турбулентной диффузии s_{0d} , составляет лишь некоторую долю от объема s_0 всех движущихся частиц, т.е

$$s_{0d} = k \cdot s_0,$$

где $k \ll 1$. Ясно так же, что доля диффузионных частиц является функцией их содержания в поверхностном деятельном слое песка.

В статье [14] детально рассмотрено изменение с высотой переноса дифференциальной функции распределения частиц по размерам во время рассматриваемой здесь бури и показано, что в процессе диффузии в приземном слое атмосферы участвуют преимущественно частицы размером ≤ 100 мкм. Содержание песчинок этого размера в поверхностном слое достигает 22 % (табл. 1). Таким образом, $s_{0d} < 0,22 s_0$, т.к. не все эти мелкие частицы участвуют только в турбулентной диффузии. Значительная их часть перемещается и путем сальтации. В процессе ветрового переноса песка соотношение между сальтирующей и диффузионной массами постоянно изменяется. При возрастании доли сальтации увеличивается s_0 и показатели степени профиля твердого расхода песка α и объемной концентрации β . И наоборот, при уменьшении α и β возрастает доля диффузии в потоке и падает роль сальтации в переносе массы песка ветром. Эту динамичность можно оценить путем сравнения расхода массы частиц, переносимых в приземном слое атмосферы выше одного метра (условимся называть его диффузионным расходом) с расходом песка в слое 0 — 1 м. Диффузионный расход можно рассчитать интегрируя профиль твердого расхода в слое от 1 м до верхней границы приземного слоя

$$Q_{zd} = \int_1^h q(z) dz,$$

а расход в слое 0 — 1 м равен разности между общим расходом песка в приземном слое атмосферы и диффузионным расходом

$$Q_z - Q_{zd} = \int_0^h q(z) dz - \int_1^h q(z) dz;$$

Такие вычисления были сделаны и на рис.2 показана зависимость $Q_{zd}/(Q_z - Q_{zd})$ от показателя степени α профилей твердого расхода $q(z)$. На рис.2 хорошо видна большая изменчивость в вертикальном перерас-

пределении переносимой ветром массы песка в течение бури. На этом же рисунке фактически представлено и изменение отношения этих расходов во времени, так как величина α в продолжение бури почти монотонно возрастала (табл.3).

В начальной стадии бури масса диффузионных частиц достигала 0,40 – 0,50 массы частиц, переносимых в нижнем метровом слое. К концу бури несмотря на сохранившиеся большие скорости ветра и общий расход песка Q_s , доля диффузионного потока массы снизилась до 0,1 от расхода песка в нижнем слое. Очевидно, ограничением процесса диффузии явилась не уменьшение генерации турбулентной энергии, а снижение способности деятельной поверхности поставлять в поток мелкие частицы вследствие увеличения площади открывшихся влажных горизонтов песка. Это привело к обеднению потока частиц наиболее мелкими фракциями.

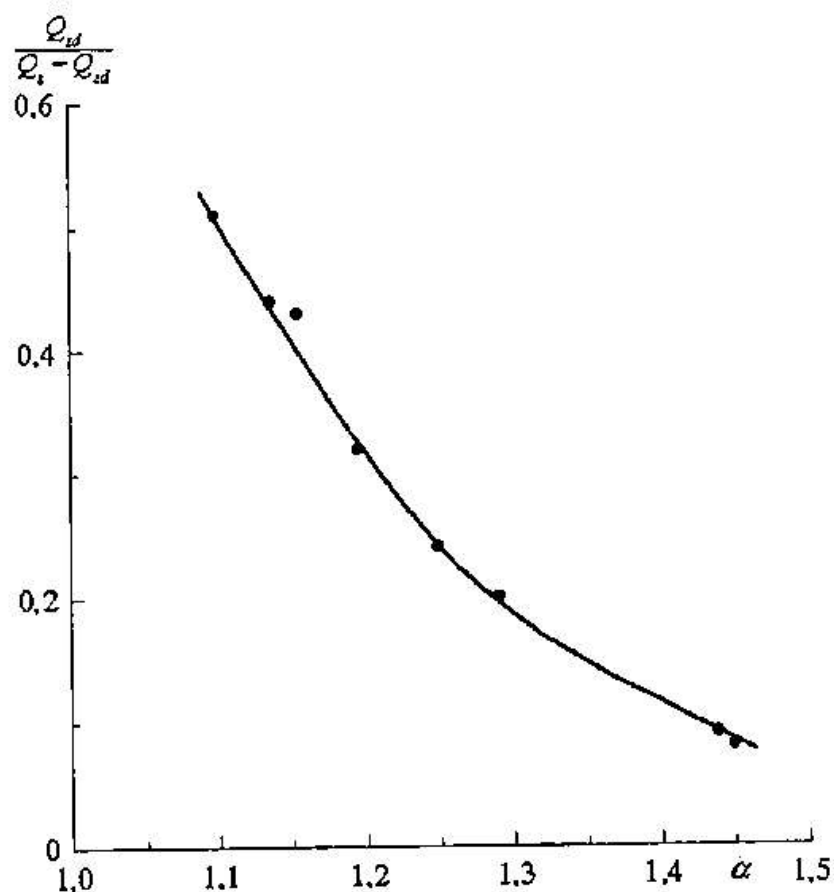


Рис.2 Зависимость отношения диффузного потока массы песка к сальтационному от показателя профиля твердого расхода песка

Таким образом, оценить объемную концентрацию участвующих в процессе диффузии частиц на уровне z_0 можно, исходя из рассмотренных соображений, по формуле

$$s_{0d} = \frac{M_d}{M} \cdot \frac{Q_{zd}}{Q_z - Q_{zd}} \cdot s_0, \quad (10)$$

где M_d – масса частиц в поверхностном слое песка размером менее 100 мкм, M – масса всех частиц. Первый множитель формулы (10) характеризует потенциальную способность источника генерировать частицы диффузионного размера, второй – реальную способность потока выносить мелкие частицы выше слоя сальтации. У нас нет информации об изменчивости отношения M_d/M в течение бури, хотя она имеет место в реальном потоке. Для рассматриваемой бури примем $M_d/M = 0,22$ и (10) перепишем в виде

$$s_{0d} = 0,22 \cdot \frac{Q_{zd}}{Q_z - Q_{zd}} \cdot s_0. \quad (11)$$

Формула (11) позволяет получить оценку величины s_{0d} по данным об s_0 из таблицы 5.

Здесь следует отметить низкую точность определения как s_0 , так и s_{0d} по эмпирическим данным. Большие погрешности в их вычислении связаны с процедурой экстраполяции измерений на уровень z_0 и возможными ошибками в нахождении доли частиц, участвующих в процессе диффузии. Учитывая это, можно говорить, что определенные далее значения L_d и b имеют скорее приближенные оценки масштабов этих величин и более строгое их определение – дело будущего.

Гидродинамическая крупность частиц, участвующих в диффузионном переносе

Второй параметр, необходимый для вычисления L_d , это скорость свободного падения песчинок w_g (гидродинамическая крупность частиц). Для полидисперсных систем частиц ее можно принять равной значению для их модального размера или определить как среднюю взвешенную величину по всему ансамблю песчинок

$$\bar{w}_g = \int_{x_{min}}^{x_{max}} f(x) w_g(x) dx.$$

Следует заметить, что для систем аэрозолей с большой дисперсией распределения \bar{w}_g теряет физический смысл.

Рассмотрим более подробно дифференциальную кривую функции распределения частиц песка по размерам $f(x)$ на высоте переноса 16 м (кривая 2 на рис.3). Она также как и кривая 1 аппроксимируется логнор-

мальным распределением. Средний геометрический размер частиц на $z = 16$ м равен $x_0 = 60$ мкм, а среднее квадратическое отклонение логарифмов размеров $\sigma_{lgx} = 0,06$. Как известно, модальный размер частиц логнормального распределения равен $x_m = x_0 \exp(-5,3\sigma_{lgx}^2) = 59$ мкм. Найдем так же физически более употребляемые параметры распределения – средний размер частиц $\bar{x} = x_0 \exp(2,65\sigma_{lgx}^2) = 60,6$ мкм и среднее квадратическое отклонение размеров частиц $\sigma_x = \bar{x} \sqrt{\exp 5,3\sigma_{lgx}^2} - 1 = 8,4$ мкм.

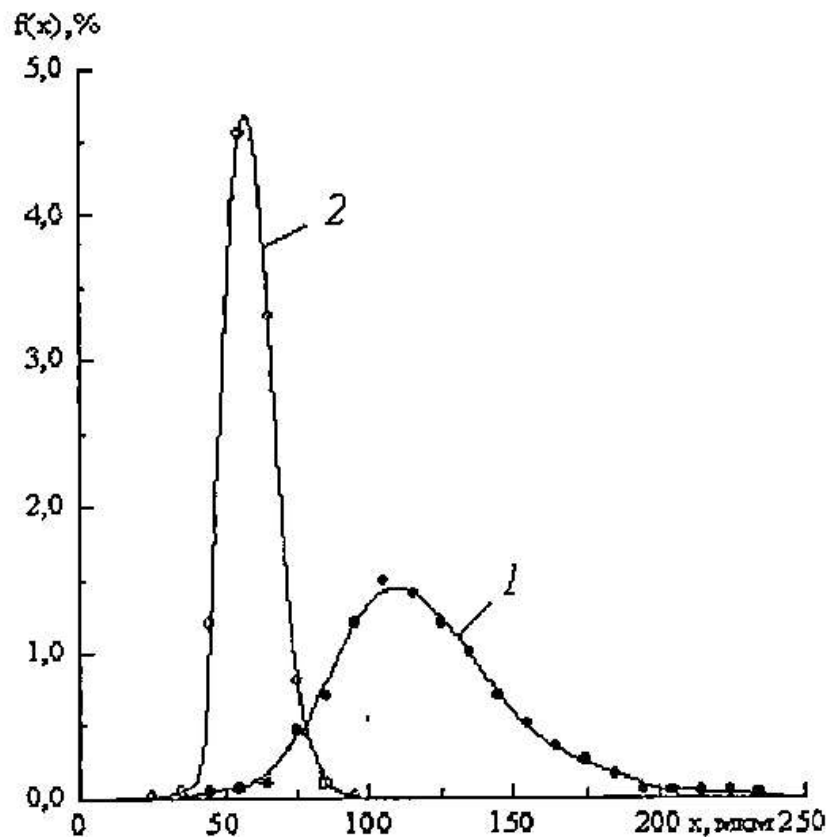


Рис.3 Дифференциальные кривые функции распределения частиц по размерам $f(x)$: 1- на поверхности, 2 – на высоте 16 м.

Практически совпадающие значения трех параметров $x_0 \approx x_m \approx \bar{x}$ дает возможность рассматривать это распределение и как нормальное, что облегчает получение средневзвешенного значения \bar{w}_g . Для вычисления \bar{w}_g весь ряд размеров частиц был разбит на шесть интервалов шириной $\Delta x_i = \sigma_x$. Это позволило использовать для выделенных интервалов стандартные значения вероятностей $p_i(\sigma_x)$ для точек, кратных отклонениям σ_x от \bar{x} : $p_1(\sigma_x) = 0,34$; $p_2(2\sigma_x) = 0,135$; $p_3(3\sigma_x) = 0,025$. Затем для середин интервалов Δx_i были рассчитаны $w_g(x_i)$, их произведения $p_i(\sigma_x) \cdot w_g$, суммы

произведений $\sum_{i=1}^6 p_i(\sigma_x) w_{gi}$ и определена средневзвешенная величина $\bar{w}_g = 0,29$ м/с.

Для $x_m = 59$ мкм гидродинамическая крупность частиц по формуле Стокса равна $w_g = 0,28$ м/с при их плотности $\rho_p = 2,65$ кг/м³. Таким образом, оба метода дали очень близкие значения гидродинамической крупности частиц. Это позволяет рекомендовать наиболее простой способ определения w_g полидисперсных систем аэрозолей с малой дисперсией по w_g модального размера частиц. Для определения L_d примем $w_g = 0,3$ м/с.

Аналитическое описание измеренных ускоренных профилей скоростей ветра

Для аналитического описания измеренных ускоренных профилей ветра необходимо определить постоянную b из уравнения (1). Она может быть найдена из совместного рассмотрения уравнений логарифмически линейного и логарифмического законов изменения скорости потока с высотой:

$$u(z) = \frac{u_*}{\chi} \left(\ln \frac{z}{z_0} + b \frac{z}{L_d} \right), \quad (12)$$

$$u(z) = \frac{u_*}{\chi} \ln \frac{z}{z_0}. \quad (13)$$

Вычитая из (12) уравнение (13) получим превышение скорости ветра над логарифмическим профилем $\Delta u(z) = b \cdot \frac{u_*}{\chi} \cdot \frac{z}{L_d}$, откуда

$$b = \frac{\chi \cdot L_d \Delta u(z)}{u_* z}. \quad (14)$$

Все входящие в формулы (2) и (14) величины для вычисления L_d и b определены.

В таблице 6 представлены результаты расчетов L_d , b и всех параметров, которые были необходимы для этого. Значения $\Delta u(z)$ получены для $z = 16$ м. Приведенные в табл. 6 значения L_d и b позволяют очень точно описать формулой (12) ускоренные вертикальные профили $u(z)$ из табл.4, но при этом b изменяется в интервале от 0,3 до 0,6. Однако по теории b является константой. Очевидно, что изменчивость b в табл.6 является следствием наших случайных погрешностей ее определения. Среднее

значение $\bar{b} = 0,46 \pm 0,1$. Учитывая низкую точность вычисления s_{0d} , примем $b = 0,5$. При этом значении b рассматриваемые профили скорости потока уже не так точно описываются (12) с прежними значениями L_d из табл.6. Для оптимального их описания потребовалось методом итерации найти новые значения L_d при $b = 0,5$. Изменения L_d оказались незначительными и значения масштабов стали равными соответственно: 6; 7; 10; 10; 10,1; 11,4; 10 и 49,1 м.

Таблица 6

Результаты вычислений s_{0d} , L_d и b для измеренных профилей $u(z)$ и $q(z)$

u_z , м/с	z_0 , см	s_0	Q_{zd} , кг·м ⁻¹ ·с ⁻¹	$\frac{Q_{zd}}{Q_z - Q_{zd}}$	S_{0d}	L_d , м	b
0,69	0,2	$1,8 \cdot 10^{-4}$	$7,4 \cdot 10^{-3}$	0,51	$2 \cdot 10^{-5}$	6,3	0,5
0,70	0,2	$2,7 \cdot 10^{-4}$	$7,9 \cdot 10^{-3}$	0,44	$2,6 \cdot 10^{-5}$	5,2	0,4
0,80	0,4	$2,0 \cdot 10^{-4}$	$2,3 \cdot 10^{-2}$	0,43	$1,9 \cdot 10^{-5}$	10,6	0,5
0,80	0,3	$4,8 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-2}$	0,24	$2,5 \cdot 10^{-5}$	7,9	0,4
0,81	0,3	$2,8 \cdot 10^{-4}$	$9,4 \cdot 10^{-3}$	0,32	$2 \cdot 10^{-5}$	10,5	0,5
0,78	0,2	$8,3 \cdot 10^{-4}$	$8,2 \cdot 10^{-3}$	0,20	$3,6 \cdot 10^{-5}$	7,2	0,3
0,75	0,25	$7,9 \cdot 10^{-4}$	$5,6 \cdot 10^{-3}$	0,08	$1,4 \cdot 10^{-5}$	11,6	0,6
0,86	0,54	$2,5 \cdot 10^{-4}$	$4,7 \cdot 10^{-3}$	0,09	$5 \cdot 10^{-6}$	49,1	-

На рис.4а приведены результаты измеренных (1, 3 и 5 профили из табл.4) и рассчитанных по формуле (12) профилей скорости ветра. Видно достаточно неплохое совпадение аналитического описания $u(z)$ с эмпирическими данными, осредненными за интервалы времени порядка часа. Интересно было проверить точность описания ускоренных профилей скорости потока логарифмически линейной функцией с меньшим десятиминутным временем осреднения измерений. На рис.4б показаны результаты проверки. Для этого были произвольно взяты три профиля скорости потока, измеренные в первой половине дня 16 июня в условиях сравнительно стационарного развития бури. Во второй половине этого дня, как уже говорилось ранее, процесс переноса был сильно изменчив. Профиль 3 измерен в 9 ч 05 мин, 4 – 10 ч 20 мин, 5 – 10 ч 40 мин. Профили 4 и 5 описаны формулой (12) с L_d равными 7 и 10 м соответственно, т.е. масштаб для них без изменений взят от осредненных за большие интервалы времени, из которых они выбраны. Для 6 профиля L_d пришлось уменьшить с 6 до 5 м для более качественного согласования с измеренными величинами. Таким образом, можно считать, что логарифмически линейная функция с $b \approx 0,5$