

УДК 551.515.8+551.515.3

О МАССОВОЙ КОНЦЕНТРАЦИИ ЧАСТИЦ В ПОГРАНИЧНОМ СЛОЕ ВЕТРОПЕСЧАНОГО ПОТОКА

Канд. физ.-мат. наук О.Е. Семенов

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

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

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

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

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

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

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

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

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

q – расход массы песка, ζ – безразмерная высота.

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

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

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

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

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

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

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

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

Полевой фотометр для измерения массовой концентрации песка в потоке

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

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

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

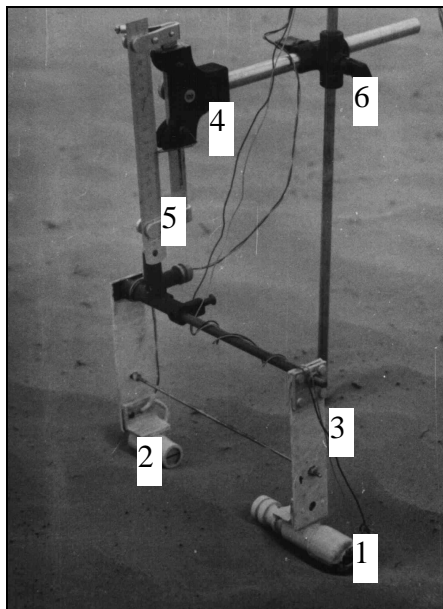


Рис. 1. Внешний вид малогабаритного фотометра для полевых исследований пограничного слоя ветропесчаного потока.

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

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

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

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

Таким образом, градуировочный график изменения тока фотометра следует экспоненциальной зависимости

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

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

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

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

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

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

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

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

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

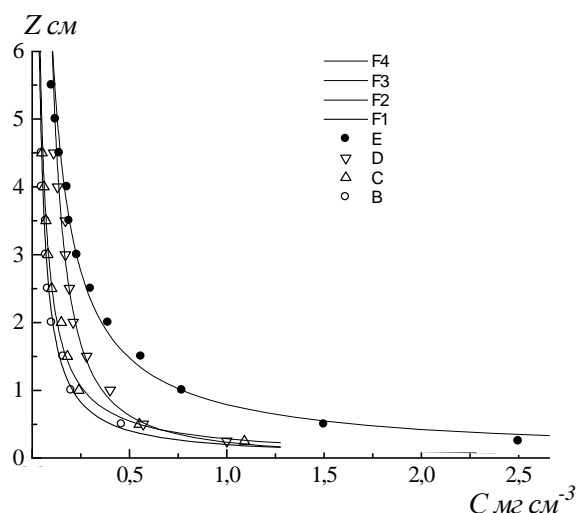


Рис. 2. Вертикальные профили концентрации песка в пограничном слое ветропесчаного потока при различных скоростях ветра во время бурь. $B - u_* = 0,32 \text{ м/с}$, $C - u_* = 0,4 \text{ м/с}$, $D - u_* = 0,53 \text{ м/с}$, $E - u_* = 0,73 \text{ м/с}$. F_1, F_2, F_3, F_4 – аппроксимирующие измерения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

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

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

Таблица 1

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

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

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

Регистратор вертикальных профилей концентрации песка в пограничном слое аэродинамической трубы

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

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

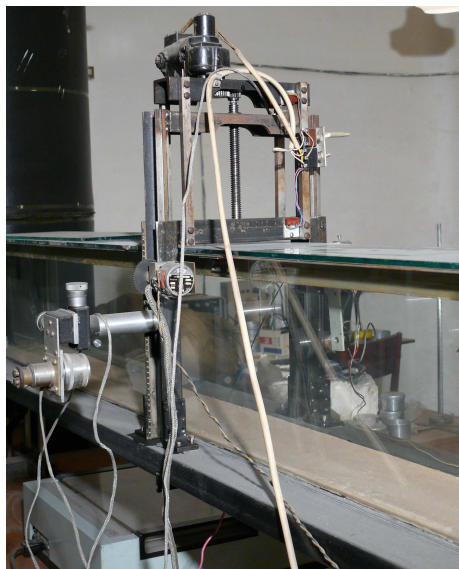


Рис. 3. Автоматическая установка для регистрации профилей концентрации песчаных частиц в пограничном слое ветропесчаного потока на аэродинамической трубе КазНИИЭК.

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

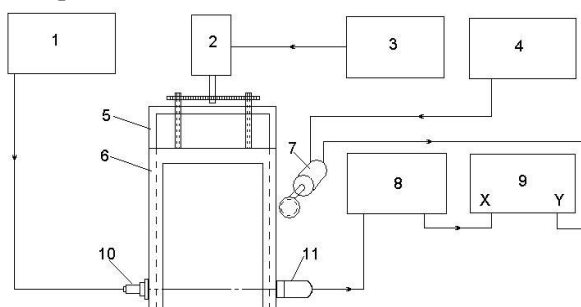


Рис. 4. Блок-схема регистратора вертикальных профилей концентрации песка в пограничном слое аэродинамической трубы.

Луч лазера на базе измерения имеет вертикальный размер один миллиметр, определяемый щелевой диафрагмой на выходе оптической системы излучателя. Эта его геометрическая характеристика определяет разрешающую способность установки в отношении определения концентрации – в результате измерения получается средняя концентрация вдоль луча в слое мощностью около одного миллиметра. Временной масштаб регистрации концентрации песка на одном уровне имеет порядок десятой доли секунды, так как луч передвигается по вертикали со скоростью 2,55 мм/с. На путь в один миллиметр затрачивается 0,4 с. Практически происходит запись пульсаций мгновенной массовой концентрации песка в мг/см³.

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

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

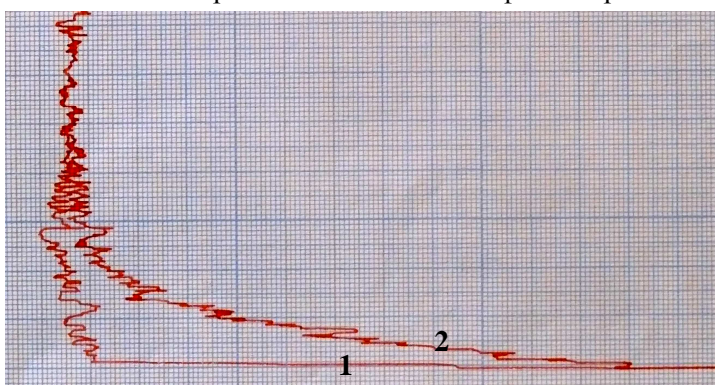


Рис. 5. Запись профиля концентрации песка в пограничном слое ветропесчаного потока. 1 – рассеяние излучения ОКГ на стенках канала трубы, 2 – рассеяние излучения ОКГ на стенках канала трубы и частицах песка.

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

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

Профили массовой концентрации песка в пограничном слое ветропесчаного потока

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

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

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

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

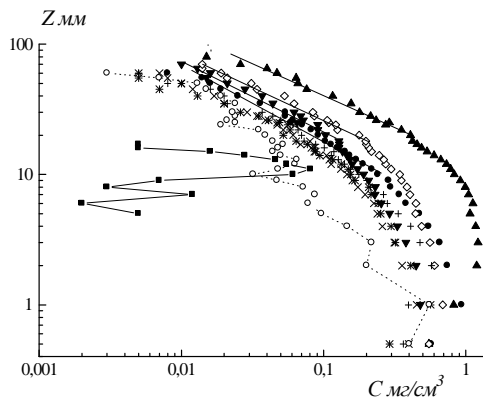


Рис. 6. Профили массовой концентрации крупного песка в пограничном слое ветропесчаного потока ($x_0 = 172$ мкм, $\sigma_{lgx} = 0,15$) при различных значениях динамической скорости.

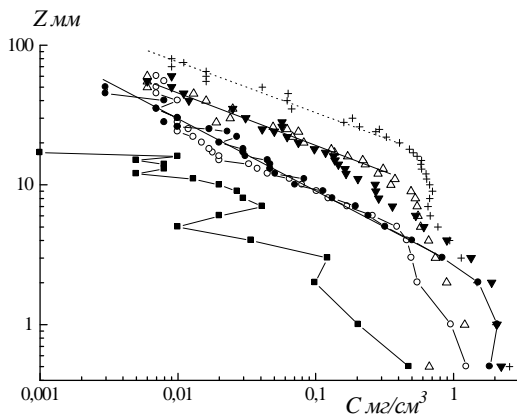


Рис. 7. Профили массовой концентрации мелкого песка в пограничном слое ветропесчаного потока ($x_0 = 92$ мкм, $\sigma_{lgx} = 0,11$)

Параметры профилей (4) массовой концентрации песка

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

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

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

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

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

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

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

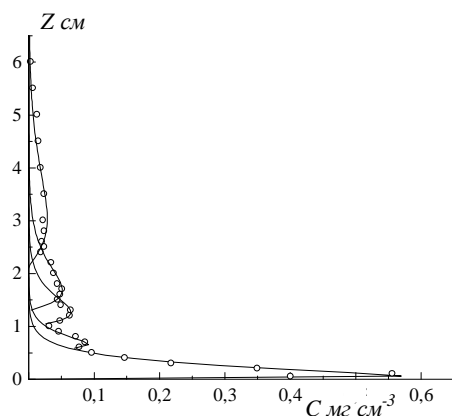


Рис. 8. Профиль массовой концентрации песка в пограничном слое ветропесчаного потока над гребнем эоловой ряби при динамической скорости $u_* = 0,43$ м/с ($x_0 = 172$ мкм, $\sigma_{lgx} = 0,15$).

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

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

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

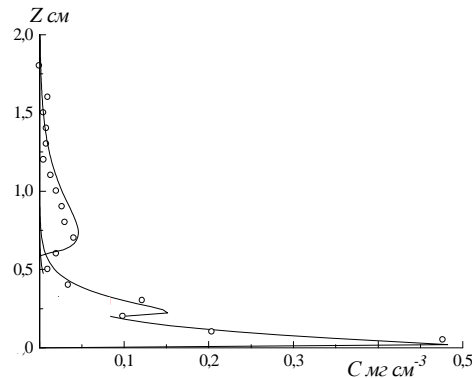


Рис. 9. Профиль массовой концентрации мелкого песка в пограничном слое ветропесчаного потока при динамической скорости $u_* = 0,27 \text{ м/с}$ ($x_0 = 92 \text{ мкм}$, $\sigma_{lgx} = 0,11$).

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

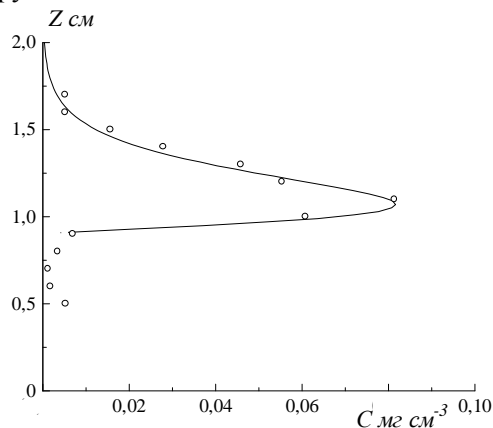


Рис. 10. Профиль массовой концентрации песка в пограничном слое ветропесчаного потока в понижении между гребнями эоловой ряби при динамической скорости $u_* = 0,43 \text{ м/с}$ ($x_0 = 172 \text{ мкм}$, $\sigma_{lgx} = 0,15$).

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

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

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

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

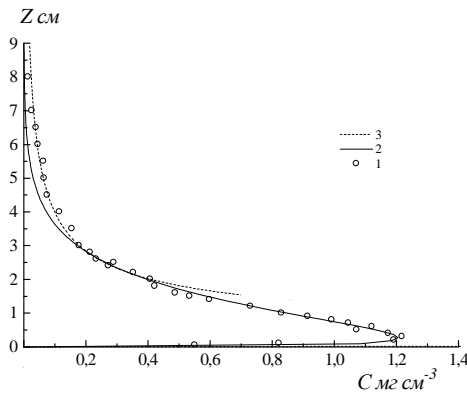


Рис. 11. Профиль массовой концентрации крупного песка в пограничном слое ветропесчаного потока ($x_0 = 172 \text{ мкм}$, $\sigma_{lgx} = 0,15$) при динамической скорости $u_* = 1,5 \text{ м/с}$. 1 – измеренные величины, 2 – аппроксимация функцией

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

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

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

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

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

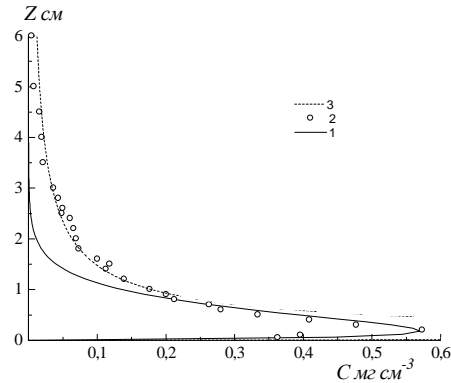


Рис. 12. Профиль массовой концентрации крупного песка в пограничном слое ветропесчаного потока ($x_0 = 172$ мкм, $\sigma_{lgx} = 0,15$) при динамической скорости $u_* = 0,46$ м/с. Усл. обозн. см. рис. 11.

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

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

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

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

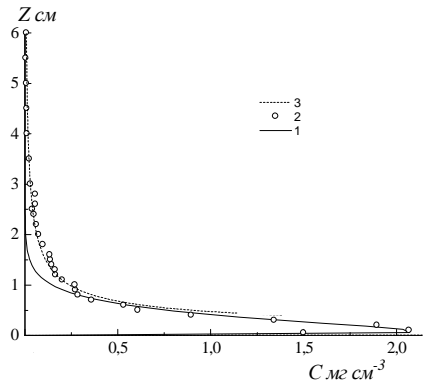


Рис. 13. Профиль массовой концентрации мелко́го песка в пограничном слое ветропесчаного потока при динамической скорости $u_* = 0,94$ м/с ($x_0 = 92$ мкм, $\sigma_{lgx} = 0,11$). Усл. обозн. см. рис. 11.

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

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

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

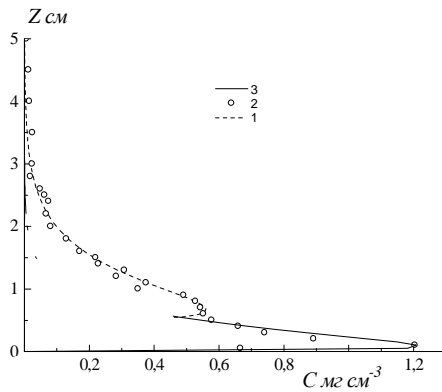


Рис. 14. Профиль массовой концентрации мелко́го песка в пограничном слое ветропесчаного потока при динамической скорости $u_* = 0,83$ м/с ($x_0 = 92$ мкм, $\sigma_{lgx} = 0,11$). Усл. обозн. см. рис. 11.

Профиль концентрации на нём описывается двумя уравнениями струй (5)

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

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

Заключение

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

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

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

Полученные значения β в аэродинамической трубе пре-

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

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

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

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

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

Работа выполнена по гранту МООС РК.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

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

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

Казахский научно-исследовательский институт экологии и климата

ЖЕЛҚҰМ АҒЫМЫНЫҢ ШЕГАРАМЕН ШЕКТЕС ҚАБАТЫНДА ҚҰМ БӨЛШЕКТЕРДІҢ КӨПТЕП ШОҒЫРЛАНУЫ ЖӨНІНДЕ

Физ.-мат. ғылымд. канд. О.Е. Семенов

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

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

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

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

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