

УДК 551.515.3

Канд. физ.-мат. наук О.Е. Семенов¹

ПРОФИЛЬ МАССОВОЙ КОНЦЕНТРАЦИИ ПЕСКА В ПРИЗЕМНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ ПРИ БУРЯХ

Ключевые слова: приземный, пограничный, слой, атмосфера, песчаный, поток, масса, профиль концентрации, буря

По измерениям на мачтах во время бурь профиль массовой концентрации песка $C(z)$ в приземном слое атмосферы имеет вид

$$C(z) = C_1 \left(\frac{z}{z_1} \right)^{-\alpha \frac{w_g}{u_*}} \quad (1). \text{ В пограничном слое ветропесчаного потока над дном перенос частиц идет в тонкой струе. По измерениям в аэродинамическом канале концентрация песка в струе описана}$$

функцией $C(z) = C_{\max} \cdot \left(\frac{z}{x_0} \right)^{0,045 \frac{w_g}{u_*}} \cdot \exp \left(-0,015 \frac{w_g}{u_*} \cdot \frac{z}{x_0} \right)$ (2). Путем

введения редуцированного коэффициента к числовому множителю в показателе степени экспоненты формулы (2) удалось получить склейку обеих функций на уровнях 1...8 мм над мелким песком и 0,3...6 см над крупным песком. Этими двумя функциями описан полный профиль массовой концентрации в приземном слое атмосферы.

Введение. Количественная информация о переносе массы частиц в воздушном потоке может быть получена в виде четырёх физических величин: твердого расхода q , массовой C , счетной n и объемной s концентрациями песка. Термин массовая концентрация хорошо известен и широко используется в научной литературе. Размерность массовой концентрации $M L^{-3}$, единица измерения $кг м^{-3}$. Объемная концентрация s – это объем частиц твердой фазы в единичном объеме газа. Объемная концентрация – безразмерная величина, удобная при теоретических исследованиях. Счетная концентрация – это число частиц в единичном объеме газа. Твердым расходом песка называют массу частиц твердой фазы (песок, соль, пыль), переносимую в единицу времени через единичную площадь

¹ г. Алматы, Казахстан

сечения потока. Размерность твердого расхода $M \cdot L^{-2} \cdot T^{-1}$ единица твердого расхода – $кг \cdot м^{-2} \cdot с^{-1}$. Твердый расход связан с массовой концентрацией зависимостью

$$q(z) = C(z) \cdot u_p(z), \quad (1)$$

здесь $q(z)$ – твердый расход песка на высоте z ; $C(z)$ – массовая концентрация на той же высоте; $u_p(z)$ – скорость частиц твердой фазы в воздушном потоке на этой высоте.

В зарубежных исследованиях по физике переноса песка в приземном слое атмосферы принято выделять 4 слоя ветропесчаного потока.

Поверхностный слой (дно потока), слой песка, в котором упаковка частиц высока, а скорости газа и твердой фазы равны нулю. Эта зона не может двигаться как жидкость, она является твердой. Внешний слой её неустойчив, так как он находится под действием пульсаций давлений, вызываемых пульсациями скорости ветра.

Слой ползучих (reptation) частиц, которые перекачиваются по поверхности, или совершают очень короткие скачки, длина которых не превышает нескольких миллиметров. Он состоит из наиболее крупных тяжелых частиц и образуется, в основном, за счет передачи им количества движения от сальтирующих частиц при их падении на поверхность. Пульсации давления играют вспомогательную роль, облегчая отрыв тяжелых частиц от поверхности. В зарубежной литературе его называют потоком частиц низкой энергии.

Слой сальтации – поток частиц высокой энергии. Песчинки в нем обладают наибольшей кинетической энергией, так как вылетевшие с поверхности в поток воздуха они, поднимаясь на высоту до нескольких см или десятков см, разгоняются потоком до скорости ветра.

Свободный верхний поток, в котором преобладают процессы переноса наиболее мелких и легких частиц вихрями турбулентного потока воздуха.

Первые два слоя на границе раздела потока воздуха с песчаной поверхностью следует называть пограничным слоем ветропесчаного потока (ПСВП), как это принято в гидродинамике для потоков жидкости или газа на границе раздела с твердой поверхностью.

Отметим недостаточное количество работ по изучению ветрового переноса масс песка и характеристик потоков высокой скорости с большой концентрацией частиц в приземном слое атмосферы (ПрСА). Немногочисленность экспериментальных работ объясняется как сложностью организации таких измерений в пустынях на подвижных песках, так и трудными климатическими и гигиеническими условиями во время бурь.

Зарубежные исследователи в основном занимаются изучением движения частиц крупного песка в первых трех слоях, в которых, по их мнению, переносится основная его масса. Измерения переноса массы песка ограничены у них высотой слоя сальтации (30...50 см). Однако во время сильных, и даже умеренных по интенсивности бурях, над песками с мелкими частицами они заполняют всю толщу приземного и даже планетарного пограничного слоя атмосферы (ППСА). Попаданию частиц в более высокие слои тропосферы при бурях препятствует слой воздуха с инверсией температуры, который формируется у верхней границы ППСА [3].

Несмотря на небольшие концентрации частиц песка в воздушном потоке выше 100 см, общая его масса, вследствие большой высоты верхней границы переноса, сравнима по значению с переносимой массой песка в слое 0...100 см. Поэтому необходимы исследования переноса во всей толще ППСА [6, 10].

При написании этой статьи автор не ставил задачу сделать обзор выполненных к настоящему времени исследований. Цель этой статьи – аналитическое описание полного профиля массовой концентрации песка в приземном слое атмосферы, включая и ПСВПП на материалах собственных измерений. Поэтому далее в работе приводятся лишь те источники, которые непосредственно соприкасаются с поставленной задачей. Поставить и решить эту задачу позволили многолетние исследования песчаных бурь в пустынях Казахстана и измерения в аэродинамическом канале [6, 8].

Распределение частиц подвижного песка по размерам чаще всего описывается логарифмически нормальной функцией с плотность вероятности

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

где x – размер песчинок; x_0 – средний геометрический размер частиц песка; $\sigma_{\lg x}$ – среднее квадратичное отклонение $\lg x$ (стандартное геометрическое отклонение). Для описания этого распределения достаточно знать два параметра x_0 и $\sigma_{\lg x}$, которые легко установить при ситовом методе анализа размеров частиц песка. В пустынях Казахстана средний геометрический размер частиц x_0 изменяется преимущественно в интервале от 90 до 150...170 мкм [6, 8]. Более крупный песок в прибрежных дюнах морей и больших водоемов.

Наиболее ценные результаты получены в Аральском регионе, где одиннадцатью экспедициями за семьдесят песчаных бурь измерено свыше 1000 профилей средней скорости потока и 140 профилей переносимой ветром массы над песками различной крупности с x_0 от 90 до 270 мкм [6]. Измерения проводились на мачтах над низкими барханами и барханными цепями высотой от 0,4 до 1 м. Получены профили скорости ветра и твердого расхода массы песка в слое от 0,12 до 16 м во время бурь. Профили твердого расхода, переносимой ветром массы песка в приземном слое атмосферы аппроксимируются степенной функцией

$$q(z) = q_1 \left(\frac{z}{z_1} \right)^{-0,57 \frac{w_g}{u_*}}. \quad (2)$$

В формуле (2) q_1 – твердый расход на высоте z_1 , кг/(м² с); w_g – скорость свободного падения частиц среднего геометрического размера x_0 на поверхности (гидродинамическая крупность частиц), м/с; u_* – динамическая скорость потока (скорость трения), м/с. Среднее значение числа в показателе степени формулы 0,57 получено по большому числу измерений. Для индивидуальных измеренных профилей $q(z)$ его значение может отличаться в виду значительно большего числа параметров, неучтенных при получении формулы (2) [6].

Степенной вид функции, описывающий профили твердого расхода частиц песка в потоке, подтвердил вид функций, теоретически найденные в работах [1, 5, 12].

Массовая концентрация переносимых ветром частиц песка в ПСВП. Несмотря на значительные успехи, достигнутые в исследованиях приземного слоя пыльных и песчаных бурь [1–3, 6, 10, 12], пограничный слой ветропесчаного потока над поверхностью песка все ещё мало изучен. Между тем, именно в этом слое происходит взаимодействие подстилающей песчаной поверхности и потока воздуха, переносится значительная масса частиц твердой фазы потока. Этот слой сложно исследовать экспериментально в натуральных условиях, так как для этого необходимо проводить тонкие измерения при сильном ветре в слое мощностью всего 40...50 мм, насыщенном движущимися частицами песка. В пределах этой области вблизи поверхности потока являются наиболее чувствительными к искажениям вводимым измерительными приборами скорости ветра и

уловителями песка. Лишь оптические методы измерения позволяют изучать строение тонкого, прилегающего к поверхности, пограничного слоя ветропесчаного (двухфазного) потока толщиной несколько сантиметров.

Такую работу можно выполнить в стационарных условиях в аэродинамической трубе, оборудованной необходимым комплексом приборов, основанных на оптических способах измерения концентрации песка в потоке. Исследования в лаборатории имеют существенные преимущества над наблюдениями в естественных условиях. Измерения, проводящиеся в аэродинамических трубах, проводятся в контролируемых условиях при оптимальном выборе параметров среды; они легче анализируются, сравниваются и поддаются интерпретации.

Таких исследований, к сожалению, до настоящего времени выполнено немного. Уникальные измерения выполнены Баттерфилдом (Butterfield G.R.) [13]. 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.

Баттерфилд 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. Максимальная масса песка переносилась по его измерениям в слое ниже 2 мм. Результаты одного из экспериментов Баттерфилда показаны на рис. 1, на котором ордината ζ является безразмерной высотой, а на оси абсцисс отложены значения натурального логарифма твердого расхода $\ln q$.

Результаты своих измерений он описал двумя экспонентами

$$q(\zeta) = \begin{cases} 10,1 \cdot 10^{-3} e^{-2,06\zeta} & 0 \leq z \leq 2 \text{ мм} \\ 7,73 \cdot 10^{-3} e^{-0,05\zeta} & 2 \leq z \leq 19 \text{ мм} \end{cases}, \quad (3)$$

где $q(\zeta)$ – расход массы песка на уровне ζ , а z – толщина слоя потока в мм. На приводимых им рисунках хорошо виден струйный характер переноса песка, но автор почему-то не обратил на это внимания.

Работы по моделированию потока массы частиц в слое сальтации на основе кинетической теории гранулированных потоков Хренуа и Синклера [6], Пасини и Джинкинса [15], Марвела, Роджес-Солорзано и Куртиса [13] позволили получить его в виде приподнятой над поверхностью песка струи. Ниже приводится заимствованный у Марвела с соавторами [13] график с ре-

зультатами их моделирования (кривая 2) и полученным Пасини и Дженкинсом профилем объемной концентрации песка $s(z)$ (кривая 1) (рис. 2).

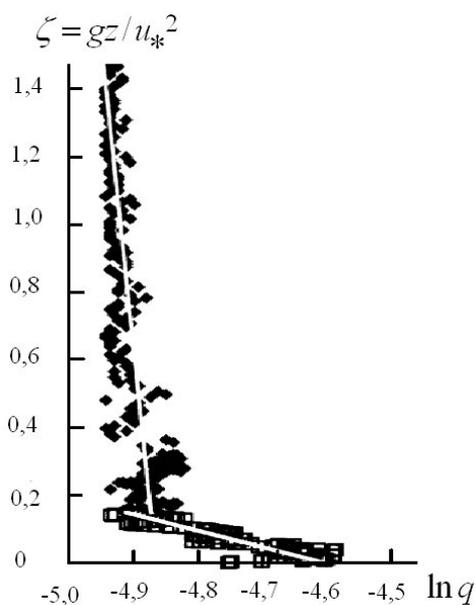


Рис. 1. Измерения твердого расхода Баттерфилда в пограничном слое ветропесчаного потока в аэродинамической трубе [13].

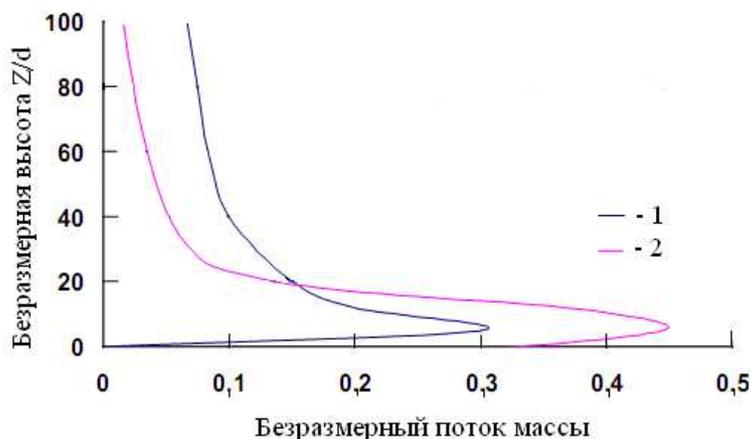


Рис. 2. Результаты численного моделирования в слое сальтации на основе кинетической теории гранулированных потоков. 1 – кривая Пасини и Дженкинса (Pasini, J.M. and Jenkins, J.T.); 2 – кривая Марвела, Роджес-Солорзано и Куртиса (Marval J.P. & et al) [13].

В результате численного моделирования обоими группами получено струйное строение потока массы частиц. Кривая 1 Пасини и Дженкинса показывает более равномерное распределение потока массы по вы-

соте, из-за улучшения в модели учета влияния механизма турбулентного взвешивания частиц. Подобную форму струй получили также Хренуа и Синклер [14]. Аналитического описания этих кривых авторами не сделано.

Наши исследования в аэродинамической трубе показали, что в пограничном слое ветропесчаного потока, перенос массы песка имеет вид струи, приподнятой над дном потока [6, 7, 9]. Концентрация массы частиц песка в струе была описана функцией

$$C(z) = C_{\max} \cdot \left(\frac{z}{x_0}\right)^a \cdot \exp\left(-b \cdot \frac{z}{x_0}\right), \quad (4)$$

где C_{\max} – значение максимальной концентрации на оси струи, a и b числовые параметры, определяющие соответствие функции результатам измерений.

На рис. 3 и 4 показаны полученные нами профили массовой концентрации песка в пограничном слое ветропесчаного потока в безразмерных координатах: высоты – z/x_0 и концентрации – C/C_{\max} при различных значениях динамической скорости u_* над поверхностью песка со средним геометрическим размером частиц $x_0 = 172$ мкм.

На рис. 3 представлен пример профиля массовой концентрации над поверхностью песка с $x_0 = 172$ мкм при динамической скорости потока $u_* = 0,66$ м/с и $C_{\max} = 0,937$ мг/см³. Ветропесчаный поток в пограничном слое одноструйный, с размываемой турбулентной диффузией верхней границей струи. Поэтому профиль концентрации пришлось описать системой из двух уравнений (5).

$$C(z) = \begin{cases} 0,3 C_{\max} \left(\frac{z}{65x_0}\right)^{-1,45} & \text{для } z \geq 65x_0 \\ C_{\max} \left(\frac{z}{x_0}\right)^{0,08} \exp\left(-0,022 \frac{z}{x_0}\right) & \text{для } z \leq 65x_0 \end{cases}. \quad (5)$$

Изменение массовой концентрации с высотой в струе описано уравнением (4) – кривая 1 на рис. 3. Выше струи профиль аппроксимируется степенной функцией

$$C(z) = C_1 \left(\frac{z}{z_1}\right)^{-1,45}, \quad (6)$$

где $C_1 = 0,3C_{\max}$ на $z_1 = 65x_0$. Склейка обеих функций системы (5) наблюдается на уровне $z_1 = 65x_0$. Функция (6) аналогична функции для описания профилей твердого расхода переносимой ветром массы песка в приземном слое атмосферы (2), что указывает на кинематическое подобие процессов турбулентной диффузии примеси в аэродинамической трубе и в ПрСА.

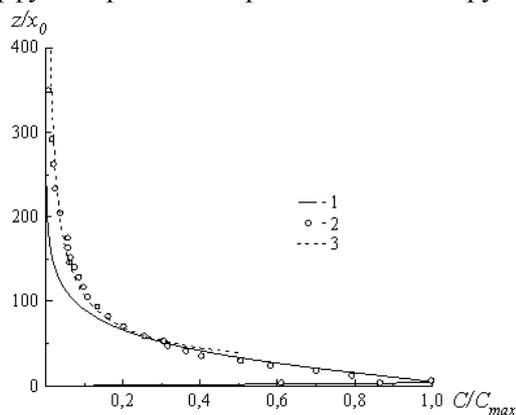


Рис. 3. Описание профиля массовой концентрации над поверхностью песка двумя функциями: 1 – нижняя функция системы (5); 2 – экспериментальные данные; 3 – верхняя функция системы (5).

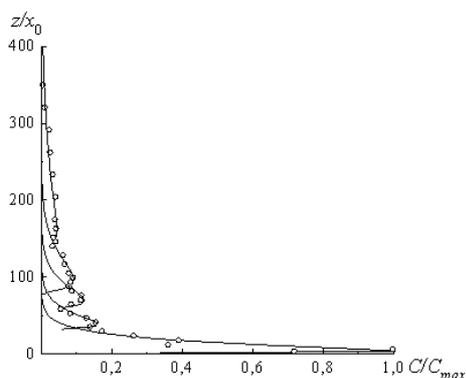


Рис. 4. Профиль массовой концентрации песка в пограничном слое ветропесчаного потока над поверхностью песка с $x_0 = 172$ мкм при $u_* = 0,37$ м/с.

При меньших скоростях ветропесчаного потока распределение с высотой массовой концентрации принимает более сложное строение. На рис. 4 хорошо виден многоструйный перенос песка при значениях динамической скорости потока $u_* = 0,37$ м/с. Струи формируются при их отрыве с гребней эоловой ряби. Три нижних струи наиболее тонкие и имеют вертикальный размер порядка 2...3 десятков частиц песка. Самая нижняя из них –

с наибольшей концентрацией массы частиц, равной $C_{\max} = 0,556 \text{ мг/см}^3$. По мере удаления от гребня, на котором струя песка создана, она поднимается выше и рассеивается, занимая с ростом высоты от дна потока все большую часть пространства и уменьшая концентрацию частиц в нем.

Но и при больших скоростях потока на профилях массовой концентрации крупного песка можно иногда заметить над нижней струей слабые следы от удаленных от места измерения рассеянных турбулентными вихрями других струй [6, 7, 9].

Всю тонкую структуру вертикального профиля массовой концентрации песка при таком струйном характере переноса можно описать системой уравнений (7)

$$C(z) = \begin{cases} 0,105 C_{\max} \left(\frac{z}{x_0} - 32 \right)^{0,5} \exp \left[-0,078 \left(\frac{z}{x_0} - 32 \right) \right] & \text{для } 32x_0 \leq z \leq 59x_0 \\ 0,05 C_{\max} \left(\frac{z}{x_0} - 59 \right)^{0,65} \exp \left[-0,06 \left(\frac{z}{x_0} - 59 \right) \right] & \text{для } 59x_0 \leq z \leq 80x_0 \\ 0,025 C_{\max} \left(\frac{z}{x_0} - 80 \right)^{0,7} \exp \left[-0,04 \left(\frac{z}{x_0} - 80 \right) \right] & \text{для } 80x_0 \leq z \leq 150x_0 \\ 0,04 C_{\max} \left(\frac{z}{x_0} - 150 \right)^{0,1} \exp \left[-0,01 \left(\frac{z}{x_0} - 150 \right) \right] & \text{для } 150x_0 \leq z \leq 350x_0 \\ C_{\max} \left(\frac{z}{x_0} \right)^{0,3} \exp \left(-0,1 \frac{z}{x_0} \right) & \text{для } z \leq 32x_0 \end{cases} \quad (7)$$

Профиль струи на рис. 3 подтверждает успешные результаты авторов моделирования в слое сальтации на основе кинетической теории гранулированных потоков [6, 13, 15]. Наш профиль концентрации песка на рис. 4 похож на полученный Баттерфилдом (рис. 1) [13].

Таким образом, в пограничном слое ветропесчаный поток имеет вид струи, верхняя граница которой размывается турбулентными вертикальными пульсациями скорости ветра. Изменение концентрация частиц в потоке выше струи описывается степенной функцией. Максимальная концентрация в потоке песка наблюдается на некоторой высоте над поверхностью, т.е. струя приподнята над дном потока.

Массовая концентрации переносимых ветром частиц песка в слое сальтации в естественных условиях. В статье [7] приводятся результаты исследований массовой концентрации частиц песка в припо-

верхностном слое ветропесчаного потока в полевых условиях. Работу проводили над ровной песчаной поверхностью, покрытой золовой рябью, с логарифмически нормальным распределением частиц песка по размерам со средним геометрическим размером $x_0 = 90$ мкм и стандартным отклонением $\sigma_{\lg x} = 0,12$. Скорость свободного падения частиц песка размером $x_0 = 90$ мкм равна $w_g = 0,66$ м/с.

С помощью малогабаритного фотометра, выполнены измерения профилей концентрации переносимого ветром песка при песчаных бурях в приповерхностном слое высотой от 5 мм до 45...55 мм над уровнем песчаной поверхности. Измерения по фотометру сопровождались регистрацией скорости ветра в слое от 0,25 м до 8 м, температуры и градиентов температуры в слое 0,2...2 м. Это позволяло определять u_* , параметр шероховатости z_0 и число Ричардсона Ri_1 для уровня одного метра [6, 7].

Получено 30 профилей концентрации песка при песчаных бурях и поземках. Каждое измерение профиля занимало от 5 до 10...15 минут. Особенно много времени требовалось в нестационарных условиях потока, когда ошибки измерений возрастали. Значительные погрешности были и при измерении высоты переноса песка на самых низких уровнях при больших скоростях ветра, когда поверхность быстро изменяла свои геометрические характеристики. Это привело к тому, что после критического просмотра и анализа были оставлены лишь 19 профилей массовой концентрации песка. Они были сгруппированы по значениям динамической скорости потока u_* . Полученные по средним значениям $C(z)$ и u_* профили показаны на рис. 5.

Анализ показал, что полученные профили массовой концентрации песка в этом слое потока описываются степенной функцией

$$C(z) = C_1 \left(\frac{z}{z_1} \right)^{-\beta}, \quad (8)$$

где C_1 – концентрация песка на высоте z_1 , а β является по исследованиям Прандтля, Баренблатта и Голицына [1, 4, 12] функцией отношения $\frac{w_g}{u_*}$, где w_g – гидродинамическая крупность частиц (скорость свободного гравитационного падения), а u_* – динамическая скорость потока (скорость трения).

Поэтому (8) запишем в виде

$$C(z) = C_1 \left(\frac{z}{z_1} \right)^{-\alpha \frac{w_g}{u_*}} \quad (9)$$

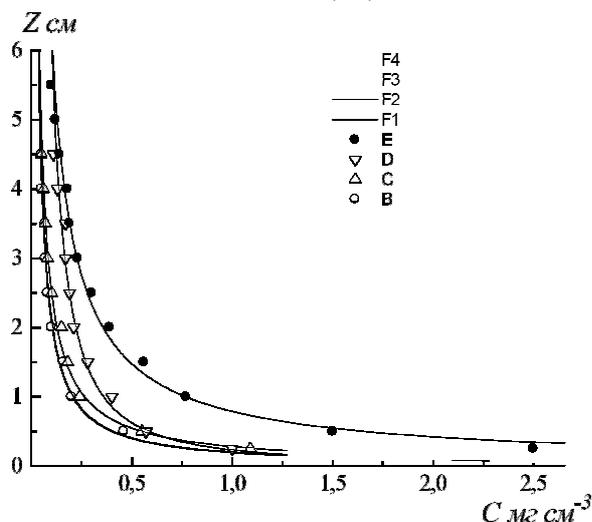


Рис. 5. Вертикальные профили концентрации песка в слое сальтации частиц при различных скоростях ветра во время бурь. В – $u_* = 0,32$ м/с, С – $u_* = 0,4$ м/с, D – $u_* = 0,53$ м/с, E – $u_* = 0,73$ м/с. F_1, F_2, F_3, F_4 аппроксимирующие измерения функции (8).

Параметры формул (8) и (9) для полученных профилей на рис. 5 имеют следующие значения:

F_1	$u_* = 0,32$ м/с	$C_1 = 0,207 \cdot \text{мг/см}^3$	$\beta = 0,97$	$\alpha = 1,47$
F_2	$u_* = 0,40$ м/с	$C_1 = 0,265 \cdot \text{мг/см}^3$	$\beta = 1,05$	$\alpha = 1,59$
F_3	$u_* = 0,53$ м/с	$C_1 = 0,36 \cdot \text{мг/см}^3$	$\beta = 0,7$	$\alpha = 1,06$
F_4	$u_* = 0,73$ м/с	$C_1 = 0,77 \text{ мг/см}^3$	$\beta = 1,11$	$\alpha = 1,68$

Здесь C_1 – массовая концентрация песка на уровне $z_1 = 1$ см. Скорость свободного падения частиц песка размером $x_0 = 90$ мкм $w_g = 0,66$ м/с.

В полевых условиях удалось получить профили массовой концентрации песка во время бурь в ограниченной зоне приповерхностного слоя ветропесчаного потока выше 5 мм и получить их аналитическое описание. Измерить концентрацию песка в потоке ниже высоты 5 мм не удалось. В пределах этой области вблизи поверхности потоки являются наиболее чувствительными к искажениям, наводимыми измерительными прибора-

ми. У нас уровень поверхности возле источника тонкого луча света и приемника излучения фотометра быстро изменялся вследствие усиленного выветривания песка из-за усиления скорости ветра при их обтекании потоком, что приводило к большим погрешностям в определении высоты прибора над поверхностью.

В зарубежной литературе нет единого мнения по аппроксимации профиля потока массы в слое сальтации. Чаще всего применяют экспоненциальные функции. Баттерфилд отметил, что часто экспериментальные точки в нижней и верхней части кривой отклоняются от экспоненциальной зависимости. Ряд исследователей указывают на описание своих результатов степенными функциями [11, 13].

Профиль концентрации песка в приземном слое ветропесчаного потока. Наиболее ценные результаты по изучению песчаных бурь получены в Аральском регионе, где одиннадцатью экспедициями за семьдесят песчаных бурь измерено свыше 1000 профилей средней скорости потока и 140 профилей переносимой ветром массы песка [6, 10]. Измерения проводились на 16-ти метровых мачтах на уровнях 0,125; 0,25; 0,5; 1; 2; 4; 9 и 16 м над песками различной крупности с x_0 от 90 до 270 мкм. Рельеф был сложным с низкими барханами и барханскими цепями высотой от 0,4 до 1 м. Оказалось, что в приземном слое атмосферы во время бурь профили твердого расхода переносимой ветром массы песка описываются степенной функцией

$$q(z) = q_1 \left(\frac{z}{z_1} \right)^{-0,57 \frac{w_g}{u_*}}. \tag{10}$$

В формуле (10) q_1 – твердый расход на высоте z_1 , кг/(м² с); w_g – скорость свободного падения частиц размером x_0 на поверхности (гидродинамическая крупность частиц), м/с; u_* – динамическая скорость потока (скорость трения), м/с [6, 10].

Для профиля счетной концентрации распределения твердых взвешенных монодисперсных частиц в ограниченном сверху потоке жидкости Прандтлем [5] получено уравнение

$$n(z) = n_1 \left(\frac{z}{z_1} \right)^{-\frac{w_g}{bu_*}}, \tag{11}$$

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 пыльных бурь Баренблатт и Голицын [1, 12] теоретически получили для профиля объемной концентрации в приземном слое атмосферы следующее выражение

$$s(z) = s_0 \left(\frac{z}{z_0} \right)^{-\frac{w_g}{\alpha_0 \cdot \kappa \cdot u_*}}, \quad (12)$$

здесь $\alpha_0 = k_m / k_\tau$ – отношение коэффициентов обмена массы и импульса, $\kappa = 0,4$ – постоянная Кармана. Как видим, все три профиля (10), (11) и (12) имеют аналогичное аналитическое описание.

Чтобы описать полный профиль массовой концентрации песка в ПрСА, необходимо было перейти от измеренных профилей твердого расхода $q(z)$ к их массовой концентрации $C(z)$. Для перерасчета была использована формула (1). Исходными материалами послужили параллельно измеренные профили твердого расхода $q(z)$ и скорости ветра $u(z)$, приведенные в монографии [6]. При вычислениях скорость частиц песка $u_p(z)$ принималась равной скорости ветра $u(z)$. По исследованиям Расмуссена и Соренсена [18] и автора [6] заметное отставание частиц от потока воздуха отмечается в ПСВП до высоты 8...10 см от дна потока.

В таблице приведены профили массовой концентрации для трех различных по размеру песков: четыре – для $x_0 = 210$ мкм, $\sigma_{lgx} = 0,14$; восемь – для $x_0 = 270$ мкм, $\sigma_{lgx} = 0,17$; одиннадцать – для $x_0 = 120$ мкм, $\sigma_{lgx} = 0,11$. Все полученные экспериментальные профили $C(z)$ аппроксимируются степенными функциями (8) или (9), для каждого профиля даны значения α , C_1 и u_* . Для песков размером $x_0 = 210$ мкм и $x_0 = 270$ мкм в формуле для описания профиля концентрации C_1 определено для уровня $z_1 = 0,5$ м; для мелкого песка $x_0 = 120$ мкм C_1 определено для уровня $z_1 = 1$ м.

Гидродинамическая крупность частиц песка размером $x_0 \geq 70$ мкм (скорость свободного гравитационного падения) w_g можно получить по эмпирической формуле [6, 10]

$$w_g = 6,5 \cdot 10^{-2} \sqrt{gx_0} - 1,27, \quad (13)$$

где w_g измеряется в м/с, ускорение свободного падения g – м/с², размер частиц песка x_0 – в мкм. По ней определены значения w_g для этих трех размеров частиц песка: $w_g = 0,96$ м/с – для $x_0 = 120$ мкм, $w_g = 1,68$ м/с – для $x_0 = 210$ мкм, и $w_g = 2,07$ м/с – для $x_0 = 210$ мкм.

Описание полного профиля массовой концентрации песка в приземном слое атмосферы при песчаных бурях. Имея аналитическое описание измеренных профилей концентрации в приземном слое атмосферы выше 12,5 см и в пограничном слое ветропесчаного потока в аэродинамической трубе, попытаемся получить его полное описание от поверхности песка. Ветропесчаные потоки в аэродинамической трубе имеют меньшую интенсивность турбулентности по сравнению с атмосферными движениями. Поэтому результаты исследований в трубах всегда несколько отличаются от аналогичных в естественных потоках. Переносить их на процессы в атмосфере можно в том случае, если между ними наблюдается кинематическое подобие. При этом приходится вводить редуцированные коэффициенты, позволяющие их согласование с натурными процессами.

Анализ полевых и лабораторных измерений показал, что наблюдается кинематическое подобие профилей массовой концентрации частиц песка в потоке в реальных условиях песчаных бурь и в аэродинамической трубе выше уровня z_1 , равного 5...10 мм. Профили в обоих случаях аппроксимируются функциями $C(z) = C_1(z/z_1)^{-\alpha \frac{w_g}{u_*}}$ или $C(z) = C_1(z/z_1)^{-\beta}$,

где $\beta = \alpha \frac{w_g}{u_*}$.

Но значения α и β в аэродинамической трубе отличаются от их значений в реальных ветропесчаных потоках, так как концентрация песка с высотой переноса растет в аэродинамической трубе медленнее, чем в природном потоке. Но это естественно, интенсивность турбулентности атмосферных потоков выше и процессы турбулентной диффузии протекают в них

значительно активнее. Следует ожидать кинематического подобия в строении и самого нижнего (пограничного) слоя ветропесчаного потока в реальных и лабораторных условиях, где перенос песка происходит в виде струй, массовая концентрация частиц в которых описана уравнением (4).

Существенным недостатком формулы (4) является неопределенность зависимости её параметров от параметров ветропесчаного потока и размеров частиц песка на поверхности. В статье [9] была решена задача по нахождению связей параметров формулы (4) с физическими параметрами воздушного потока и частиц песка. Получена статистическая зависимость

$$C_{\max} \text{ от динамического аналога числа Фруда } Fr_* = \frac{u_*^2}{x_0 g}$$

$$C_{\max} = 0,437 + 4,8 \cdot 10^{-4} Fr_* . \quad (14)$$

Эта статистическая связь имеет коэффициент корреляции $r = 0,93$ и стандартное отклонение $\sigma_r = \pm 0,1$. Зависимость показателя степени a в первом члене формулы (4) от отношения w_g / u_* получена в виде линейной функции

$$a = 0,045 \frac{w_g}{u_*} \quad (15)$$

Зависимость b в показателе степени экспоненциального члена формулы от отношения w_g / u_* также линейная

$$b = 0,015 \frac{w_g}{u_*} . \quad (16)$$

Используя полученные зависимости (14), (15), (16) и формулу (4) для описания вертикального профиля массовой концентрации песка в струе песка в нижней части пограничного слоя ветропесчаного потока формулу можно записать в виде

$$C(z) = C_{\max} \cdot \left(\frac{z}{x_0} \right)^{0,045 \frac{w_g}{u_*}} \cdot \exp \left(-0,015 \frac{w_g}{u_*} \cdot \frac{z}{x_0} \right) . \quad (17)$$

Она позволяет описать профиль массовой концентрации песка в струе по информации всего лишь о двух величинах потока – динамической скорости потока u_* и среднем геометрическом размере частиц песка x_0 на дне потока.

Процедура получения полного профиля массовой концентрации песка в потоке достаточно проста. По известным параметрам профилей $C(z)$ из

таблицы: u_* , w_g , x_0 и Fr_* рассчитываются для каждого из них параметры формулы (17): C_{\max} , a и b . Затем в программе Origin Pro 8.5.1 в логарифмической системе координат по данным каждого конкретного измеренного профиля $C(z)$ строится график, по точкам которого проводится прямая линия функции $C(z) = C_1(z/z_1)^{-a \frac{w_g}{u_*}}$ (8), нижняя граница которой 12,5 см.

Программа Origin позволяет строить несколько графиков в одних и тех же координатных осях. Поэтому далее на нем проводится построение графика функции (17) с рассчитанными выше значениями C_{\max} , a и b . Его получают в виде кривой для слоя потока песка от x_0 до уровня 1 см. Обе кривых зависимости $C(z)$ на графике разделяет слой потока толщиной около 10 см. Выше показано, что по измерениям профиль $C(z)$ (8) в нижней части приземного слоя может быть экстраполирован до высоты 0,5 см до линии функции (17).

Рассмотрим роль переменных сомножителей в правой части уравнения (17) с ростом высоты. Первый множитель $\left(\frac{z}{x_0}\right)^{0,045 \frac{w_g}{u_*}}$ описывает рост концентрации с высотой и является определяющим на малых высотах переноса песка в струе. Роль второго $\exp\left(-0,015 \frac{w_g}{u_*} \cdot \frac{z}{x_0}\right)$ становится решающей в уменьшении концентрации частиц в потоке на верхней границе струи, на высотах где турбулентная вязкость уже значительно превышает молекулярную.

Процедура склейки функций в дальнейшем свелась к введению редуцированного коэффициента к числовому множителю в показателе степени экспоненты формулы (17), т.е. к увеличению роли турбулентной вязкости на рассеяние верхней границы струи песка над дном потока. Редуцированный коэффициент находился путем подбора до совпадения функции (17) с линией функции (8). Склеюку обеих функций удалось получить на уровнях 1...8 мм над мелким песком и 0,3...6 см над крупным песком. Этими двумя функциями описан полный профиль массовой концентрации в приземном слое атмосферы. На рис. 9–12 представлены полученные полные профили концентрации в приземном слое атмосферы в логарифмическом масштабе над песками различного размера.

$$C(z) = \begin{cases} 9 \cdot 10^{-3} \left(\frac{z}{50}\right)^{-3,45} & \text{для } z \geq 4 \text{ см} \\ 458 \cdot \left(\frac{z}{0,027}\right)^{0,274} \exp\left(-0,024 \frac{z}{0,027}\right) & \text{для } z \leq 4 \text{ см} \end{cases} \quad (18a)$$

$$C(z) = \begin{cases} 0,14 \cdot \left(\frac{z}{50}\right)^{-3} & \text{для } z \geq 6 \text{ см} \\ 520 \cdot \left(\frac{z}{0,027}\right)^{0,137} \exp\left(-0,012 \frac{z}{0,012}\right) & \text{для } z \leq 6 \text{ см} \end{cases} \quad (18b)$$

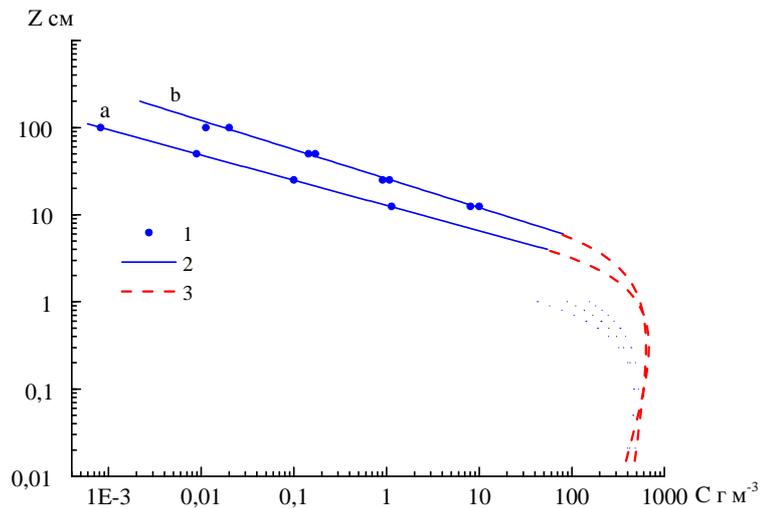


Рис. 9. Полные профили массовой концентрации песка в ПрСА над песком среднего геометрического размера $x_0 = 270$ мкм и $\sigma_{\lg x} = 0,17$. **a** – $u_* = 0,34$ м/с; **b** – $u_* = 0,68$ м/с. 1 – измерения автора, 2 – линии функции (8), 3 – линии функции (17).

$$C(z) = \begin{cases} 5 \cdot 10^{-4} \left(\frac{z}{50}\right)^{-2,38} & \text{для } z \geq 0,3 \text{ см} \\ 467 \cdot \left(\frac{z}{0,021}\right)^{0,18} \exp\left(-0,145 \frac{z}{0,021}\right) & \text{для } z \leq 0,3 \text{ см} \end{cases} \quad (19a)$$

$$C(z) = \begin{cases} 1,1 \cdot 10^{-3} \left(\frac{z}{50}\right)^{-2,32} & \text{для } z \geq 0,5 \text{ см} \\ 476 \cdot \left(\frac{z}{0,021}\right)^{0,184} \exp\left(-0,12 \frac{z}{0,021}\right) & \text{для } z \leq 0,5 \text{ см} \end{cases} \quad (19b)$$

$$C(z) = \begin{cases} 1,6 \cdot 10^{-2} \left(\frac{z}{50}\right)^{-2,48} & \text{для } z \geq 2 \text{ см} \\ 490 \cdot \left(\frac{z}{0,021}\right)^{0,158} \exp\left(-0,0324 \frac{z}{0,021}\right) & \text{для } z \leq 2 \text{ см} \end{cases} \quad (19c)$$

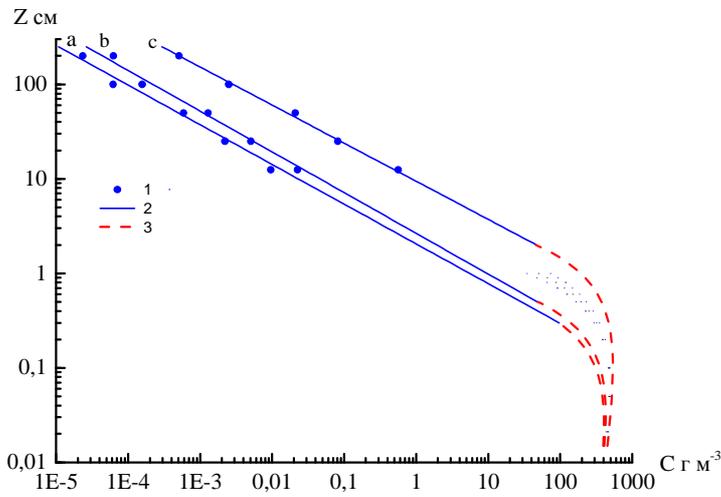


Рис. 10. Полные профили массовой концентрации песка в ПрСА над песком $x_0 = 210$ мкм и $\sigma_{lgx} = 0,14$. **a** – $u_* = 0,35$ м/с; **b** – $u_* = 0,41$ м/с; **c** – $u_* = 0,48$ м/с. Усл. обозн. см. рис. 9.

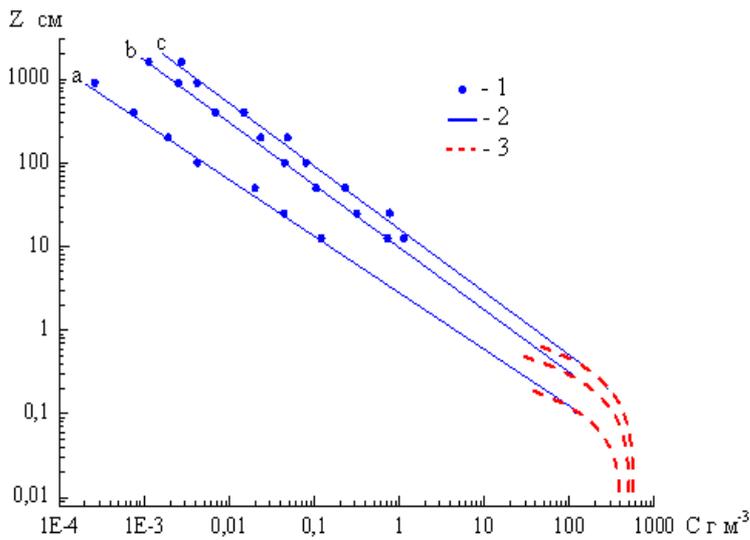


Рис. 11. Полный профиль массовой концентрации песка в ПрСА над песком с $x_0 = 120$ мкм и $\sigma_{lgx} = 0,11$. **a** – $u_* = 0,31$ м/с; **b** – $u_* = 0,50$ м/с; **c** – $u_* = 0,60$ м/с. Усл. обозн. см. рис. 9.

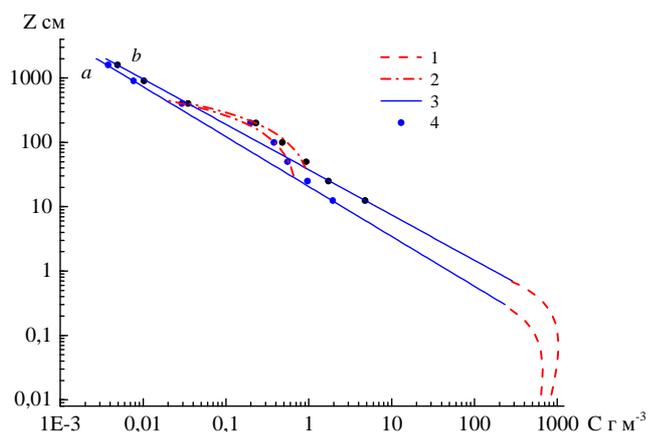


Рис. 12. Сложные профили массовой концентрации песка при наличии струй песка с близкого бархана: **a** – $u_* = 0,70$ м/с; **b** – $u_* = 0,80$ м/с. 1 – линия функции (17), 2 – линия функции (21), линия функции (8), 4 – результаты измерений.

$$C(z) = \begin{cases} 5,5 \cdot 10^{-3} \left(\frac{z}{100}\right)^{-1,47} & \text{для } z \geq 0,1 \text{ см} \\ 467 \cdot \left(\frac{z}{0,012}\right)^{0,139} \exp\left(-0,185 \frac{z}{0,012}\right) & \text{для } z \leq 0,1 \text{ см} \end{cases} \quad (20a)$$

$$C(z) = \begin{cases} 4,4 \cdot 10^{-3} \left(\frac{z}{100}\right)^{-1,34} & \text{для } z \geq 0,3 \text{ см} \\ 540 \cdot \left(\frac{z}{0,012}\right)^{0,086} \exp\left(-0,08 \frac{z}{0,012}\right) & \text{для } z \leq 0,3 \text{ см} \end{cases} \quad (20b)$$

$$C(z) = \begin{cases} 8,8 \cdot 10^{-2} \left(\frac{z}{100}\right)^{-1,33} & \text{для } z \geq 0,4 \text{ см} \\ 584 \cdot \left(\frac{z}{0,012}\right)^{0,072} \exp\left(-0,053 \frac{z}{0,012}\right) & \text{для } z \leq 0,4 \text{ см} \end{cases} \quad (20c)$$

Особенностью профилей 19...23, полученных во время сильной песчаной бури, является их более сложное строение. Причиной нарушения профиля явился близко подошедший к мачте с пескоуловителями бархан высотой около одного метра. Струя песка с вершины бархана не успевала рассеиваться турбулентными вихрями. В интервале высот от 25...40 см до 400...450 см струя хорошо видна на профиле концентрации. На рис. 12 приведены 19 и 21 профили таблицы. Уравнение, описывающее эту струю, можно записать в следующем виде

$$C(z) = C_{opt} \left(\frac{z + z_1}{100} \right)^\delta \exp \left(-\gamma \frac{z + z_1}{100} \right), \quad (21)$$

где z_1 – это нижний уровень струи на графике. Неизвестные параметры этой функции C_{opt} , δ и γ , к сожалению, пришлось определять подбором, замечу, что C_{opt} близко к значению концентрации на высоте z_1 .

Ниже приведены две системы уравнений, описывающие эти сложные профили концентрации песка в ветропесчаном потоке приземного слоя атмосферы.

$$C(z) = \begin{cases} 1,4 \cdot 10^{-1} \left(\frac{z}{z_1} \right)^{-1,29} & \text{для } z \geq 0,3 \text{ см} \\ 680 \left(\frac{z}{0,012} \right)^{0,15} \exp \left(-0,06 \frac{z}{0,012} \right) & z \leq 0,3 \text{ см} \\ 1,2 \left(\frac{z + 30}{100} \right)^{0,12} \exp \left(-0,9 \frac{z + 30}{100} \right) & 30 \leq z \leq 400 \text{ см} \end{cases} \quad (22a)$$

$$C(z) = \begin{cases} 2,5 \cdot 10^{-1} \left(\frac{z}{z_1} \right)^{-1,42} & \text{для } z \geq 0,6 \text{ см} \\ 880 \left(\frac{z}{0,012} \right)^{0,2} \exp \left(-0,034 \frac{z}{0,012} \right) & z \leq 0,6 \text{ см} \\ 2 \left(\frac{z + 40}{100} \right)^{0,12} \exp \left(-0,95 \frac{z + 40}{100} \right) & 40 \leq z \leq 400 \text{ см} \end{cases} \quad (22b)$$

На рис. 12 видно, что удалось хорошо описать полный профиль концентрации в приземном слое и для сложных условий переноса песка предложенной системой уравнений.

Заключение. По результатам измерений переноса масс песка во время бурь на мачтах над подвижными песками трех размеров получены профили массовой концентрации песка $C(z)$ в ПрСА. Найдено их аналитическое описание в слое от 0,125 до 16 м формулой (8). По измерениям в аэродинамическом канале в пограничном слое ветропесчаного потока над дном перенос частиц идет в тонкой струе. Концентрация песка в струе описана функцией (17).

Путем введения редуцированного коэффициента к числовому множителю в показателе степени экспоненты этой формулы удалось получить склейку двух функций (8) и (17) на уровнях 1...8 мм над мелким песком и 0,3...6 см над крупным песком. Этими двумя функциями описан полный профиль массовой концентрации песка в приземном слое атмосферы.

Удалось описать полный профиль концентрации в приземном слое атмосферы и для сложных условий переноса песка предложенной системой уравнений из трех функций (8), (17) и (21). Функцией (21) описывается вторая струя песка с близко подошедшего к измерительной мачте с приборами бархана, которая не успевает рассеиваться в потоке и может нарушать вид профиля (8).

Получена возможность описания профиля массовой концентрации песка в ветропесчаном потоке при песчаных бурях по ограниченной информации о скорости ветра и размерах песка на поверхности. Интегрирование профиля $C(z)$ позволяет получить массу песка в потоке в пределах приземного слоя атмосферы.

Более сложной и нерешенной задачей является получение аналогичного полного профиля твердого расхода песка.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баренблатт Г.И., Голицын Г.С. Локальная структура развитых пыльных бурь. – М.: Изд-во МГУ, 1973. – 44 с.
2. Бютнер Э.К. Динамика приповерхностного слоя воздуха. – Л.: Гидрометеоиздат, 1978. – 158 с.
3. Волеваха В.А., Бабенко В.И., Ганюгина Н.Ф. О состоянии нижней тропосферы во время сильных пыльных бурь на Украине // Тр. УкрНИГМИ. – 1977. – Вып. 160. – С. 47-58
4. Горчаков Г.И., Титов А.А., Бунтов Д.В. Параметры нижнего слоя сальтации на опустыненной территории // Докл. АН. 2009. Т. 424, № 1. С. 103–106.
5. Прандтль Л. Гидроаэромеханика / Пер. с нем. – 2-ое изд. – М.: Изд-во иностр. лит., 1951. – 575 с.
6. Семенов О.Е. Введение в экспериментальную метеорологию и климатологию песчаных бурь – Алматы: изд. «Волкова Н.И.», 2011.– 580 с.
7. Семенов О.Е. О массовой концентрации частиц в пограничном слое ветропесчаного потока // Гидрометеорология и экология. – 2009. – № 2 – С. 7-27.

8. Семенов О.Е. О распределении песчаных частиц по размерам на юге Казахстана вследствие эоловых процессов // Тр. КазНИГМИ. – 1970. – Вып. 36. – С. 153-165.
9. Семенов О.Е. О физическом содержании параметров профилей массовой концентрации частиц в пограничном слое ветропесчаного потока // Гидрометеорология и экология. – 2010. – № 1 – С. 7-27.
10. Семенов О.Е., Каипов И.В., Шапов А.П. Песчано-солевые бури в Приаралье // Гидрометеорологические проблемы Приаралья. / Под ред. Г.Н. Чичасова – Л.: Гидрометеоиздат, 1990. – 276 с.
11. Anderson R.S., Sorensen M., Welletts B.B. A review of recent progress in our understanding of aeolian sediment / Aeolian Grain Transport 1. Mechanics. // Eds: O.E. Barndorf-Nielsen & B.B. Willetts – SpringerVerlag – Wien – New York – 1991 – P. 1-20.
12. Barenblatt G.I., Golitsyn G.S. Local structure of Matyre Dust Storms // *J. Atmos Sci.*– 1974 – Vol. 31, №7. – P. 1917-1933.
13. 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.
14. Hrenya C. and Sinclair J. Effects of Particle-Phase Turbulence in Gas-Solid Flows, 1997. – *AIChE Journal* 43. – P. 853–869.
15. Liu X., Dong Z. Vertical profiles of Aeolian sand mass flux // *Geomorphology.* – 2004 – No 59. – P. 205-218.
16. Marval J.P., Rojas-Solórzano L.R., Curtis J.S. Two-dimensional numerical simulation of saltating particles using granular kinetic theory/ *Proceedings of FEDSM 2007 ASME/JSME Fluids Engineering Division Summer Meeting.* July 30 – August 2, 2007, San Diego, California USA. – P. 1-11.
17. Pasini J.M. and Jenkins, J.T. 2005, «Aeolian Transport with Collisional Suspension», *Phil. Trans. R Soc. A.* 363, P. 1625-1646.
18. Rasmussen K.R., Sorensen M. The vertical variation of particile speed and flux density in aeolian saltation: Measurement and modeling. – *J.Geophys.Res.* – 2008. – 113(F2), F02S12, doi:10.1029/2007 JF000774.

Поступила 2.09.2017

Физ.-мат. ғылымд. канд. О.Е. Семенов

**ДАУЛ КЕЗІНДЕГІ АТМОСФЕРАНЫҢ ЖЕР БЕТІНДЕГІ
ҚАБАТЫНДАҒЫ ҚҰМ КОНЦЕНТРАЦИЯСЫНЫҢ ПРОФИЛІ**

Түйінді сөздер: жер бетіндегі, шекаралық, қабаты, атмосфера, құмды, ағын, масса, концентрация профилі, даул

Діңгектегі өлшеулер бойынша даул кезіндегі атмосфераның жер бетіндегі қабатындағы құм концентрациясының профилі

$$C(z) = C_1 \left(\frac{z}{z_1} \right)^{-\alpha \frac{w_g}{u_*}} \quad (1) \text{ көрінісіне ие. Құмды жел ағынының}$$

шекаралық қабатының түбкі бетінде бөлшектердің тасымалдануы
жсіңішке ағыспен жүреді. Аэродинамикалық өзекпен өлшеу бойынша
ағыстағы құм концентрациясы

$$C(z) = C_{\max} \cdot \left(\frac{z}{x_0} \right)^{0,045 \frac{w_g}{u_*}} \cdot \exp \left(-0,015 \frac{w_g}{u_*} \cdot \frac{z}{x_0} \right) \quad (2) \text{ функциясымен}$$

суреттелген. (2) формуладағы экспонента дәрежесі көрсеткішіндегі сандық көбейткішке редуциялық коэффициент енгізу жолымен, 1...8 мм ұсақ және 0,3...6 см ірі құмдардың үстіндегі деңгейлердегі екі функцияны біріктіру мүмкін болды. Осы екі функциямен атмосфераның жер бетіндегі қабатындағы жаппай концентрациялардың профилі толығымен жазылған.

Semenov O.E.

THE MASS PROFILE CONCENTRATION OF SAND IN THE ATMOSPHERIC LAYER NEAR GROUND SURFACE IN STORM

Key words: surface, boundary, layer, atmosphere, sand, flow, mass, concentration profile, storm

According to measurements on masts during storms, the mass profile of the sand concentration $C(z)$ in the surface layer of the atmosphere

has the form $C(z) = C_1 \left(\frac{z}{z_1} \right)^{-\alpha \frac{w_g}{u_*}} \quad (1)$. In the boundary layer of

the wind-sandy stream above the bottom, the transport of particles proceeds in a thin jet. According to measurements in the aerodynamic channel, the concentration of sand in the jet is described by the function

$$C(z) = C_{\max} \cdot \left(\frac{z}{x_0} \right)^{0,045 \frac{w_g}{u_*}} \cdot \exp \left(-0,015 \frac{w_g}{u_*} \cdot \frac{z}{x_0} \right) \quad (2)$$
. By introducing

the reduction coefficient to the numerical factor in the power exponent of formula (2), it possible to obtain a gluing of both functions at levels of 1...8 mm above fine sand and 0,3...6 cm above coarse sand. These two functions describe the complete profile of mass concentration in the surface layer of the atmosphere.