

УДК 551.551.8+551.515.3(252.83)

**ВЕРТИКАЛЬНЫЙ ПОТОК МАССЫ АЭРОЗОЛЯ ПРИ ПЕСЧАНОСОЛЕВЫХ БУРЯХ НА ОСУШЕННОЙ ЧАСТИ ДНА АРАЛЬСКОГО МОРЯ**

Канд. физ.-мат. наук О.Е. Семенов

*Выполнены расчеты вертикального потока массы  $Q_w$  песчаного аэрозоля размером менее 73 мкм по результатам экспедиционных измерений на осушенном дне Арала во время песчаных бурь.  $Q_w$  изменяется от  $10^{-8}$  до  $10^{-4}$  кг·м<sup>2</sup>·с<sup>-1</sup> в интервале значений динамической скорости потока  $u_*$  от 0,2 до 0,82 м/с. Получены графические зависимости  $Q_w$  от  $u_*$  и числа Фруда.*

Наряду с горизонтальными характеристиками потока массы частиц в двухфазных потоках (твердый, общий и полный расход) большое значение имеет определение значения вертикального потока массы частиц от поверхности в единицу времени. Вертикальный поток массы частиц  $Q_w$  является одной из основных величин источника примеси при математическом моделировании ветрового переноса твердой фазы. Он характеризует способность поверхности генерировать поток массы твердой фазы от источника и определяется числом частиц  $N$ , срывааемых ветром в единицу времени с единичной площади поверхности, их массой  $m_p$  и вертикальной скоростью движения  $w$ , т.е. в случае монодисперсного размера частиц определяется произведением

$$Q_w = m_p \cdot N \cdot w .$$

Произведение  $Nw$  Бютнер [1] назвала интенсивностью поверхностного источника и использовала при исследовании сальтации частиц песка и снега в приповерхностном слое воздуха. Поскольку информации об интенсивности поверхностного источника  $Nw$  и его зависимости от скорости потока нет, Бютнер задавала его и подбирала по сходимости рассчитанного ею горизонтального потока массы песка с его измеренными значениями. Этот же подход для задания источника примеси  $Q_w$  использовали Каипов [10] и Дедова [3] при моделировании переноса аральского аэрозоля.

Другой способ определения вертикального потока массы частиц при бурях через пульсационные характеристики потока суспензии (частиц + воздух)

$$Q_w = \rho \cdot s' \cdot w',$$

где  $\rho$  – плотность частиц,  $s'$  и  $w'$  – пульсации объемной концентрации твердой фазы и вертикальной составляющей скорости потока. Этот прямой метод определения  $Q_w$  наиболее предпочтителен, но очень труден для практического применения в виду сложности как измерительной аппаратуры, так и вычислений. Он начал быстро развиваться в наши дни на базе современной вычислительной техники и стремительного прогресса оптических методов измерений концентрации аэрозолей и их дисперсного состава.

Более простыми экспериментальными способами определения вертикальных потоков субстанции является градиентные методы, основанные на измерении параметров потока на двух уровнях [2, 4, 5, 6, 9]. Вычисления вертикального потока массы песчаного аэрозоля по этому методу в [9] рекомендовано выполнять по формуле

$$Q_w = -\kappa(u_* - w_g) \frac{k_{p2}S(z_2) - k_{p1}S(z_1)}{\ln \frac{z_2}{z_1} + \beta_a \frac{z_2 - z_1}{L}}, \quad (1)$$

где  $S(z_2)$  и  $S(z_1)$  – концентрация частиц субстанции на уровнях  $z_2$  и  $z_1$ ,  $\beta_a = 1$  – эмпирическая константа,  $k_{p1}$  и  $k_{p2}$  – доля частиц размером менее 73 мкм, способных к турбулентной диффузии, на высотах  $z_1$  и  $z_2$  от всей уловленной приборами массы песка,  $\kappa = 0,4$  – постоянная Кармана,  $L$  – масштаб Мони-на-Обухова,  $u_*$  – динамическая скорость,  $w_g$  – скорость свободного падения частиц песка модального размера, способных участвовать в турбулентной диффузии (гидродинамическая крупность частиц) [7].

Вертикальный поток массы, направленный от поверхности вверх, является положительной величиной, а поток, направленный вниз, – отрицательным и указывает на процесс выпадения частиц твердой фазы из атмосферы на поверхность. Отрицательные значения  $Q_w$  при вычислениях по формуле (1) возникают в двухфазных потоках в двух случаях – если концентрация частиц на верхнем уровне больше концентрации примеси на нижней высоте  $S(z_2) > S(z_1)$  или гидродинамическая крупность частиц больше динамической скорости  $w_g > u_*$ .

Отсутствие турбулентного потока массы частиц ( $Q_w = 0$ ) получается при наличии равенств  $u_* = w_g$  или  $S(z_2) = S(z_1)$ . Следует отметить и недостаток этой методики расчета. Вычисления  $Q_w$  при значениях динамической скорости потока близких к  $w_g$  модального размера частиц аэрозоля неточны. Так при соблюдении равенства  $u_* = w_g$  поток массы  $Q_w$  в действительности не равен нулю, что объясняется наличием в песковом потоке и мелких частиц, у которых скорость осаждения меньше принятой в расчетной формуле скорости их модального размера. Кроме того, при небольших скоростях ветра – до 8...10 м/с на высоте 10 м ( $u_* < 0,4$  м/с) – на значения  $S(z_2)$  и  $S(z_1)$  еще влияет температурная стратификация ветропесчаного потока. Конвекция увеличивает вертикальный поток массы частиц, а температурные инверсии уменьшают. Поэтому вычисления  $Q_w$  при небольших скоростях ветра сопровождаются значительными погрешностями. Процессы переноса частиц песка в ночные часы и при инверсиях температур отличаются от дневных бурь при развитой вынужденной конвекции меньшей интенсивностью, так как поток воздуха имеет значительно меньшую интенсивность (степень) турбулентности  $\varepsilon = \sqrt{(u')^2 / (\bar{u})^2}$ . Энергия турбулентных вихрей генерируется в этих случаях только за счет динамического взаимодействия потока воздуха с подстилающей поверхностью.

#### **Влияние температурной стратификации на перенос песка ветром**

Для оценки влияния устойчивости атмосферы на профили метеорологических параметров обычно рассматривается роль вертикального потока тепла в процессе генерации турбулентной энергии и сравнивается вклад этого эффекта с поступлением энергии за счет градиента средней скорости. Для количественного определения степени устойчивости приземного слоя атмосферы удобно использовать масштаб Монина-Обухова  $L$

$$L = -\frac{c_p \cdot \rho \cdot T \cdot u_*^3}{\kappa \cdot g \cdot H}$$

или число Ричардсона в градиентной форме

$$Ri = \frac{g}{\theta} \cdot \frac{\frac{\partial \theta}{\partial z}}{\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2},$$

где  $c_p$  – удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении,  $\rho$  – плотность воздуха,  $T=273+t$  – абсолютная температура,  $\theta$  – потенциальная температура,  $g$  – ускорение свободного падения,  $u$  – скорость ветра,  $u_*$  – динамическая скорость,  $z$  – высота,  $H$  – турбулентный поток тепла. В приземном слое  $\frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{\partial T}{\partial z}$ , где  $T$  – абсолютная температура.

По Монину и Яглому [5], различным условиям стратификации приземного слоя атмосферы соответствуют следующие значения масштаба длины Монина-Обухова: сильная неустойчивость  $L = -2$  м, умеренная неустойчивость  $L = -10$  м, слабая неустойчивость  $L = -100$  м, слабая устойчивость  $L = 20$  м, умеренная устойчивость  $L = 4$  м, сильная устойчивость  $L = 1,6$  м. Как известно, при устойчивой стратификации  $Ri > 0$ , при сверхадиабатической (неустойчивой)  $Ri < 0$ , а условиям, близким к безразличной стратификации, соответствуют значения  $|Ri| \leq 0,03$  на высоте 1 м.

Оказалось, что слабые по интенсивности процессы переноса песка ветром могут наблюдаться в различно стратифицированном потоке. Но при более интенсивных бурях при превышении динамической скорости  $u_*$  значений свыше 0,35...0,40 м/с в подавляющем числе случаев влияние температурной стратификации на поток оказывается несущественным, так как наблюдаются условия, близкие к безразличной стратификации. Локальное число Ричардсона на уровне одного метра  $Ri$ , было меньше 0,03 [8]. Это явление объясняется двумя физическими процессами.

Как известно, с ростом скорости ветра роль потока тепла на генерирование турбулентной энергии быстро падает и начинают доминировать динамические силы. Вторая причина связана с эффектом нагревания слоя воздуха, насыщенного аэрозолем как за счет сильного поглощения солнечной радиации, так и передачи тепла воздуху от частиц песка, поднимаемых с горячей подстилающей поверхности. Происходит повышение температуры воздуха и ее выравнивание по высоте в слое переноса частиц твердой фазы. Таким образом, днем во время песчаных бурь в Казахстане при значениях динамической скорости  $u_* > 0,35...0,4$  м/с поток воздуха,

несущий частицы песка, стремится к изотермическому состоянию [7-9] Американский исследователь Жилет также пишет о нейтральной стратификации приземного слоя атмосферы во время пыльных бурь над эродлируемыми почвами в США [11].

Механизм выравнивания температуры в приземном слое атмосферы действует и при ветровом подъеме частиц с холодной подстилающей поверхности. Взлетающие более холодные частицы охлаждают воздух и приводят к уменьшению вертикальных градиентов температуры. Этот механизм выравнивания температуры воздуха наблюдается во время ночных случаев ветрового переноса частиц и днем при инверсном распределении плотности воздушного потока, когда более теплая воздушная масса натекает на холодную подстилающую поверхность. Чаще всего такие случаи песчаных бурь и поземков бывают в переходные сезоны года – ранней весной или поздней осенью. На рис.1 приведены полученные нами зависимости изменения локального числа  $Ri_l$  с ростом значений  $u_*$  при песчаных бурях и поземках в Прибалхашских песках и на сухом дне Арала. К сожалению, локальное число Ричардсона не позволяет количественно оценить влияние стратификации атмосферы на вертикальные потоки субстанции при динамических скоростях потока менее 0,35...0,4 м/с. Масштаб Монина-Обухова  $L$  представляет возможность учесть эту особенность ветропесчаных потоков, как это видно в формуле (1). Кроме того, большой теоретический и практический интерес представляет само определение значений масштаба Монина-Обухова при бурях, так как оценок его значений пока никто не делал. Наш комплекс градиентных измерений позволил рассчитать турбулентный поток тепла и получить значения масштаба длины  $L$ . На рис. 2 показано изменение значений масштаба длины  $L$  при бурях с увеличением динамической скорости ветропесчаного потока.

Рисунок позволяет получить более детальное и полное представление о том, при каких условиях стратификации пограничного слоя атмосферы происходит ветровой перенос песка. Слабые по интенсивности явления переноса песка (песчаные поземки) могут наблюдаться при  $u_* < 0,3$  м/с в условиях сильной и умеренной неустойчивости приземного слоя атмосферы, когда  $L \leq -10$  м. Интенсивные песчаные поземки ( $0,3 < u_* < 0,4$  м/с) бывают уже лишь в условиях слабой неустойчивости ( $L > -15...-30$  м) – поток мелкодисперсного аэрозоля при этих скоростях потока уже влияет на выравнивание температуры воздуха в слое его переноса. Переход поземков в песчаные (пыльные) бури на сухой подстилающей поверхности обычно происходит при

динамической скорости потока, равной, примерно, 0,4 м/с. Бури наблюдаются уже в условиях слабой неустойчивости или безразличной стратификации как приземного слоя атмосферы, так и значительной толщи пограничного планетарного слоя атмосферы. Масштаб Монина-Обухова во время бурь достигает значений высоты приземного слоя атмосферы и даже – 1000 м.

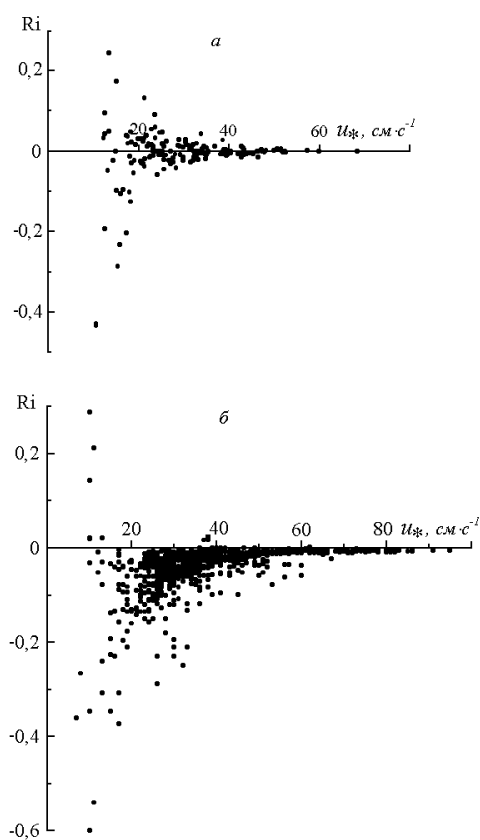


Рис. 1. Изменение стратификации приземного слоя атмосферы при песчаных бурях с ростом динамической скорости потока в Прибалхашье (а) и Приаралье (б).

К сожалению, из-за недостатка информации выполнить анализ воздействия поднимаемых в воздух частиц песка на переход от устойчивой стратификации к слабо устойчивой и безразличной при положительных значениях  $L$  пока не возможно. Нужны наблюдения за ночными песчаными бурями и бурями, которые начинаются при инверсиях температуры.

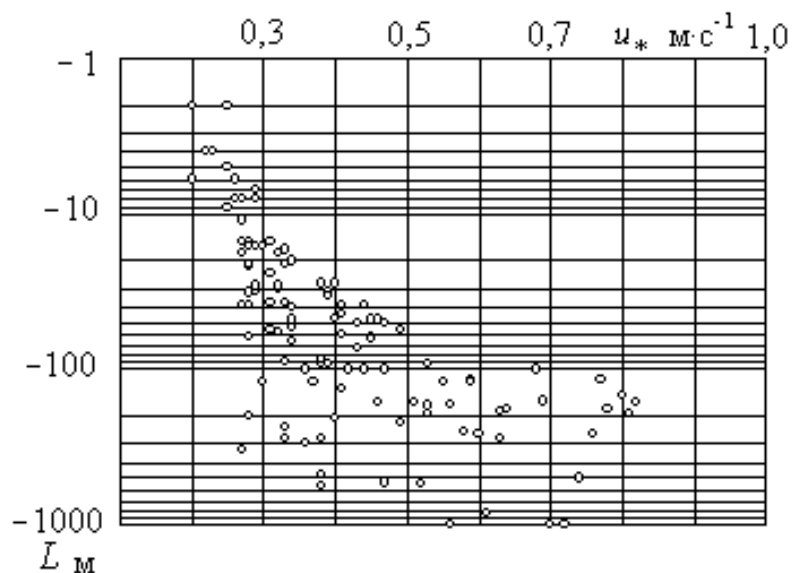


Рис. 2. Изменение масштаба длины Монина-Обухова с ростом динамической скорости ветропесчаного потока.

### Вертикальный поток массы песчаного аэрозоля

Градиентный метод исследования песчаных бурь позволил нам определить вертикальный поток массы мелкого песка (менее 73 мкм) по материалам измерений экспедиций, проведенных на Арале с 1980 по 1998 г. Они выполнены на песках различной крупности со средним геометрическим размером песчинок, который изменялся в различных местах проведения экспедиций от 97 до 270 мкм. Методика наших градиентных метеорологических измерений во время песчаных бурь описана в монографии [10].

Для измерений каждого года были определены коэффициенты  $k_{p1}$  и  $k_{p2}$  расчетной формулы для  $Q_w$ , так как в экспедициях изучалась не только масса переносимых частиц песка на различных уровнях приземного слоя атмосферы, но и изменение с высотой их функции распределения частиц по размерам. Для вычисления использовалась информация о твердом расходе песка (горизонтальный поток массы частиц)  $q$  и скорости ветра  $u$  со стандартных уровней градиентных измерений – 0,5 и 2 м. Концентрация песка рассчитывалась по формуле  $S = q/u$ . Гидродинамическая крупность частиц модального размера, участвующих в турбулентном переносе, была принята

$w_g = 0,29$  м/с. Всего получено около 120 значений  $Q_w$  в интервале значений динамической скорости потока от 0,15...0,2 до 0,82 м/с.

Большой интерес представляет получение зависимости вертикального потока массы частиц мелкого песка  $Q_w$  от динамической скорости потока  $u_*$ , которая может быть использована при задании мощности плоскостного источника аэрозолей при бурях в процессе их математического моделирования. На рис. 3 приведена полученная нами зависимость  $Q_w = f(u_*)$ . При её построении использованы абсолютные значения  $Q_w$ .

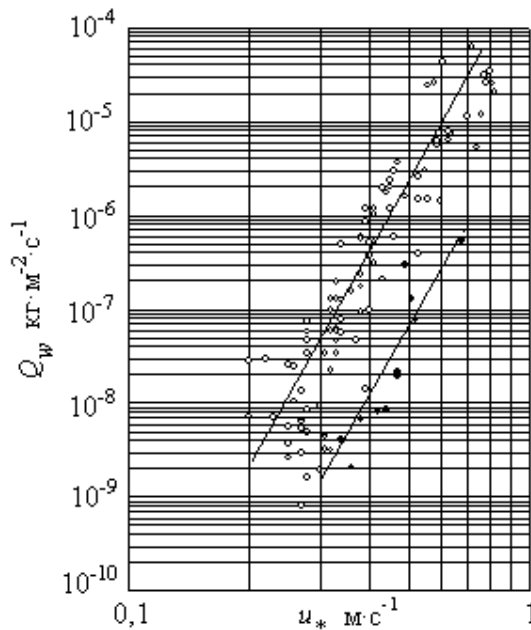


Рис.3. Зависимость вертикального потока массы частиц мелкого песка (менее 73 мкм) от динамической скорости потока при песчаных бурях над подвижными песками Арала.

1 – песчаная поверхность со средним геометрическим размером частиц  $x_0 = 210$  мкм и  $x_0 = 270$  мкм, 2 – мелкий песок с  $x_0 = 97...120$  мкм

На рисунке хорошо виден стохастический характер полученной зависимости. Анализ сопутствующих материалов метеорологических наблюдений приводит к выводу, что в этой области значений  $u_*$  следует выделить две зависимости  $Q_w = f(u_*)$ . Нижняя кривая на рис. 3 описывает вертикальный поток массы аэрозоля над поверхностью, сложенной крупным пес-



ком со средним геометрическим размером частиц  $x_0$  210 и 270 мкм. Эти пески практически не содержат мелких частиц, способных участвовать в турбулентном переносе, поэтому  $Q_w$  над ними при небольших скоростях потока очень мал – менее  $10^{-8}$  кг·м<sup>-2</sup>·с<sup>-1</sup> или меньше  $10$  мкг·м<sup>-2</sup>·с<sup>-1</sup>. Для этого крупного песка  $Q_w = f(u_*)$  описывается следующим уравнением

$$Q_w = 5,1 \cdot 10^{-6} u_*^{6,5},$$

в котором  $Q_w$  измеряется в кг·м<sup>-2</sup>·с<sup>-1</sup>, а  $u_*$  – в м/с.

Вторая (верхняя) кривая описывает поток массы  $Q_w$  над поверхностью, сложенной из мелкого песка с  $x_0 = 97 \dots 120$  мкм. Диапазон изменения  $Q_w$  над мелким песком охватывает пять порядков величины – от  $10^{-8}$  до  $10^{-4}$  кг·м<sup>-2</sup>·с<sup>-1</sup> при изменении  $u_*$  от 0,2 до 0,82 м/с. Она аппроксимируется зависимостью

$$Q_w = 1,41 \cdot 10^{-4} u_*^{6,5}.$$

Большой разброс данных измерений при  $u_* < 0,3$  м/с объясняется несколькими причинами. Не стационарность процесса переноса песка во времени, когда он носит прерывистый характер; влияние температурной стратификации (инверсий температуры) и состояние поверхностного слоя песка – сухой он или влажный – всё это приводит к снижению потока массы песка.

Сравним полученные нами значения  $Q_w$  частиц песка размером менее 73 мкм с результатами исследований вертикального потока пыли размером менее 20 мкм от сельскохозяйственных почв США, подвергающихся дефляции, выполненными Жиллетом и Пасси [11]. Они проводили отбор проб мелкодисперсной пыли аспирационным методом на фильтры над тремя типами почв, подвергающихся процессу выветривания.

Приводим полученный Жиллетом и Пасси график зависимости вертикального потока массы пыли от динамической скорости  $u_*$  (рис. 4). На рисунке ими также представлены единичные определения  $Q_w$  Бормана и Яйнике, Фейрчайда и Теллери, полученные в аэродинамических трубах. Интервал полученных этими авторами значений  $Q_w$  на графике охватывает четыре порядка от  $10^{-10}$  до  $10^{-6}$  г·см<sup>-2</sup>·с<sup>-1</sup> или  $10^{-9}$  до  $10^{-5}$  кг·м<sup>-2</sup>·с<sup>-1</sup> ( $1$  г·см<sup>-2</sup>·с<sup>-1</sup> =  $10$  кг·м<sup>-2</sup>·с<sup>-1</sup>) при изменении  $u_*$  от 0,22 до 0,75 м/с. На рисунке Жиллетом и Пасси проведена также теоретическая кривая Оуэна (линия А)

и её асимптотическая кривая В, пропорциональная  $u_*^4$ . Можно отметить также, что прослеживается более тесная связь между  $Q_w$  и  $u_*$  для каждого отдельного типа почв, т.е. на зависимость влияют ещё какие-то параметры, отличающие почвы друг от друга. Зависимость имеет стохастический характер с достаточно большой дисперсией  $Q_w$  для одного и того же значения  $u_*$  и эмпирические точки указывают, что показатель степени при  $u_*$  больше 4. Её можно аппроксимировать следующей формулой

$$Q_w = 3,16 \cdot 10^{-18} u_*^{5,95},$$

где  $Q_w$  дается в  $\text{г}\cdot\text{см}^{-2}\cdot\text{с}^{-1}$ , а  $u_*$  – в  $\text{см}\cdot\text{с}^{-1}$ .

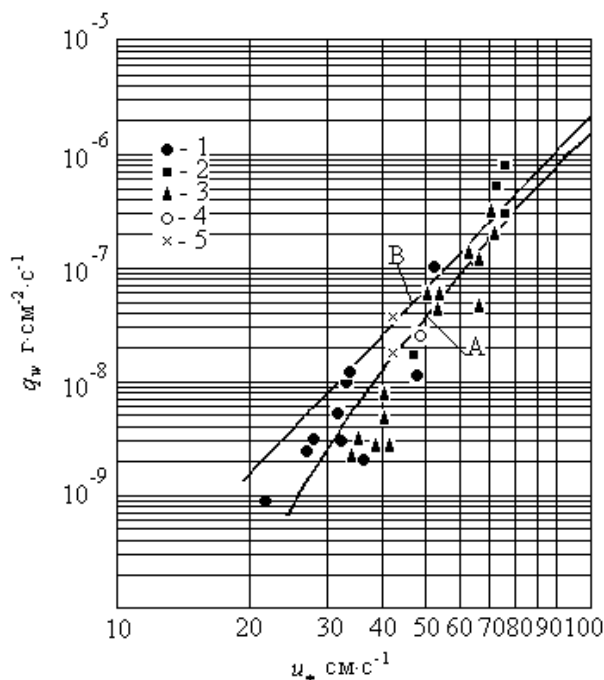


Рис.4. Зависимость вертикального потока массы мелкодисперсного аэрозоля (менее 20 мкм) от динамической скорости потока по Жиллету и Пасси [11] от поверхности почв, подвергающихся выветриванию. 1 – первая разновидность почвы, 2 – вторая разновидность, 3 – третья разновидность, 4 – данные измерений Бормана и Яйнике, 5 – данные измерений Фейрчайлда и Тиллери, А – теоретическая кривая Оуэна, В – кривая, пропорциональная  $u_*^4$ .

У нас при увеличении динамической скорости в интервале 0,2...0,82 м/с вертикальный поток массы частиц  $Q_w$  изменяется от  $10^{-8}$  до

$10^{-4} \text{ кг} \cdot \text{м}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$ . Таким образом, рассчитанные нами значения вертикального потока массы частиц по порядку величины согласуются с результатами Жиллета и Пасси, полученными ими по отличным от наших методик отбора проб аэрозоля и вычислений. На обеих полученных зависимостях  $Q_w = f(u_*)$  видно (см. рис. 3 и 4), что для одного и того же значения  $u_*$  вертикальный поток массы песка  $Q_w$  может принимать значения, отличающиеся на порядок. Поэтому в дальнейшем детерминированный подход к определению зависимости  $Q_w$  от  $u_*$  необходимо дополнить её вероятностным описанием.

Более универсальной, учитывающей размер частиц, является зависимость вертикального потока массы песчаного аэрозоля  $Q_w$  от аналога числа Фруда, в котором скорость потока заменена на динамическую скорость  $Fr_* = \frac{u_*^2}{g \cdot x_0}$ , где  $g = 9,81 \text{ м} \cdot \text{с}^{-2}$ ,  $x_0$  – средний геометрический размер частиц песка на деятельной поверхности. На рис. 5 приведена полученная нами зависимость  $Q_w = f(Fr_*)$ .

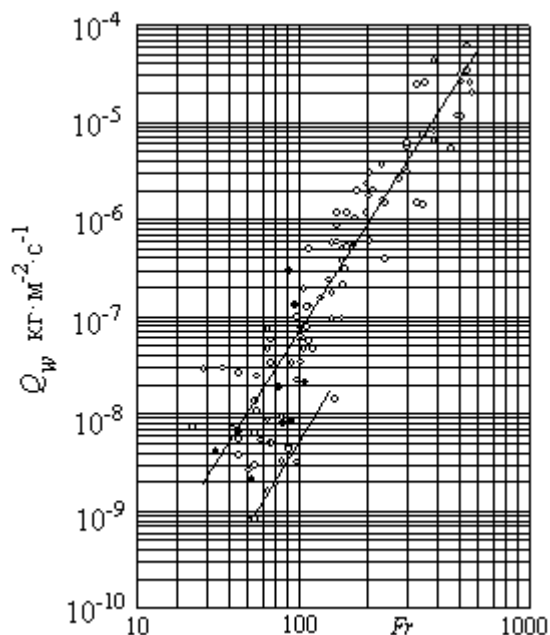


Рис. 5. Зависимость вертикального потока массы песчаного аэрозоля размером менее 73 мкм от динамического числа Фруда.

Зависимость вертикального потока массы песчаного аэрозоля от числа  $Fr_* = \frac{u_*^2}{g \cdot x_0}$  позволяет задавать интенсивность источника поступления его в атмосферные потоки от подвижной песчаной поверхности для заданного значения динамической скорости потока  $u_*$  и среднего геометрического размера частиц песка на поверхности. Она также как и зависимость  $Q_w$  от  $u_*$  носит стохастический характер. Зависимость можно описать следующей формулой

$$Q_w = 2,82 \cdot 10^{-14} Fr_*^{-3,25}$$

Нижняя кривая на рис.5 соответствует случаям переноса песка над слабо увлажненными и быстро подсыхающими поверхностями в условиях инверсионного распределения температуры в приземных слоях воздуха.

Значительный статистический разброс зависимостей  $Q_w = f(u_*)$  и  $Q_w = f(Fr_*)$  в первую очередь объясняется большой пространственной и временной изменчивостью состояния подстилающей поверхности – её влажности, проективного покрытия растительностью, механического состава почвогрунтов, рельефа местности. Эти же причины приводят к тому, что эмпирические зависимости очень сильно зависят от динамической скорости потока – показатель степени значительно превышает предсказанные теорией значения. Кроме того, вертикальный поток массы частиц зависит и от других факторов, которые не учтены в полученных одно и двух параметрических зависимостях, на которых видно, что для одного и того же значения параметра вертикальный поток массы песка  $Q_w$  может принимать значения, отличающиеся на порядок. Поэтому в дальнейшем детерминированный подход к определению зависимости  $Q_w$  от  $u_*$  и  $Fr_*$  необходимо дополнить их вероятностным описанием.

В заключение статьи автор считает своим приятным долгом выразить глубокую благодарность своим коллегам и товарищам по экспедиционным работам А.П. Шапову, О.С. Галаевой, внесшим большой и труднооценимый вклад в получение результатов этой работы.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бютнер Э.К. Динамика приповерхностного слоя воздуха. – Л. Гидрометеоздат, 1978. – 157 с.

2. Гаргер Е.К., Жуков Г.П., Седунов Ю.С. К оценке параметров ветрового подъема радионуклидов в зоне Чернобыльской атомной электростанции // Метеорология и гидрология. – 1990. – № 1. – С. 5–10.
3. Дедова Т.В. Геоинформационное моделирование процессов выноса аэрозолей с осушенного дна Аральского моря: Дис...канд. техн. наук / Институт математики. – Алматы, 2002. – 109 с.
4. Зилитинкевич С.С. Динамика пограничного слоя атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1970. – 291 с.
5. Монин А.С. Яглом А.М. Статистическая гидромеханика. Механика турбулентности. Часть I. – М.: Наука, 1963. – 639 с.
6. Руководство по теплоробансовым наблюдениям. – Л.: Гидрометеиздат, 1977. – 149 с.
7. Семенов О.Е. Об ускорении потока во время сильных песчаных и пылевых бурь // Гидрометеорология и экология. – 2000. – №3-4. – С. 23 - 48.
8. Семенов О.Е. Экспериментальные исследования кинематики и динамики пыльных бурь и поземков // Тр. КазНИГМИ. – 1972. – Вып. 49. – С. 3-31.
9. Семенов О.Е., Шапов А.П., Каипов И.В. Песчано-солевые бури в Приаралье // Гидрометеорологические проблемы Приаралья / Под ред. Г.Н. Чичасова. – Л.: Гидрометеиздат, 1990. – С. 132–233.
10. Семенов О.Е. О методике определения вертикального потока массы тяжелой быстро оседающей примеси // Гидрометеорология и экология. – 2002. – № 4. – С. 47 – 54
11. D. Gillette, R. Passi. Modeling Dust Emission Caused by Wind Erosion // J. of Geoph. Research. – 1988. – Vol. –93, № D11. – P. 14233 – 14242.

Казахский научно-исследовательский институт экологии и климата

АРАЛ ТЕҢІЗІ ТҒБІНІҰ СҰРҚАП САЛҚАН БҒЛІГІНДЕ ТҰЗДЫ-СҰМДЫ  
ДАУЫЛ КЕЗІНДЕ АЭРОЗОЛЬ САЛМАСТАРЫНЫҰ ТІГІНЕН АРЫСЫ

Физ-мат. Ұлымд. канд.

О.Е. Семенов

*ШаҰды дауыл кезінде АралдыҰ жрJan жалJan тГбінде экспедициялыҰ ғлишеулердіҰ н,,тижелері бойынша 73 мкм-ден аз ғлишемді жм аэрозольдарыныҰ салмајтарыныҰ  $Q_w$  вертикальді алысын есептеу жГргізілген.  $Q_w$  алыныныҰ динамикалыҰ жылдамдылы  $U^*$  0,2-ден 0,82 м/с м,,ндері аралыҰында  $10^{-8}$ -ден  $10^{-4}$  кг м<sup>-2</sup> с<sup>-1</sup>-жа дейін ғзгереді.  $Q_w$ -діҰ  $U^*$  ж,,не Фруд санына графиктік т,,уелділігі алынJan.*