

УДК 551.515: 532.5.18

**О ПРОФИЛЕ СКОРОСТИ ВЕТРА В ПОГРАНИЧНОМ СЛОЕ  
АЭРОДИНАМИЧЕСКОЙ ТРУБЫ НАД РЕАЛЬНЫМ  
ПУСТЫННЫМ ПЕСКОМ**

Канд. физ.-мат. наук О.Е. Семенов

*Анализируются результаты измерений профилей скоростей в пограничном слое аэродинамической трубы над реальным полидисперсным песком пустынь при отсутствии и наличии ветрового переноса песка. Получен универсальный безразмерный профиль средней скорости турбулентного течения в пограничном слое над ровной поверхностью пустынного песка при отсутствии ветрового переноса, который совпадает с профилем Никурадзе. Песчаная поверхность, покрытая золовой рябью, отличается тем, что на ней параметр шероховатости пропорционален не размеру частиц  $x_0$ , а высоте ряби  $z_0 = \frac{1}{30}h_R$ . При наличии ветрового переноса частиц  $z_0$  становится переменной величиной и зависит от динамического аналога числа Фруда  $z_0 = \frac{1}{30}x_0(Fr_* - 12)^{1,8}$ .*

Наименее изученными вопросами при пыльных и песчаных бурях остаются вопросы строения как планетарного пограничного слоя атмосферы, так и тонкого приповерхностного пограничного слоя ветропесчаного потока, что объясняется ограниченным количеством имеющихся измерений во время бурь в этих слоях. Несмотря на значительные успехи, достигнутые в развитии теории пыльных и песчаных бурь [1, 2, 10, 11, 13], приповерхностный пограничный слой в экспериментальном отношении остаётся практически не изученным. Между тем, именно в этом слое переносится значительная масса частиц твердой фазы потока, происходит воздействие на поток подстилающей подвижной песчаной поверхности и потока на неё.

Пограничный слой ветропесчаного потока невозможно исследовать в полевых условиях, так как для этого необходимо провести тонкие экспериментальные измерения в слое мощностью всего 40...50 мм, насыщенном движущимися частицами песка. Такую работу можно выполнить только в стационарных условиях в специальной аэродинамической трубе,

оборудованной необходимым измерительным комплексом. Работы в лаборатории имеют существенные преимущества над наблюдениями в естественных условиях. Измерения, проводящиеся в аэродинамических трубах, поставлены в строго контролируемых условиях при оптимальном выборе параметров среды; они легче анализируются, сравниваются и поддаются интерпретации. Однако потоки в аэродинамической трубе отличаются от атмосферных меньшей интенсивностью турбулентности. Поэтому результаты исследований в аэродинамической трубе переносить на процессы в атмосфере следует делать в том случае, если наблюдается их кинематическое и динамическое подобие.

Важной особенностью ветропесчаных потоков, как в естественных условиях, так и в аэродинамических трубах, является формирование волновых деформаций песчаной поверхности. Исследованию в аэродинамической трубе особенностей скоростей потоков над реальными песчаными поверхностями и посвящена эта работа.

В гидродинамике выделены три типа поверхностей: гладкие, шероховатые и поверхности с промежуточными свойствами. В основу такой классификации положено отношение размеров неровностей на поверхности  $h_s$  к толщине на ней вязкого подслоя  $\delta_\nu = \nu/u_*$ , где  $\nu$  – кинематическая вязкость. Для сопротивления движению потока важно, утоплены неровности поверхности внутри вязкого подслоя, или выступают за его пределы. Масштаб высоты вязкого подслоя  $\delta_\nu$  при небольших скоростях потока достигает нескольких десятых долей миллиметра и быстро уменьшается с ростом динамической скорости до 0,1 мм и менее. По мнению Шлихтинга, в технике, для существования динамически гладких поверхностей, допустимая высота элементов шероховатости заключена в пределах от 0,01 до 0,1 мм. Для очень редких бугорков шероховатости, а так же для волнистой поверхности, допустимая высота неровностей может быть несколько большей [9].

Как известно, наиболее изученным и до нашего времени является взаимодействие потока с песчаной поверхностью, сложенной закрепленными однородными частицами. Фундаментальные экспериментальные работы Никурадзе и результаты их последующего анализа лежат в основе современных представлений о взаимодействии потока жидкости или газа с плоскими поверхностями [5, 6]. Никурадзе исследовал взаимодействие потока со стенками трубы, оклеенными частицами песка одинакового размера. Установление границ режимов обтекания поверхностей потоком жидкости или газа связано с изменением соотно-

шений между размерами высоты препятствий  $h_s$  и толщиной вязкого подслоя  $\delta_v$ . Это отношение  $h_s / \delta_v$  имеет вид числа Рейнольдса  $\frac{h_s}{\delta_v} = \frac{h_s u_*}{\nu}$ . Поэтому оно часто называется числом Рейнольдса  $Re_s$  поверхности.

Когда препятствия полностью погружены в вязкий подслоем, наблюдается гладкий режим обтекания поверхности. Для плотно упакованных и приклеенных к поверхности частиц песка одинакового размера этот режим наблюдается при  $Re_s < 2$ . В этом случае сопротивление поверхности определяется только молекулярной вязкостью. Когда верхние части песчинок выступают за границы вязкого подслоя, наблюдается переходный режим. Если частицы выступают намного выше границы вязкого подслоя, то осуществляется режим развитого шероховатого взаимодействия потока с поверхностью. Он наблюдается при числах Рейнольдса  $Re_s > 70$ . В условиях развитой шероховатости сопротивление полностью обуславливается турбулентной вязкостью потока. Разумеется, что в приложении к метеорологическим задачам численные значения критериев  $Re_s$  не следует считать вполне установленными, а рассматривать их как приближенные. В режиме развитого шероховатого взаимодействия потока с поверхностью коэффициент сопротивления является постоянной величиной, не зависящей от числа Рейнольдса  $Re_s$ . Никурадзе показал, что в полностью развитом турбулентном течении, параметр шероховатости  $z_0$  пропорционален размеру песчинок и равен одной тридцатой их размера  $z_0 = 1/30 h_s$  [2, 5, 6, 9].

#### **Турбулентный пограничный слой над гладкой поверхностью**

Движение турбулентного потока жидкости (газа) в трубах возле плоской гладкой поверхности изучено в гидродинамике достаточно хорошо и теоретически, и экспериментальными методами [6, 9]. Над такой поверхностью формируется пограничный слой с большими градиентами скорости течения в перпендикулярном к ней направлении. В нижней, прилегающей к поверхности, части этого слоя доминирует молекулярная вязкость. В этом вязком подслое перенос количества движения  $\tau$  осуществляется за счет молекулярной вязкости

$$\tau = \rho \nu \frac{\partial u}{\partial z}.$$

По экспериментальным оценкам масштаб высоты вязкого подслоя  $\delta_v = 5\nu/u_*$  при небольших скоростях потока достигает нескольких десятых долей миллиметра и быстро уменьшается с ростом динамической скорости до 0,1 мм и менее. Турбулентная часть пограничного слоя начинается с уровня  $\delta_n = 30\nu/u_*$ . В нем перенос количества движения  $\tau$  происходит за счет турбулентных флуктуаций скорости потока

$$\tau = -\overline{\rho u'w'} = \rho K_u \frac{\partial u}{\partial z},$$

где  $K_u$  – коэффициент турбулентной вязкости,  $u'$  и  $w'$  – пульсации продольной и вертикальной составляющих вектора скорости потока.  $K_u$  на несколько порядков превышает коэффициент молекулярной кинематической вязкости  $\nu$ . Коэффициент молекулярной кинематической вязкости  $\nu$  зависит от температуры и давления воздуха. При давлении воздуха 1000 гПа и температуре 0 °С  $\nu = 13 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2 \cdot \text{с}^{-1}$  и возрастает до  $17 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2 \cdot \text{с}^{-1}$  при температуре 40 °С. Коэффициент турбулентной вязкости  $K_u$  линейно растет с высотой  $K_u = \kappa u_* z$ . Если на уровне  $\delta_n = 30\nu/u_*$  он имеет значение одного порядка с кинематической вязкостью  $\nu$ , то на высоте 10 см  $K_u$  при динамической скорости потока  $u_* = 0,4 \text{ м/с}$  уже превышает  $\nu$  в 100 раз.

Между вязким и пограничным турбулентным слоями расположен слой с переходными свойствами, в котором силы молекулярной и турбулентной вязкости имеют одинаковый порядок  $\rho\nu \frac{\partial u}{\partial z} \approx \overline{\rho u'w'}$ .

Ещё в начале 30-х годов 20 столетия Карманом и независимо от него Прандтлем различными теоретическими подходами был предложен для описания средней скорости потока в пограничном слое над гладкой поверхностью выше  $\delta_n = 30\nu/u_*$  универсальный профиль

$$\overline{u}(z) = Au_* \ln z + A_1, \quad (1)$$

где  $A$  – универсальная безразмерная постоянная,  $A_1$  – постоянная интегрирования, которая, по мнению Монины и Яглома, может зависеть от коэффициента молекулярной вязкости  $\nu$  [6]. В вязком слое средняя скорость потока  $\overline{u}_z$  линейно растет с высотой

$$\overline{u}_z = \frac{u_*^2}{\nu} \cdot z. \quad (2)$$

В слое с промежуточными свойствами вязкости профиль скорости потока плавно переходит от линейного (2) к логарифмическому (1). Оба эти слоя высотой  $\delta_n$  иногда объединяют и называют вязкобуферным. Классические экспериментальные исследования Никурадзе и более поздние работы позволили определить постоянные для логарифмического профиля скорости потока в пограничном слое и представить его в виде

$$\frac{\bar{u}(z)}{u_*} = \frac{1}{\kappa} \ln \frac{u_* z}{\nu} + B, \quad (3)$$

где  $A = \frac{1}{\kappa}$  и  $\kappa = 0,4$  – постоянная Кармана. По оценке Никурадзе  $B = 5,5$  для  $\kappa = 0,4$ . Более поздние исследования пограничного слоя над гладкими поверхностями подтвердили вид профиля скорости потока, но дали изменяющиеся значения  $B$  в пределах от 4,9 до 5,8. На рисунке 1 приведен заимствованный в монографии Моница и Яглома в координатах безразмерная скорость  $u_+ = \frac{\bar{u}(z)}{u_*}$  и безразмерное расстояние от поверхности  $z_+ = \frac{u_* z}{\nu}$  универсальный безразмерный профиль средней скорости турбулентного течения возле гладкой стенки в пограничном слое [6]. Этот график получен Кестином и Ричардсоном путем обобщения измерений 11 авторов.

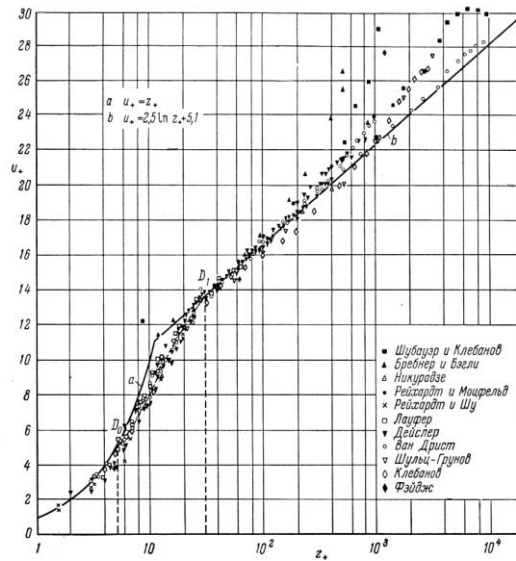


Рис. 1. Универсальный безразмерный профиль средней скорости турбулентного течения в пограничном слое возле гладкой стенки (по Кестину и Ричардсону) [6].

Участок кривой  $a$  описывается линейной функцией (2) и относится к вязкому слою, в котором сопротивление определяется молекулярной вязкостью. На расстоянии до стенки  $z < 5 \frac{V}{u_*}$  экспериментальные данные удовлетворительно укладываются на кривую линейного профиля скорости (2). Участок кривой  $b$  описывает турбулентную область потока в интервале высот  $30 \frac{V}{u_*} < z < 500 \frac{V}{u_*}$  логарифмическим профилем (3). В промежуточной зоне, ограниченной точками  $D_0$  и  $D_1$ ,  $\left( 5 \frac{V}{u_*} < z < 30 \frac{V}{u_*} \right)$ , результаты измерений отклоняются от значений, даваемых формулами (2) и (3). В этом переходном слое, как сказано выше, с ростом расстояния от поверхности молекулярная вязкость  $V$  теряет свое влияние и в потоке начинает превалировать турбулентная вязкость.

### **Отличие естественных поверхностей песчаных пустынь от поверхности Никурадзе**

В более поздних экспериментальных работах было доказано, что в природе существуют поверхности, параметр шероховатости которых  $z_0$  не является постоянной величиной, а изменяется в широких пределах под воздействием потока воздуха. Это поверхность морей при штормах, снежного покрова при метелях и подвижного песка во время песчаных бурь. Такие поверхности отличаются от изученной искусственной песчаной поверхности Никурадзе. Исследованию морской поверхности было уделено пристальное внимание при изучении проблемы взаимодействия атмосферы и океана во второй половине прошлого века, и имеется большое число публикаций по этой проблеме. Значительно меньше работ по изучению зависимости  $z_0$  от скорости ветра при песчаных бурях и метелях [2, 3, 7, 14].

Природная песчаная поверхность существенно отличается от искусственной, с которой работал Никурадзе. Естественные поверхности песчаных пустынь сложены из полидисперсных систем подвижных частиц песка, интервал размеров которых изменяется от 40...50 до 300...500 мкм. Распределение частиц по размерам у подвижных и полужакрепленных песков аппроксимируется логарифмически нормальной функцией с плотностью

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

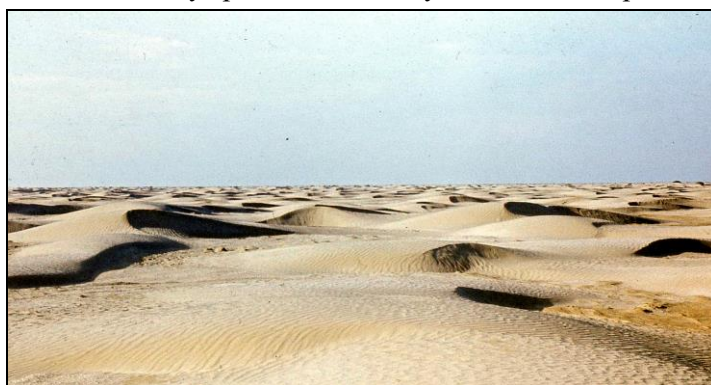
где  $x$  – размер песчинок, мкм;  $x_0$  – средний геометрический размер песчинок, мкм;  $\sigma_{\lg x}$  – среднее квадратическое отклонение логарифмов размеров частиц (стандартное геометрическое отклонение). Два параметра  $x_0$  и  $\sigma_{\lg x}$  полностью описывают эту функцию.

На реальной поверхности песка ветер постоянно изменяет её рельеф и создает периодические деформации – эоловые волновые формы рельефа различного масштаба [3, 7, 8, 10, 11, 12]. Их можно разделить на две группы в зависимости от геометрических размеров и масштабов динамических процессов при их образовании:

эоловые макроформы (дюны, гряды, барханы и барханные гряды);

эоловые микроформы: эоловая рябь (или рифели) и микрорябь.

На лишенных растительности песках, создаются подвижные формы рельефа – барханы и барханные цепи, покрытые рифелями. Высота барханных цепей бывает от нескольких десятков сантиметров до метра и более, расстояние между гребнями – до двух десятков метров.



*Рис. 2. Волновые формы рельефа в песчаной пустыне.*

Одиночные барханы могут достигать значительной высоты – 10...15 м и более. Геометрические масштабы рифелей изменяются в следующих пределах: высота порядка нескольких миллиметров, длина волны – от нескольких сантиметров до 20 и более. На очень мелких песках на рифелях можно обнаружить микрорябь высотой порядка миллиметра и периодичностью в несколько миллиметров. Все перечисленные подвижные формы песчаного рельефа объединяет удивительное геометрическое подобие. Они имеют очень близкое отношение высот  $h$  к параметру периодичности  $\lambda$ . Так у низких барханных цепей среднее отношение  $h/\lambda = 0,05...0,06$ , у эоловой ряби –  $0,06...0,08$ . Очень образно описал эту гармо-

нию подвижных песков Багнольд [12]. Приведем его описание в переводе Сенкевича [8] «В песчаной пустыне вместо хаоса и беспорядка наблюдатель не перестает изумляться простоте форм, точности повторений и геометрической правильности, неизвестной в природе, если не говорить о мире кристаллов». На рисунке 2 показаны основные эоловые формы, распространенные в песках.

О влиянии переносимых ветром частиц песка на основные кинематические и динамические параметры воздушного потока стало известно еще с пионерных работ Багнольда [11, 12] конца 30-х годов 20-го века, выполненных лишь ненамного позже работ Никурадзе. Багнольд не только обнаружил изменение формы профилей скоростей двухфазного потока, несущего частицы песка, по сравнению с чистыми воздушными потоками, но и сделал вывод, что режим обтекания песчаной поверхности, покрытой рифелями, во время ветрового переноса песка является промежуточным [12].

В конце 60-х годов 20 века Бирн проанализировал накопленные измерения профилей скоростей ветра в аэродинамических трубах в момент возникновения процесса выветривания песка и почв, т.е. в условиях пороговых (критических) скоростей. Он подтвердил вывод Багнольда о том, что на начальной стадии отрыва частиц режим обтекания поверхности не достигает развитого шероховатого и является переходным от гладкого к турбулентному [14].

При проведении градиентных измерений на 16-ти метровых мачтах во время песчаных бурь в пустынях нами было обнаружено, что параметр шероховатости  $z_0$  меняется с ростом динамической скорости  $u_*$  в широком интервале значений – от  $10^{-4}$  до 1 см. Все это принципиально отличает естественную песчаную поверхность во время бурь по своим динамическим свойствам от поверхности Никурадзе, так как отношение  $z_0/h_s$  на ней уже является переменной величиной [3, 7].

#### **Турбулентный пограничный слой над ровной песчаной поверхностью с логарифмически нормальным распределением частиц по размерам при отсутствии их ветрового переноса**

Прежде чем приступить к исследованиям пограничного турбулентного слоя над поверхностью естественного пустынного песка, переносимого ветровым потоком, мы провели исследования профилей средней скорости воздушного потока при отсутствии переноса песка над ровной песчаной поверхностью с логарифмически нормальным распределением частиц по размерам, и над поверхностью этого же песка, но уже с эоловой рябью.



Этот цикл экспериментов преследовал две цели. Во-первых, проверить правильность методики исследований путем сравнения полученных нами результатов с результатами наших предшественников. Во-вторых, получить гидродинамическую оценку поверхности, сложенной реальным пустынным песком с известной функцией распределения частиц по размерам. Кроме того, эти эксперименты позволили сравнить различные методы получения параметра шероховатости песчаной поверхности  $z_0$ . Как показали Монин и Яглом [6],  $z_0$  над гладкой поверхностью связан с размером неровностей  $h_s$ , на ней и константой логарифмического профиля  $B$  (3) следующим выражением

$$z_0 = h_s \cdot e^{-\kappa \cdot B}. \quad (4)$$

В моделях строения атмосферы  $z_0$  рассматривается как уровень потока, на котором скорость ветра обращается в нуль. Для его определения в условиях безразличной температурной стратификации измеряют вертикальные профили средней скорости ветра над исследуемой поверхностью. В этих условиях они описываются логарифмическим законом  $u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \ln \frac{z}{z_0}$  с постоянной Кармана  $\kappa = 0,4$ . Графическая экстраполяция измеренных профилей  $u(z)$  в координатах  $u$  и  $\ln z$  до пересечения с осью ординат, где скорость ветра обращается в нуль, дает значение  $z_0$ . Метод позволяет определять не только  $z_0$ , но и рассчитывать динамическую скорость потока  $u_*$ .

В КазНИГМИ (ныне КазНИИЭК) была создана аэродинамическая труба для изучения дефляции песка и почв с длиной рабочего канала 10 м.



Рис. 3. Внешний вид аэродинамической трубы КазНИИЭК.

Она построена по схеме незамкнутого типа с закрытой рабочей частью и всасывающим вентилятором. Коллектор аэродинамической трубы представляет собой поверхность, образованную четырьмя плоскостями, изогнутыми по кривой лемнискаты. Для уменьшения пограничных эффектов поверхность дна части канала после конфузора и перед циклоном оклеена песчаными зернами. Двигатель вентилятора трехфазный, мощностью 270 Вт и числом оборотов 2800 в минуту. Этот силовой узел позволяет получить максимальную скорость воздуха на оси канала 12,5 м/с. Скорость потока воздуха регулируется дроссельной заслонкой.

Измерения скорости потока и ее профилей осуществляется комбинированной пневмометрической трубкой Пито-Прандтля, установленной на координатнике с цифровой индикацией высоты измерения через 5 мм с точностью  $\pm 0,1$  мм. Диаметр трубок равен пяти миллиметрам, диаметр приемного отверстия полного давления – 1 мм. Градуировочный коэффициент используемых у нас трубок по аттестации ГГО равен единице. Управление работой координатника осуществляется дистанционно с пульта трубы. Трубка Пито-Прандтля измеряет скорость совместно с гидростатическим наклонным чашечным микроманометром. Для увеличения точности расчета скорости, микроманометры устанавливались с малым углом наклона трубки для отсчета высоты столбика спирта.

Толщина пограничного слоя воздушного потока над исследуемой поверхностью песка с логарифмическим профилем скорости ветра достигает 5...6 см. Не равномерность поля скоростей ветра в канале трубы за пределами пограничного слоя воздуха не превышают 3 %. Для экспериментов на дно рабочей части канала насыпался слой песка с известным распределением частиц по размерам, и его поверхность тщательно выравнивалась.

Для экспериментов взят песок с логарифмически нормальной функцией распределения частиц по размерам со средним геометрическим размером частиц  $x_0 = 172$  мкм и средним квадратическим отклонением логарифмов размеров частиц  $\sigma_{lg,x} = 0,15$  из песков Кызылкум. Было выполнено измерение пяти профилей средней скорости воздушного потока при динамической скорости 0,15; 0,17 и 0,19 м/с. Результаты измерений и расчетов представлены в таблице 1.

Последнее измерение при  $u_* = 0,19$  м/с выполнялось в условиях, когда наблюдались отдельные вылеты частиц песка с поверхности в воздушный поток, т.е. при критической скорости начала выветривания.

На рисунке 4 в безразмерных координатах  $u_+ = \frac{\bar{u}(z)}{u_*}$  и  $z_+ = \frac{u_* z}{\nu}$  проведен универсальный безразмерный профиль средней скорости турбулентного течения в пограничном слое возле гладкой стенки.

Таблица 1

Данные измерений профилей продольной скорости воздушного потока в пограничном слое аэродинамической трубы. Ровная поверхность естественного песка при отсутствии его ветрового переноса

$z$ , см	$u$ , м/с	$u_z/u_*$	$zu_*/\nu$	Условия измерения
0,5	2,2	13,7	51,4	$u_* = 0,15$ м/с
1,0	2,35	15,7	102,7	$z_0 = 1 \cdot 10^{-3}$ см
1,5	2,5	16,7	154,1	$x_0 = 172$ мкм
2,0	2,65	17,7	205,5	$\sigma_{lgx} = 0,15$
3,0	2,8	18,7	308,2	$T = 22,4$ °С
4,0	3,0	20,0	410,96	$\nu(T) = 1,46 \cdot 10^{-5}$ м <sup>2</sup> ·с <sup>-1</sup>
5,0	3,15	21,0	513,7	Ровная поверхность
6,0	3,2	21,33	616,4	
7,0	3,25	21,67	719,2	
$z$ , см	$u$ , м/с	$u_z/u_*$	$zu_*/\nu$	Условия измерения
0,5	2,35	15,36	52,4	$u_* = 0,15$ м/с
1,0	2,65	17,32	104,8	$z_0 = 1 \cdot 10^{-3}$ см
1,5	2,7	17,65	157,2	$x_0 = 172$ мкм
2,0	2,85	18,63	209,6	$\sigma_{lgx} = 0,15$
3,0	3,05	19,93	314,4	$T = 21,6$ °С
4,0	3,2	20,92	419,2	$\nu(T) = 1,46 \cdot 10^{-5}$ м <sup>2</sup> ·с <sup>-1</sup>
5,0	3,25	21,24	524,0	Ровная поверхность
6,0	3,35	21,89	628,8	
$z$ , см	$u$ , м/с	$u_z/u_*$	$zu_*/\nu$	Условия измерения
0,5	2,45	14,4	58,2	$u_* = 0,17$ м/с
1,0	2,65	15,6	116,4	$z_0 = 2 \cdot 10^{-3}$ см
1,5	2,9	17,1	174,7	$x_0 = 172$ мкм
2,0	3,05	17,9	232,9	$\sigma_{lgx} = 0,15$
3,0	3,3	19,4	349,3	$T = 22,4$ °С
4,0	3,5	20,6	465,8	$\nu(T) = 1,46 \cdot 10^{-5}$ м <sup>2</sup> ·с <sup>-1</sup>
5,0	3,65	21,5	582,2	Ровная поверхность
6,0	3,8	22,4	698,6	

$z$ , см	$u$ , м/с	$u_z/u_*$	$zu_*/\nu$	Условия измерения
0,5	2,6	14,94	59,6	$u_* = 0,17$ м/с
1,0	2,85	16,38	119,2	$z_0 = 1 \cdot 10^{-3}$ см
1,5	3,05	17,53	178,8	$x_0 = 172$ мкм
2,0	3,15	18,10	238,4	$\sigma_{lgx} = 0,15$
3,0	3,35	19,25	357,6	$T = 21,7$ °С
4,0	3,55	20,40	476,8	$\nu(T) = 1,46 \cdot 10^{-5}$ м <sup>2</sup> ·с <sup>-1</sup>
5,0	3,7	21,26	596,0	Ровная поверхность
6,0	3,8	22,35	715,2	

$z$ , см	$u$ , м/с	$u_z/u_*$	$zu_*/\nu$	Условия измерения
0,5	2,95	15,53	65,07	$u_* = 0,19$ м/с
1,0	3,15	16,58	130,14	$z_0 = 1 \cdot 10^{-3}$ см
1,5	3,3	17,37	195,21	$x_0 = 172$ мкм
2,0	3,45	18,16	260,27	$\sigma_{lgx} = 0,15$
3,0	3,8	20,0	390,4	$T = 22,4$ °С
4,0	4,0	21,05	520,6	$\nu(T) = 1,46 \cdot 10^{-5}$ м <sup>2</sup> ·с <sup>-1</sup>
5,0	4,1	21,58	650,7	Критическое значение $u_*$
6,0	4,2	22,11	780,8	Ровная поверхность

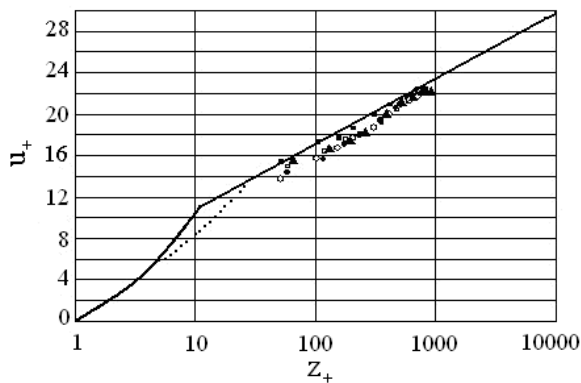


Рис. 4. Универсальный безразмерный профиль средней скорости турбулентного течения в пограничном слое над ровной поверхностью пустынного песка при отсутствии ветрового переноса.

На поле рисунка нанесены результаты наших измерений профилей средней скорости потока воздуха над естественной песчаной поверхностью. Они удовлетворительно согласуются с уравнением универсального безразмерного профиля средней скорости турбулентного течения в пограничном слое возле гладкой стенки (3). Таким образом, исследованную нами ровную песча-

ную поверхность естественного песка с логарифмически нормальной функцией распределения частиц по размерам с  $x_0 = 172$  мкм при отсутствии его ветрового переноса можно отнести к аэродинамически гладкой поверхности. Обратимся к определению параметра шероховатости  $z_0$ . По нашим построениям каждого профиля средней скорости в координатах  $u$  и  $\ln z$ , параметр шероховатости  $z_0$  оказался равным в четырех случаях  $1 \cdot 10^{-3}$  см и в одном  $2 \cdot 10^{-3}$  см. При вычислении  $z_0$  для ровной поверхности естественного песка стоит вопрос о выборе высоты её неровностей  $h_s$ . При логарифмически нормальной функции распределения частиц по размерам, мы располагаем двумя характеристиками: средним геометрическим  $x_0 = 172$  мкм и модальным размером  $x_m = x_0 \exp(-5,3\sigma_{\lg x}^2) = 153$  мкм. Вычисление для  $h_s = x_0$  дало значение  $z_0 = 1,9 \cdot 10^{-3}$  см, для  $h_s = x_m - z_0 = 1,7 \cdot 10^{-3}$  см. Наконец, имеется способ, рекомендованный Никурадзе, по которому  $z_0 = 1/30 \cdot h_s$ . Для  $x_0$  и  $x_m$ ,  $z_0$  оказывается в этом случае равным, соответственно,  $5 \cdot 10^{-4}$  и  $6 \cdot 10^{-4}$  см. Очевидно, что все три способа дают близкие результаты.

#### **Турбулентный пограничный слой над эоловой рябью (рифелями)**

В изучении пассивного взаимодействия между потоком воздуха и эоловыми формами песчаного микрорельефа делаются лишь первые шаги. Под пассивным взаимодействием имеется в виду взаимодействие воздушного потока с неподвижными волновыми деформациями поверхности песка и его частицами. Исследование профилей скоростей потока проводились нами над эоловой рябью с хорошо выраженной периодичностью, предварительно сформированной при значительных скоростях ветра (Рис. 5).



*Рис. 5. Измерение скорости потока над гребнем эоловой ряби.*

Измерения профилей скорости потока над различными элементами профиля эоловой ряби потребовало от нас большего набора высот измерений в нижней части пограничного слоя. Ниже 5 мм измерения выполнялись на высоте 0,5; 1,5; 2,5; 3,5 и 4,5 мм. Нижний уровень устанавливался путем утапливания трубки Пито-Прандтля в песок так, что нижняя кромка приемного отверстия полного давления совпадала с уровнем поверхности песка. Центр отверстия при этом находился на высоте 0,5 мм. Следующие уровни измерений устанавливались через один миллиметр с точностью  $\pm 0,1$  мм. Затем трубка поднималась на высоту 5 мм, и далее измерения скорости выполнялись на уровнях 5, 10, 15, 20, 30, 40, 50 и 60 мм. Профили скорости измерялись в следующих характерных точках (рис. 6) над поверхностью ряби: над серединой наветренного склона (3), над гребнем (4), за гребнем (1) и на дне впадины (2).



*Рис. 6. Форма эоловой ряби и точки измерений профилей скорости потока над ней.*

Исследования проводились над рябью с расстоянием между гребнями (длиной волны)  $\lambda = 115$  мм и высотой  $h = 7$  мм. Отношение  $i = h/\lambda$  (индекс ряби) равно 0,06 и характерно для этого вида деформации песчаной поверхности. По своей форме рябь подобна низким барханам. Гребень ряби образован из наиболее крупных частиц песка и круто обрывается откосом высотой 2 мм. Далее подветренный склон полого снижается до начала подошвы наветренного склона следующего рифеля под углом  $8^\circ$ . Наветренный склон поднимается под углом  $5^\circ$  до гребня ряби. Наиболее низкая часть понижения, где высота  $z$  принималась нами за нулевую отметку поверхности песка, находилась на расстоянии  $0,3 \lambda$  от гребня. Результаты измерений профилей скоростей воздушного потока над эоловой рябью представлены в таблице 2.

Анализ измерений преследовал решение двух задач. Во-первых, оценить взаимодействие потока воздуха с характерными элементами волнового микрорельефа – наветренным склоном ряби, её гребневой частью и в промежутке между ними в самой низкой части песчаной поверхности, т.е. на нулевом уровне. Во-вторых, получить осредненные характеристики профиля скорости ветра над эоловой рябью. Для решения первой задачи профили скорости потока строились для высот, отсчитываемых от уровня поверхности эле-

мента рельефа. Для второй – высоты всех полученных профилей приводились к одному нулевому уровню поверхности песка (подошвы рифеля) и строился один (средний из четырех) профиль скорости ветра.

Таблица 2

Продольная скорость потока воздуха над различными элементами профиля эоловой ряби (рифеля)

Z, мм	Скорость ветра над различными элементами формы эоловой ряби, м/с			
	над склоном	над гребнем	за гребнем	на дне
0,5	2,8	2,8	1,2	2,1
1,5	3,1	3,1	2,1	2,3
2,5	3,2	3,25	2,9	2,5
3,5	3,3	3,3	3,05	2,6
4,5	3,3	3,4	3,2	2,85
5	3,3	3,4	3,2	3
10	3,8	3,75	3,55	3,4
15	3,95	4,05	3,9	3,8
20	4,2	4,3	4,2	4,1
30	4,45	4,55	4,5	4,35
40	4,6	4,7	4,75	4,6
50	4,75	4,8	4,75	4,7
60	4,75	4,9	4,75	4,75
$z_0$ , см	0,002	0,002	0,01	0,01
$u_*$ , м/с	0,24	0,25	0,32	0,31

Профили скоростей ветра над наветренным склоном ряби и над гребнем почти идентичны по своим параметрам. С высоты 4,5 мм они следуют логарифмическому закону (рис. 7). Ниже этого уровня профили отклоняются от него, и скорость потока здесь выше, чем это следует из логарифмического закона.

Параметр шероховатости обоих профилей одинаков –  $z_0 = 0,002$  см. Динамические скорости, определенные по логарифмической части профилей, практически одинаковы и равны на склоне  $u_* = 0,24$  м/с и  $u_* = 0,25$  м/с – на гребне. Несмотря на то, что эти скорости превышают её критическое значение для начала выветривания частиц на ровной поверхности песка  $u_* = 0,19$  м/с, перенос песка не наблюдался. Это говорит о том, что поверхность, покрытая рябью и полученная при больших скоростях потока, более устойчива к воздействию ветра. При формировании ряби произошел селективный вынос из поверхностного слоя песка наиболее подвижных частиц, и поверхность ряби оказалась покрыта плащом из более крупных частиц. Число Рейнольдса для частиц песка, с кото-

рым выполнены измерения ( $x_0 = 172$  мкм),  $Re_s = \frac{x_0 \cdot u_*}{\nu} = 3$ , т.е. режим их обтекания уже начинает переходить от гладкого к режиму развитой шероховатости. Но взаимодействие потока с поверхностью наветренного склона все ещё близко к гладкому. Это подтверждает и определение  $z_0$  по зависимости  $z_0 = 1/30 \cdot x_0$ , который оказывается равным 0,0006 см, т.е. всего лишь в три раза меньше определенного по профильным измерениям. А на более мелком песке с  $x_0$  порядка 100 мкм число  $Re_s$  на наветренном склоне будет  $< 2$ , и взаимодействие с потоком воздуха – гладким.

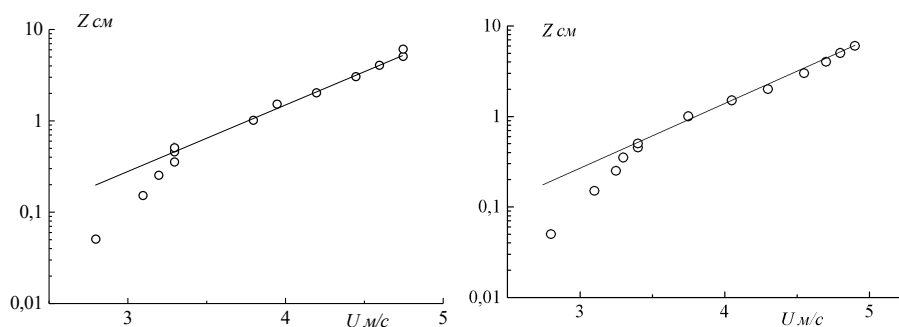


Рис. 7. Профили скорости потока: слева – над наветренным склоном золотой ряби (точка 3), справа – над гребнем (точка 4)

Более сложная картина взаимодействия потока наблюдается за гребнем ряби и в понижении между рифелями (рис. 8). Обращает на себя внимание значительное снижение скорости потока в нижней части профилей, где они уменьшились до 1...2 м/с. На левой части рисунка показан профиль скорости ветра, полученный за крутым участком гребня ряби на расстоянии 5 мм от него и на 2 мм ниже гребня (точка 1 рис. 6).

Профиль скорости потока над этой точкой оказался логарифмическим с самого нижнего уровня измерения 1,5 мм и до высоты 5 см. Но, при выходе трубки Пито-Прандтля из-за гребня ряби при её подъёме, на расстоянии 5 мм от него, обнаружено струйное усиление скорости потока в слое 0,25...0,5 см. Отклонение скорости воздуха в этой струе от логарифмического профиля достигало 0,5 м/с на  $z = 0,25$  см; 0,35 м/с – на  $z = 0,35$  см; 0,3 м/с – на  $z = 0,45$  см и  $\approx 0,1$  м/с – на  $z = 0,5$  см. Параметр шероховатости профиля скорости, как это можно видеть на рисунке, возрос до  $z_0 = 0,01$  см, динамическая скорость – до  $u_* = 0,32$  м/с. Таким об-



разом, здесь уже хорошо видно усложнение взаимодействия потока воздуха с элементом эолового микрорельефа.

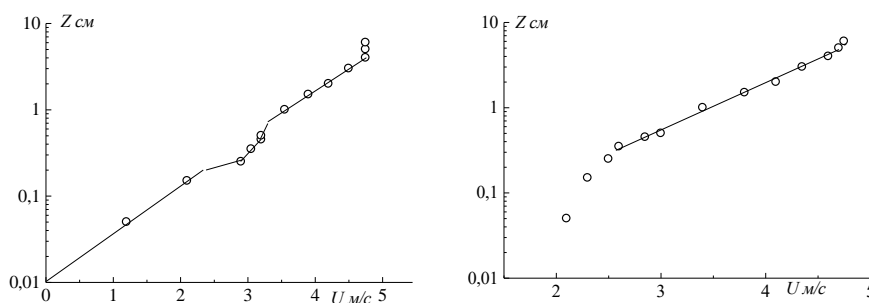


Рис. 8. Профили скорости потока: слева – за гребнем ряби (точка 1), справа – в понижении между рифелями (у подошвы наветренного склона ряби – точка 2).

Оно прослеживается и на следующем профиле скорости потока, полученном в понижении между гребнями эоловой ряби (точка 2). На высотах 0,45...1 см видно ещё слабое влияние струи воздуха с гребня ряби, но оно не превышает 0,1 м/с. Таким образом, возмущение потока за гребнем ряби носит локальный характер и имеет масштаб порядка 3,5...4 см. Логарифмическая часть профиля скорости потока находится в интервале высот 0,45...6 см над нулевым уровнем песчаной поверхности. Она имеет практически те же значения параметров, что и профиль за гребнем:  $z_0 = 0,01$  см и  $u_* = 0,31$  м/с. Увеличение  $z_0$  и  $u_*$  у этих профилей показывает, что в этой области потока рябь влияет на динамическое взаимодействие с движущимся воздухом. Напряжение Рейнольдса  $\rho u_*^2$  над рябью определяется уже не только касательным напряжением, но начинает влиять и сопротивление формы препятствия

$$\rho \cdot u^2 = \frac{\gamma}{\lambda} \rho \int_0^{H_r} u^2 dz + \rho (u_*^s)^2,$$

где  $\gamma$  – коэффициент сопротивления ряби,  $u_*^s$  – динамическая скорость касательного трения [2]. Эту скорость  $u_*^s$  формирует вязкобуферный слой над поверхностью песка на наветренном склоне ряби, где  $z_0 \approx 1/30x_0$ .

Большой интерес представляет анализ профилей скорости потока ниже уровня 5 мм, где они отклоняются от логарифмического. Напомним, что над поверхностью Никурадзе вертикальный масштаб вязкобуферного

слоя достигает  $\delta_n = 30\nu/u_*$ . У нас этот слой над наветренным склоном ряби должен иметь размер порядка  $\approx 2$  мм. Поэтому во время измерений две точки на уровнях 0,5 и 1,5 мм должны были попадать в этот слой. Но две точки не позволяют получить форму профиля  $u(z)$  в нем, да и размеры трубки Пито-Прандтля могли влиять на результаты измерений в этом тонком слое. Уверенно можно лишь подтвердить увеличение толщины вязко-буферного слоя в понижении между гребнями ряби [2]. По нашим измерениям он может достигать там 5 мм.

Для оценки полного воздействия эоловой ряби на воздушный поток над ней, построен обобщенный профиль скорости ветра (рис. 9). Для этого все измеренные профили  $u(z)$  были приведены к единому нулевому уровню поверхности песка. У профилей 1, 3 и 4 высоты измерений были представлены в виде суммы  $(z + \Delta z)$ . Здесь  $\Delta z$  – высота превышения точки на теле эоловой ряби, где проводилось измерение профиля скорости потока  $u(z + \Delta z)$ , над нулевым уровнем. На рисунке штриховая горизонтальная линия – это высота эоловой ряби  $h_R$ . Обобщенный профиль выше уровня гребней ряби следует логарифмическому закону с параметрами:  $z_0 = 0,023$  см  $u_* = 0,35$  м/с. Это значение  $z_0$  определено по графику рис.9. Параметр шероховатости, определенный по формуле  $z_0 = 1/30h_R$ , оказался также равным 0,023 см. Таким образом, поверхность песка, покрытая эоловой рябью, имеет при отсутствии ветрового переноса песка шероховатость, определяемую её высотой.

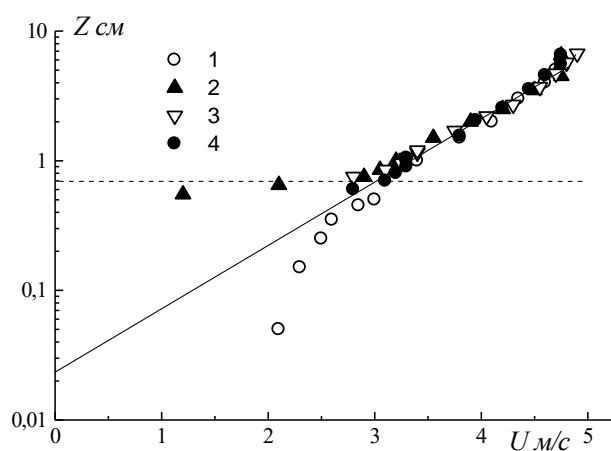


Рис. 9. Профиль продольной скорости потока воздуха над эоловой рябью при отсутствии переноса частиц песка ветром: 1 – понижение между гребнями, 2 – за гребнем ряби, 3 – над гребнем и 4 – над склоном ряби.

### Профиль скорости в турбулентном пограничном слое ветропесчаного потока

Наибольшие трудности возникают при изучении пограничного слоя ветропесчаного потока, формирующегося на границе с подвижной подстилающей поверхностью, покрытой эоловыми формами микрорельефа. Высокие концентрации частиц песка в потоке, превышающие при больших скоростях  $1 \text{ мг/см}^3$ , близость подстилающей поверхности и изменение её геометрии во времени и пространстве (что делает сложным определение высоты измерения), воздействие летящих с большой скоростью частиц песка на измерительные приборы – вот далеко не полный перечень всех трудностей, с которыми встречается экспериментатор при изучении пограничного слоя ветропесчаного потока. Поэтому этот слой остается и до настоящего времени слабо изученным, хотя в последнее время можно отметить возросший интерес к его исследованию.

Первые измерения профилей скорости ветропесчаного потока в пограничном слое аэродинамической трубы выполнены в 30-х годах прошлого века известным английским ученым Багнольдом [11, 12] и они сразу же дали интересные результаты. Полученные им профили отличались от профилей чистого воздушного потока. Багнольд обнаружил, что профили скоростей ветропесчаного потока в полулогарифмическом масштабе с ростом динамической скорости изменяют угол наклона, как бы вращаясь около некоторой точки (фокуса) на уровне  $z = \delta$ . Он предложил для описания профилей формулу

$$u(z) = 5,751g \frac{z}{\delta} + u_{\delta},$$

где  $\delta$  – уровень, на котором скорость потока сохраняет постоянную величину  $u_{\delta}$  независимо от изменения скоростей в остальной части потока. Багнольд получил для крупного песка из пустынь Ливии ( $x_0 \approx 270 \text{ мкм}$ ) следующие значения параметров этой формулы:  $\delta = 0,3 \text{ см}$  и  $u_{\delta} = 2,5 \text{ м/с}$  в трубе и  $\delta = 1 \text{ см}$  и  $u_{\delta} = 4 \text{ м/с}$  – для полевых условий. Как показали более поздние измерения Чепила, эти величины значительно изменяются [15]. Наши полевые измерения во время песчаных бурь подтвердили результаты Чепила и позволили объяснить изменение углов наклона профилей тем, что параметр шероховатости принятого традиционного логарифмического закона изменяется с ростом скорости в широком интервале значений от  $10^{-4} \text{ см}$  до  $1 \text{ см}$  [3]. Кроме того, введение в описание профилей скоростей двух новых парамет-

ров, физический смысл которых не ясен, очевидно не целесообразно. Видимо поэтому формула Багнольда не получила широкого применения.

Рассмотрим наши измерения профилей продольной скорости ветропесчаного потока. Отметим, что в ходе выполнения экспериментов нам пришлось изменить методику их измерений, так как переносимый ветром песок забивал приемные отверстия полного давления у трубок Пито-Прандтля. Это приводило к большому искажению результатов измерений. Чтобы избавиться от забивания приемного отверстия давления частицами песка, перед каждым измерением на избранной высоте трубка Пито-Прандтля продувалась грушей, подключенной к ней через тройник с переключателем. Пришлось также отказаться от уровня измерений на высоте  $z = 5$  мм из-за больших погрешностей её установки, когда в процессе измерений поверхность «уходила» на 2...3 мм, что приводило к погрешностям в 40...60 %.

Измерения профилей скорости ветропесчаного потока над эоловыми формами рельефа выполнены над песками с сильно отличающимися размерами – крупным, со средним геометрическим размером частиц  $x_0 = 172$  мкм и средним квадратическим отклонением логарифмов размеров частиц  $\sigma_{lgx} = 0,15$ , и мелким, со средним геометрическим размером частиц  $x_0 = 92$  мкм и средним квадратическим отклонением логарифмов размеров частиц  $\sigma_{lgx} = 0,11$ . Исследования выполнялись в стационарных условиях после того, как заканчивалось формирование характерных размеров эоловой ряби для данной скорости потока. Результаты измерений представлены в таблицах 3 и 4.

Таблица 3

Логарифмические профили скоростей ветропесчаного потока  $u(z)$  в пограничном слое аэродинамической трубы и их параметры:  $u_*$  и  $z_0$ .

Средний геометрический размер частиц песка  $x_0 = 172$  мкм, стандартное геометрическое отклонение  $\sigma_{lgx} = 0,15$

Z, см	Динамическая скорость $u_*$ , м/с									
	0,28	0,31	0,39	0,39	0,40	0,43	0,43	0,50	0,54	0,56
1	5,67	4,5	4,75	5,35	4,55	4,4	5,67	4,55	4,3	4,6
2	6,2	5,1	5,15	5,75	5,15	5	6,2	5,15	5,25	5,45
3	6,4	5,3	5,5	6,1	5,65	5,25	6,4	5,65	5,8	5,65
4	6,6	5,5	5,95	6,35	5,9	5,9	6,6	5,9	6,1	6,1
5	6,75	5,8	6,15	6,65	6,15	6,05	6,75	6,15	6,25	6,4
6	6,9	5,95	6,2	6,8	6,3	6,2	6,9	6,3	6,6	6,6
$z_0$ , см	0,0003	0,003	0,01	0,006	0,009	0,02	0,01	0,03	0,04	0,02

Z, см	Динамическая скорость $u_*$ , м/с									
	0,62	0,66	0,67	0,69	0,76	0,89	0,92	1,0	1,0	1,5
1	4,45	4,2	4,3	3,85	4,2	3,9	3,8	3,9	4,3	3,8
2	5,5	5,5	5,4	4,8	5,7	5,3	5,2	5,6	5,7	5,8
3	6,1	6,1	6,05	5,35	6,4	5,95	6,25	6,9	6,65	8
4	6,5	6,5	6,5	6,1	7,15	6,8	6,8	7,5	7,3	9,2
5	6,8	6,8	6,9	6,5	7,45	7,2	7,45	8	7,9	9,7
6	7,2	7,2	7,1	6,75	7,7	7,6	7,8	8,2	8,55	10,15
$z_0$ , см	0,06	0,08	0,08	0,12	0,1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,45

Таблица 4

Логарифмические профили скоростей ветропесчаного потока  $u(z)$  в пограничном слое аэродинамической трубы и их параметры:  $u_*$  и  $z_0$ . Средний геометрический размер частиц песка  $x_0 = 92$  мкм, стандартное геометрическое отклонение  $\sigma_{lg,x} = 0,11$

Z, см	Динамическая скорость $u_*$ , м/с									
	0,27	0,3	0,43	0,45	0,57	0,59	0,83	0,99	1,06	1,2
1	3,2	3,65	4,6	3,6	4	4,5	3,1	3,9	5,1	2,8
2	3,7	4,15	5,3	4,3	5	5,55	4,9	5,3	6,9	4,45
3	4	4,5	5,6	4,85	5,65	6,25	5,8	5,65	8	6,2
4	4,2	4,7	5,95	5	6	6,8	6,1	6,5	8,7	6,9
5	4,3	4,8	6,1	5,3	6,3	7,15	6,65	7,45	9,2	7,7
6	4,4	5	6,5	5,65	6,6	7,3	7,1	7,9	9,8	8,1
$z_0$ , см	0,008	0,008	0,015	0,05	0,06	0,04	0,2	0,25	0,15	0,4

Анализ данных таблиц 3 и 4 показывает, что профили скоростей ветропесчаного потока существенно отличаются от универсального профиля скоростей, представленных на рисунках 1 и 4. Значения безразмерных скоростей  $u_z/u_*$  и высот  $zu_*/\nu$  располагаются на поле рисунка значительно ниже универсального профиля, параметр шероховатости  $z_0$  возрос на два порядка и перестал быть константой для поверхности. Это особенно хорошо видно в таблицах 3 и 4, в которых приведены не только измеренные скорости потока на различных высотах, но и даны значения динамической скорости и параметра шероховатости.

На крупном песке были выполнены измерения 20 профилей скорости потока, над мелким – 10. Все измеренные профили скорости хорошо следовали логарифмическому закону изменения её с высотой

$$u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \ln \frac{z}{z_0}, \quad (5)$$

но  $z_0$  в этой формуле не является константой и изменяется примерно в тех же пределах, что и в естественных условиях песчаных бурь. На рисунках 10 и 11 приведены примеры профилей продольных скоростей ветропесчаного потока над поверхностями, сложенными крупным и мелким песком.

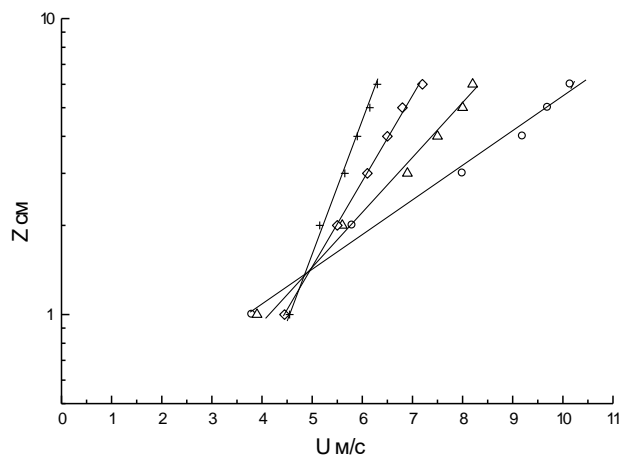


Рис. 10. Профили скорости ветропесчаного потока в пограничном слое при различных значениях динамической скорости над поверхностью крупного песка со средним геометрическим размером частиц  $x_0 = 172$  мкм и стандартным геометрическим отклонением  $\sigma_{lg,x} = 0,15$ .

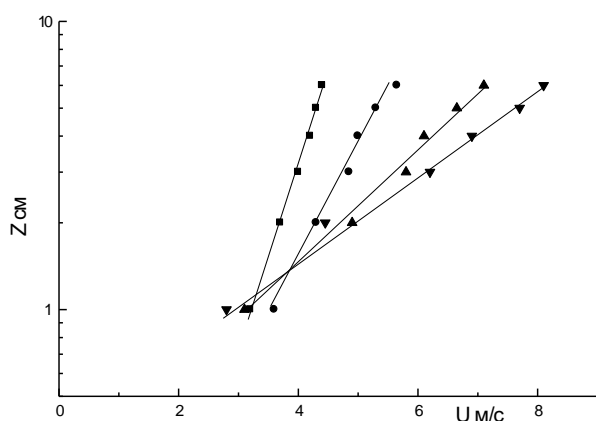


Рис. 11. Профили скорости ветропесчаного потока в пограничном слое при различных значениях динамической скорости над поверхностью мелкого песка со средним геометрическим размером частиц песка  $x_0 = 92$  мкм и стандартным геометрическим отклонением  $\sigma_{lg,x} = 0,11$ .

На рис. 10 хорошо видна точка вращения профилей (фокус), которая привлекла внимание Багнольда. Однако уже на рис. 11 видно, что таких фокусов может быть несколько. На рис. 10 фокус  $\delta = 1,4$  см а  $u_\delta = 4,9$  м/с, на

рис. 11 верхний фокус  $\delta = 1,4$  см,  $u_\delta = 3,85$  м/с, второй, нижний,  $\delta = 1,1$  см а  $u_\delta = 3,3$  м/с. Как видим, это изменяющиеся величины и ввод в уравнение профиля скорости ветропесчаного потока двух изменяющихся параметров, физический смысл которых не ясен, очевидно нецелесообразен.

Вернемся к принятому в метеорологической науке виду профиля скорости потока (5). Как известно, в чистых воздушных потоках изменение значений динамической скорости приводит к изменению угла наклона линии профиля в этой системе координат, но все профили начинаются от одной точки  $z_0$ , которая является константой данной поверхности.

В ветропесчаном потоке профили его скорости, в системе координат  $\lg z$  и  $u$ , при изменении значений динамической скорости не только изменяют угол своего наклона, но и смещаются вдоль оси  $\lg z$ , т.е.  $z_0$  является величиной переменной. В этом заключается формальное различие логарифмического профиля скорости потоков чистого воздуха и логарифмического профиля скорости ветропесчаного потока.

Рассмотрим изменение значений  $z_0$  при изменении скорости ветропесчаного потока (рис. 12). Исследованная нами поверхность песка покрыта эоловой рябью (рифелями), масштаб высоты которой менее 1 см. Как показано выше, такая песчаная поверхность при отсутствии переноса песка имеет  $z_0 = 1/30 \cdot h_R \approx 0,02$  см. Очень малое значение  $z_0 \approx n \cdot 10^{-4}$  см при начальных условиях процесса выветривания говорит о независимости параметра шероховатости от размеров рифелей. Это можно объяснить тем, что наблюдается режим их гладкого обтекания поверхности ветропесчаным потоком, и её сопротивление полностью определяется размером частиц песка. Для начальных условий переноса  $z_0$  и оказывается приближенно равен  $1/30$  средних геометрических размеров частиц песка ( $x_0 \approx 10^{-2}$  см)  $z_0 = 1/30 x_0 \approx 3 \cdot 10^{-4}$  см.

При возрастании скорости потока возрастают потери энергии среднего движения на разгон сальтирующих частиц и поток массы наиболее мелких частиц за счет турбулентной диффузии. Чем больше частиц вовлечено в движение, тем больше сопротивление движению потока, которое определяется, в основном, переносимой массой твердой фазы. Поэтому и наблюдается рост параметра шероховатости  $z_0$  с увеличением динамической скорости ветропесчаного потока.

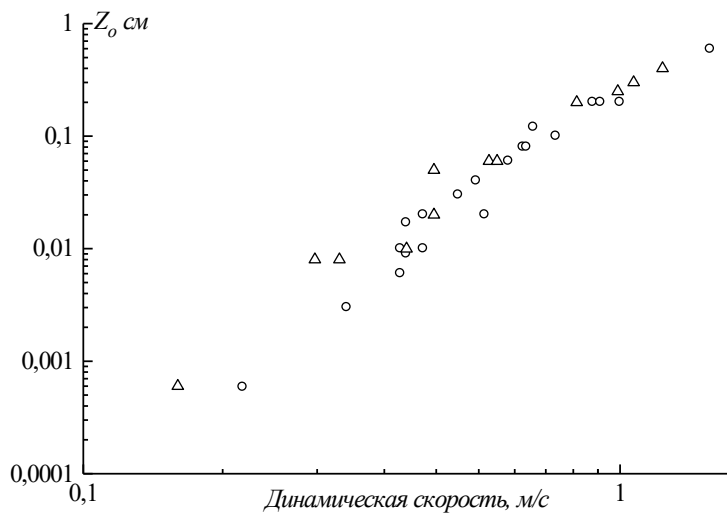


Рис. 12. Зависимость  $z_0$  от динамической скорости ветропесчаного потока.

Более универсальной является зависимость  $z_0$  от динамического аналога числа Фруда  $Fr_* = \frac{u_*^2}{g \cdot x_0}$ , которая учитывает не только влияние скорости потока, но и учитывает размер переносимого ветром песка  $x_0$ . Эта зависимость представлена на рисунке 13.

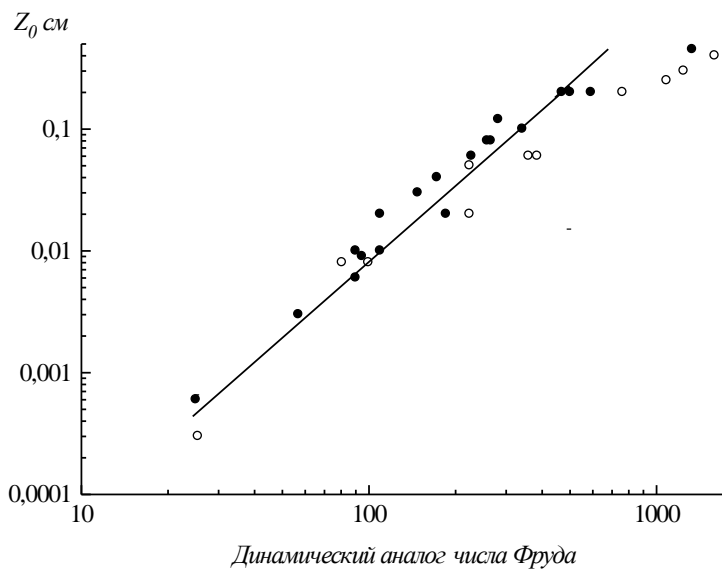


Рис. 13. Зависимость параметра шероховатости песчаной поверхности

$z_0$  от динамического аналога числа Фруда  $Fr_* = \frac{u_*^2}{g \cdot x_0}$ .



На рисунке 13 проведена линия зависимости, которая аппроксимируется следующей удобной для вычислений формулой

$$z_0 = \frac{1}{30} x_0 (Fr_* - 12)^{1,8},$$

где  $x_0$  входит в формулу в сантиметрах. Формула позволяет определять параметр шероховатости в интервале чисел Фруда от 25 до 650. При больших его значениях экспериментальные точки отклоняются от кривой, что вызвано, по-видимому, недостаточным насыщением потока в аэродинамической трубе частицами песка при больших скоростях ветра. Эта формула близка к формуле, полученной нами по градиентным измерениям на мачтах при исследовании песчано-солевых бурь на осушенном дне Арала [9]

$$z_0 = \frac{1}{30} x_0 (Fr_* - 25,5)^2$$

### Заключение

Эксперименты в аэродинамической трубе позволили получить ясное представление о различии во взаимодействии реальных песчаных поверхностях с воздушным потоком. Оказалось, что при отсутствии ветрового переноса частиц песка, ровная песчаная поверхность по своим свойствам подобна искусственной поверхности Никурадзе. Профиль ветра над ней может быть описан универсальным логарифмическим профилем над гладкой поверхностью, а параметр шероховатости определяется средним геометрическим размером частиц  $z_0 = 1/30 \cdot x_0$ .

Поверхность песка, покрытая эоловым микрорельефом (рябью) ведет себя уже иначе. По своим аэродинамическим качествам она относится к поверхностям с промежуточными свойствами, и параметр шероховатости на ней пропорционален высоте эоловой ряби  $z_0 = 1/30 \cdot h_R$ .

Поверхность песка, покрытая рябью, над которой идет ветровой перенос частиц, совершенно не похожа ни на одну из рассмотренных. Параметр шероховатости  $z_0$  у неё меняется с ростом динамической скорости потока  $u_*$  в широком интервале значений – от  $10^{-4}$  до 1 см. Это принципиально отличает естественную песчаную поверхность во время бурь по своим динамическим свойствам от поверхности Никурадзе, так как отношение  $z_0/h_s$  на ней уже является переменной величиной. Динамические свойства такой поверхности определяются, главным образом, затратами турбулентной энергии на транспорт частиц песка. Параметр шероховатости

сти на ней зависит не только от размеров частиц, но и от числа Фруда  $z_0 = 1/30 x_0 (Fr_* - 12)^{1.8}$ .

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. Бютнер Э.К. Динамика приповерхностного слоя воздуха. – Л.: Гидрометеиздат, 1978. – 158 с.
3. Вопросы дефляции почв: Сб. науч. тр / Каз. научн. иссл. гидромет. ин-т / Под ред. Л.П. Федюшиной и Н.С. Ткаченко. – М.: Гидрометеиздат, 1972. – 168 с.
4. Гидрометеорологические проблемы Приаралья. / Под ред. Г.Н. Чичасова. – Л.: Гидрометеиздат, 1990. – 277 с.
5. Зилитинкевич С.С. Динамика пограничного слоя атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1970. – 291 с.
6. Монин А.С., Яглом А.М. Статистическая гидромеханика. Механика турбулентности. Часть I. – М.: Наука, 1963. – 639 с.
7. Семенов О.Е. Соппротивление подвижной песчаной поверхности при бурях. // Гидрометеорология и экология. – 2002. – №1. – С.14 – 28.
8. Сенкевич Б.Н. О генезисе основных форм эолового рельефа песчаных пустынь. – Ашхабад, Изд-во “Ылым,” 1976. – 183 с.
9. Шлихтинг Г. Теория пограничного слоя. – М.: Наука, 1969. – 742 с.
10. Шуляк Б.А. Физика волн на поверхности сыпучей среды и жидкости. – М.: Наука, 1971. – 400 с.
11. Bagnold R.A. The movement of desert sand. // Proc. Roy. Soc. Ser. A. – 1936 – Vol. 157. – №892. – P.594 – 620.
12. Bagnold R.A. The physics of blown sand and desert dunes. – London: Methuen. 1954. – 265 p.
13. Barenblatt G.I., Golitsyn G.S. Local structure of Matyre Dust Storms // J. Atmos Sci.– 1974 – Vol. 31, №7. – P. 1917 – 1933.
14. Byrne R. Aerodynamic roughness criteria in aeolian sand transport // J. Geophys. Res. – 1968. – vol. 25. – №3. – P. 292 – 321.00

15. Chertov W.S. Dynamics of Wind Erosion // Soil Science. – 1945 – 1946. – Vol. 60–61. – No 4, 5, 6, – 2, 3, 4.

Казахский научно-исследовательский институт экологии и климата, г. Алматы

**ТАБИҒИ ШӨЛДІ ҚҰМНЫҢ ҮСТІНДЕГІ АЭРОДИНАМИКАЛЫҚ  
ҚҰБЫРДЫҢ ШЕГАРАЛЫҚ ҚАБАТЫНДАҒЫ ЖЕЛДІҢ  
ЖЫЛДАМДЫҚ КЕСКІНІ ЖӨНІНДЕ**

Физ.-мат. ғылымд. канд. О.Е. Семенов

*Құмның желмен тасымалдануы және тасымалданбауы жағдайында жартылай дисперсті құмды шөлдің үстіндегі аэродинамикалық құбырлардың шегаралық қабаттағы жылдамдық кескіндерін өлшеу нәтижелері талқыланады. Никурадзе кескінімен сәйкес келетін желді тасымалданудың болмауы жағдайындағы шөлді құмның тегіс бетінің үстіндегі шегаралық қабатта турбулентті ағыстың орташа жылдамдығының жан-жақты шексіз профилі алынды.*

*Эолды шымырланумен жабылған құмды жер бетінің ерекшелігі сол, онда кедір-бұдырлық көрсеткіш  $x_0$  бөлшектің мөлшеріне емес, шымырлану биіктігіне  $z_0 = \frac{1}{30} h_R$  пропорционалды. Желді тасымалдану болған кезде  $z_0$  бөлшек өтпелі шамаға айналады және Фруд санының динамикалық аналогына тәуелді болады  $z_0 = \frac{1}{30} x_0 (Fr_* - 12)^{1,8}$ .*