

УДК 551.515.3:551.55:551.510.522

СОПРОТИВЛЕНИЕ ПОДВИЖНОЙ ПЕСЧАНОЙ ПОВЕРХНОСТИ ПРИ БУРЯХ

Канд. физ. - мат. наук О.Е. Семенов

По измерениям во время песчаных бурь получены значения коэффициента сопротивления песчаной поверхности C_f и параметра шероховатости z_0 . При ветровом переносе песка в интервале скоростей ветра от 6 до 18 . . . 20 м/с C_f растет 0,001 до 0,003, z_0 – от $3 \cdot 10^{-4}$ до 1 см. По величине C_f и z_0 песчаные подвижные поверхности относятся к поверхностям с промежуточным режимом взаимодействия с потоком и близки к взволнованной морской. Получена зависимость z_0 от размера частиц x_0 и аналога числа Фруда

$$z_0 = 3 \cdot 10^{-4} x_0 \left(\frac{u_*^2}{gx_0} \right)^2. \text{ Это существенно отличает подвижную}$$

песчаную поверхность от поверхности Никурадзе с закрепленными частицами песка.

В метеорологии основной динамической характеристикой подстилающей поверхности является коэффициент ее аэродинамического сопротивления

$$C_f = \frac{\tau}{\rho u_z^2} = \left(\frac{u_*}{u_z} \right)^2, \quad (1)$$

где τ - касательное напряжение, ρ - плотность воздуха, u_z - скорость ветра на уровне z , u_* - динамическая скорость, C_f безразмерная локальная характеристика трения, изменяющаяся в зависимости от высоты измерения скорости. Это делает его не всегда удобным при практическом применении. Коэффициент C_f чаще всего используют в численных прогностических моделях и в расчетных схемах, в которых в качестве характерной скорости ветра рассматривается её значение на высоте установки ветроизмерительных приборов на метеостанциях ($z = 8 \dots 12$ м). При проведении полевых исследований высота измерений скорости ветра чаще всего значительно меньше и близка к уровням стандартных градиентных наблюдений теплобалансовых станций – 0,5 и 2 м, но нередко она бывает и ниже 0,5 м. В

этих случаях при анализе полученных результатов измерений необходимо находить C_f для этих высот или находить эмпирические связи u_z с u_* .

Более широкое применение в теоретической метеорологии и на практике находит другая динамическая характеристика подстилающей поверхности – параметр шероховатости z_0 , имеющий размерность длины. Долгое время в метеорологии z_0 оставался формальным и достаточно плохо изученным параметром. В моделях строения атмосферы z_0 для шероховатых поверхностей рассматривался как уровень потока, на котором скорость ветра обращается в нуль. Значение параметра шероховатости для различных типов ландшафтов определяют эмпирически путем измерений над ними вертикальных профилей средней скорости ветра в условиях безразличной температурной стратификации, когда они описываются логарифмическим законом

$$u(z) = \frac{u_*}{\chi} \ln \frac{z}{z_0} \quad \text{с } \chi = 0,4.$$
 Графическая экстрапо-

ляция 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 .

Полученные для конкретных ландшафтов значения z_0 принимаются в качестве постоянных, характерных для них величин. Следует заметить, что требования к точности определения z_0 , как правило, не слишком высоки, так как в уравнения параметр шероховатости входит под знаком логарифма. Таблицы значений z_0 для различных поверхностей можно найти в монографиях Лайтмана [6], Зилитинкевича [4] и ряде других источников.

Интерес к параметру шероховатости резко возрос в 70-80-е годы прошлого столетия, когда возникла необходимость учитывать взаимодействие явлений погоды мезометеорологического масштаба с крупномасштабными атмосферными процессами в численных схемах прогноза погоды. Монин и Яглом показали, что z_0 является объективной характеристикой динамического взаимодействия потока с поверхностью, зависящей от размеров неровностей на ней h_s ,

$$z_0 = h_s \cdot e^{-z^B},$$

где B постоянная величина. По фундаментальным исследованиям Никурадзе в условиях режима полностью развитого шероховатого обтекания поверхности она равна 8,5. Оказалось, что параметр шероховатости и коэффициент сопротивления связаны между собой зависимостью

$$z_0 = z \cdot e^{-z\sqrt{f/C_f}} \quad [7].$$

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 $\delta_v = \nu/u_*$, где ν кинематическая вязкость. Для сопротивления движению потока важно, утоплены неровности поверхности внутри вязкого подслоя, или выступают за его пределы. Масштаб высоты вязкого подслоя δ_v 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 [14].

Как известно, наиболее изученным является взаимодействие потока с песчаной поверхностью, сложенной закрепленными однородными частицами. Фундаментальные экспериментальные работы Никурадзе и результаты последующего их анализа лежат в основе современных представлений о взаимодействии потока жидкости или газа с плоскими поверхностями [4, 7]. Установленные границы режимов обтекания поверхностей связаны с изменением соотношений между размерами высоты препятствий h_s и толщины вязкого подслоя δ_v . Это отношение h_s/δ_v имеет

вид числа Рейнольдса $\frac{h_s}{\delta_v} = \frac{h_s u_*}{\nu}$ и поэтому часто называется числом Рей-

нольдса поверхности Re_s . Когда препятствия полностью погружены в вязкий подслей 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 кри-

териев Re , не следует считать вполне установленными, а следует рассматривать их как приближенные. В режиме развитого шероховатого взаимодействия потока с поверхностью коэффициент сопротивления является постоянной величиной не зависящей от числа Рейнольдса Re . Никурадзе показал, что в полностью развитом турбулентном течении, параметр шероховатости z_0 пропорционален размеру песчинок и равен одной тридцатой их размера $z_0 = \frac{1}{30} h_s$ [2-7].

Но оказалось, что в природе существуют поверхности, параметр шероховатости которых 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 пыльных бурь. Взаимодействию ветра с морской поверхностью уделено пристальное внимание при изучении проблемы взаимодействия атмосферы и океана и имеется большое число публикаций, некоторые из которых использованы в данной работе [2, 4, 7]. Значительно меньше работ по изучению зависимости z_0 от скорости ветра при метелях и песчаных бурях [2, 10, 12, 16].

В природе песчаная поверхность существенно отличается от искусственной, с которой работал Никурадзе. Естественные поверхности сложены из полидисперсных систем подвижных частиц песка, интервал размеров которых изменяется от 40 . . . 50 до 300 . . . 500 мкм. На реальной поверхности песка ветер создает периодические деформации – золотые волновые формы рельефа различного масштаба. Их можно разделить на две группы в зависимости от геометрических размеров и масштабов динамических процессов при их образовании:

1. золотые макроформы (дюны, гряды, барханы и барханные гряды);
2. золотые микроформы: золотая рябь или рифели и микрорябь.

На лишенных растительности песках, создаются подвижные формы рельефа – барханы и барханные цепи, покрытые рифелями. На очень мелких песках на рифелях можно обнаружить микрорябь высотой порядка миллиметра и периодичностью в несколько миллиметров. Высота барханных цепей бывает от нескольких десятков сантиметров до метра и более, расстояние между гребнями – от одного до двух десятков метров. Одиночные барханы могут достигать значительно высоты – до 10 . . . 15 м и более. Геометрические масштабы рифелей изменяются в следующих пре-

делах: высота порядка одного сантиметра, длина волны — от нескольких до 20 и более сантиметров [1, 9].

Все перечисленные подвижные формы песчаного рельефа объединяет удивительное геометрическое подобие — они имеют очень близкое отношение высот h к параметру периодичности λ . Так у мелкобарханных цепей среднее отношение $h/\lambda = 0,05 \dots 0,06$, у золотой ряби — $0,06 \dots 0,08$.

О влиянии переносимых ветром частиц песка на основные кинематические и динамические параметры воздушного потока стало известно еще с пионерных работ Р. Багнольда 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, является промежуточным [15].

В конце 60-х годов Р. Бирн, проанализировав накопленные измерения профилей ветра в условиях пороговых (критических) его скоростей в момент начала развития процесса выветривания поверхностей песка и почв, подтвердил вывод Багнольда. На начальной стадии отрыва частиц режим обтекания поверхности не достигает развитого шероховатого и является переходным от гладкого к турбулентному [16].

В 70-х годах, при проведении градиентных измерений во время песчаных бурь, было обнаружено, что параметр шероховатости z_0 меняется с ростом динамической скорости u_* в широком интервале значений — от 10^{-4} до 1 см. Это существенно отличает естественную поверхность по своим динамическим свойствам от поверхности Никурадзе, так как отношение z_0/h , на ней уже не является постоянной величиной [11]. Измерения проводились над ровной спланированной поверхностью и над невысокими барханными песками ($h = 0,5 \dots 0,6$). Зависимость z_0 от u_* имела значительный разброс и носила статистический характер. Выявить влияние высоты барханов на величину z_0 не удалось. По-видимому, невысокие барханные цепи вместе с системой присоединенных вихрей обтекаются потоком в гладком режиме и основной вклад в сопротивление движению потока вносят горизонтальные компоненты сил касательного трения, а не силы нормального давления.

Для высоких барханов, по исследованиям сотрудников Главной геофизической обсерватории в пустыне Каракум, основную роль в сопротивлении поверхности вносит сопротивление формы самих элементов

макрорельефа. Оно составляет примерно $5/6$ от полного сопротивления и лишь $1/6$ приходится на касательное сопротивление. По их мнению, это связано с большой крутизной и резкой асимметрией барханов. Крутизна их наветренного склона достигала 15° , подветренного склона осыпания – $31 \dots 32^\circ$. В то же время в исследуемом диапазоне скоростей ветра (до $u_* = 0,44$ м/с) режим обтекания песчаной поверхности склонов бархана был гладким [2, 3].

В 1980-х . . . 1990-х годах, исследуя песчано-солевые бури на высохшем дне Аральского моря сотрудники КазНИГМИ (ныне КазНИИ-МОСК) продолжили градиентные измерения профилей скорости ветра и переносимой массы песка на 16-ти метровых метеорологических мачтах (см. рис. 1).

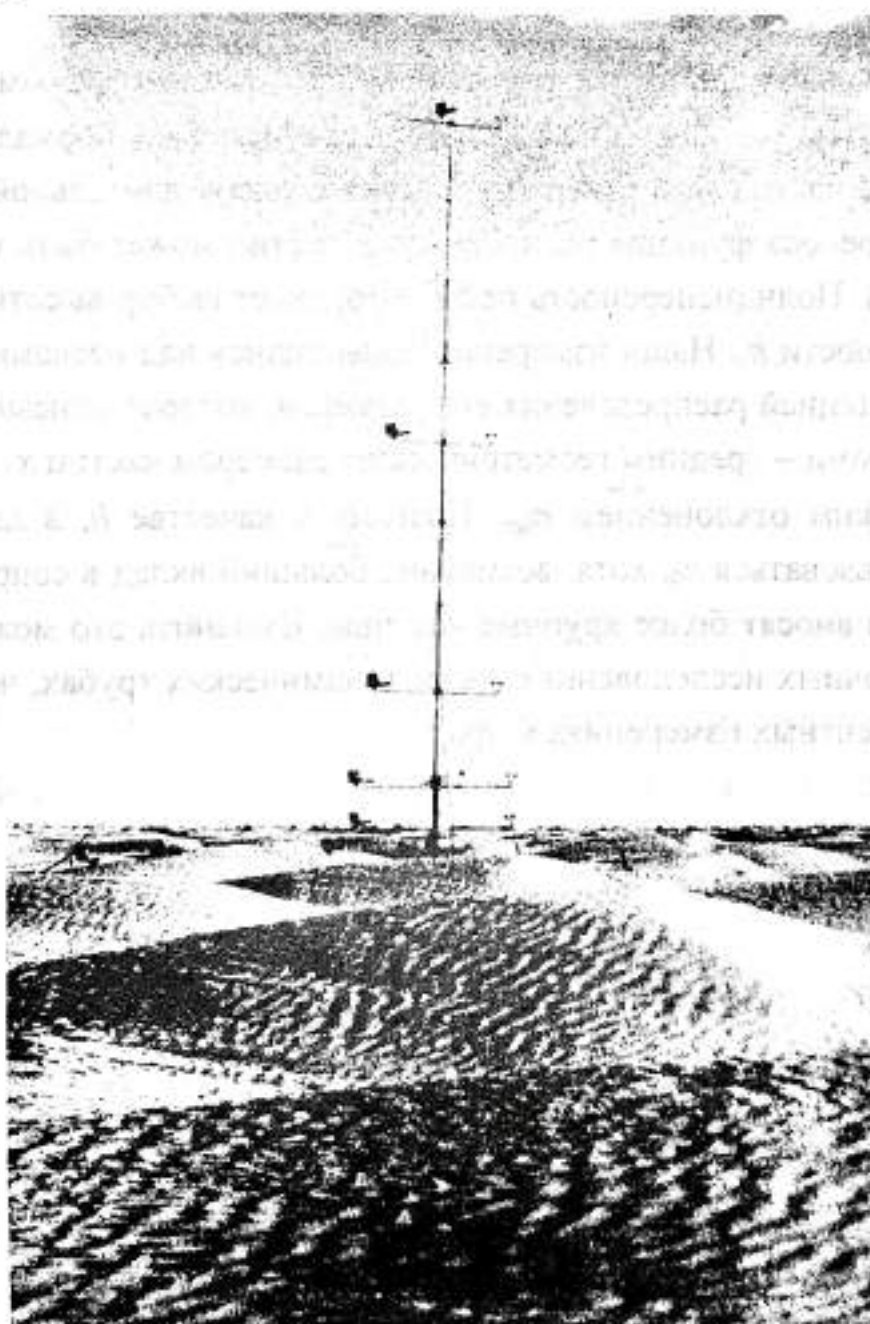


Рис. 1. Мачта для градиентных исследований песчаных бурь.

На новых осушенных поверхностях в эти годы образовались большие площади подвижных песков, на поверхности которых быстро шло образование мелкобарханных грядовых песков – барханных цепей. Высота барханов в первые годы была менее 0,5 м. С годами шел процесс их роста и к концу 90-х годов они достигали уже высоты около метра. На окраинах массивов, там, где пески наступали на закрепленные поверхности, отдельные барханы стали уже высотой до 2...5 м.

Измерения в эти годы проводились только в системе мелкобарханных песков с высотой менее метра. Мачты устанавливались в межбарханных понижениях. Поэтому полученные далее результаты следует относить лишь к этим типам песчаных поверхностей – редким хорошо обтекаемым достаточно строго регулярным неровностям с отношением h_s/λ порядка 0,05...0,08.

Реальный подвижный песок является полидисперсным. Его дисперсный состав хорошо описывается логарифмически нормальным распределением частиц по размерам. У песка с очень длительной историей золотого переноса функция распределения частиц может быть и нормальной (Гаусса). Полидисперсность песка затрудняет выбор высоты неровностей поверхности h_s . Наши измерения проводились над песками с логнормальной функцией распределения его размеров, которая описывается двумя параметрами – средним геометрическим размером частиц x_0 и средним квадратическим отклонением σ_{lgx} . Поэтому в качестве h_s в дальнейшем будет использоваться x_0 , хотя, возможно, больший вклад в сопротивление поверхности вносят более крупные частицы. Выяснить это можно только при более точных исследованиях в аэродинамических трубах, чем при полевых градиентных измерениях ветра [13].

Анализ накопленных материалов экспедиционных измерений на Арале подтвердил большой интервал изменений z_0 и его значительную вариацию при ветровом переносе песка. На рис. 2 показана обобщенная зависимость параметра шероховатости от динамической скорости потока по результатам измерений 1980 – 1998 годов. Видно, что при одном и том же значении u_* z_0 может изменяться на порядок величины. Одновременно хорошо заметен рост z_0 на 4 порядка величины при возрастании динамической скорости от критической (пороговой, при которой начинается перенос) $u_{*к} = 0,15$ м/с до 0,9 м/с.

Очевидно, что значительное рассеяние значений z_0 объясняется многофакторным характером природного процесса ветрового переноса

песка, из которого мы выделили лишь один – скорость ветра. Аналогичные зависимости $z_0 = f(u_*)$ для отдельных бурь имеют существенно меньшее рассеяние. Обобщенные зависимости за отдельные годы экспедиционных измерений то же имеют более тесный характер [10, 12, 13]. Поэтому, несмотря на значительное рассеяние экспериментальных данных, можно вполне определенно говорить о зависимости z_0 от u_* . Полученные ранее [11] результаты определения z_0 при бурях в другом географическом районе так же хорошо укладывается на поле экспериментальных точек рис. 2. Это говорит об универсальном характере полученной зависимости.

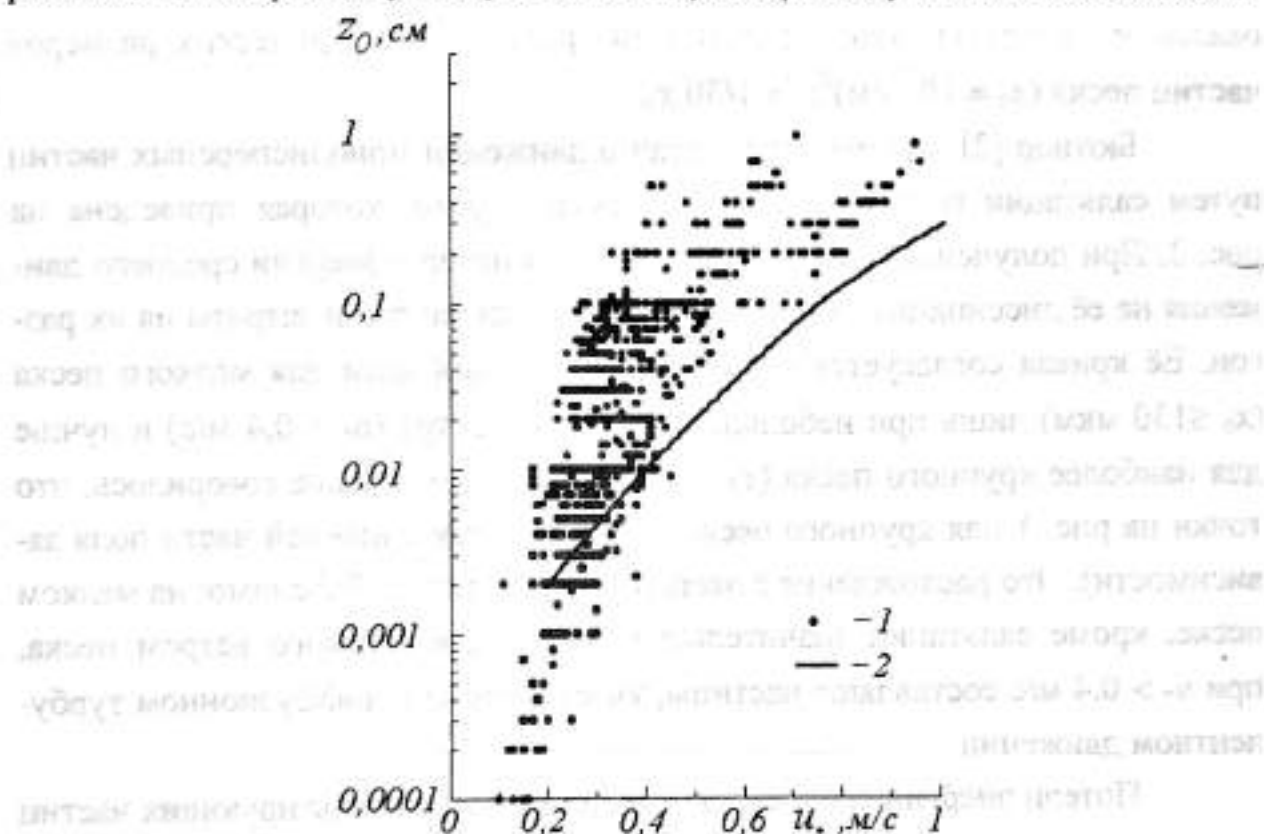


Рис. 2. Обобщенная зависимость параметра шероховатости от динамической скорости потока по результатам экспедиций 1980 – 1998 гг. 1 – данные измерений; 2 – результаты расчетов Бютнер.

Измерения проводились на песках различной крупности. Большинство их выполнено над мелким песком $x_0 \in [90, 120]$ мкм. В 1980 и 1981 годах песок был значительно крупнее - $x_0 = 220$ мкм и $x_0 = 270$ мкм соответственно. Результаты этих двух лет на рис. 2 располагаются в нижней части поля зависимости $z_0 = f(u_*)$, т.е. заметно влияние размеров частиц на величину z_0 .

Во время переноса песка форма и размер золы и барханных цепей меняются незначительно, тогда как величина z_0 изменяется на несколько порядков. Поэтому установить простое соотношение между

геометрическими размерами медленно перемещающихся поверхностных волн на песке и параметром шероховатости не удалось. Значит не форма и размер препятствий играют основную роль в формировании сопротивления, а потери энергии на перенос частиц твердой фазы потока.

Очень малая величина z_0 (10^{-4} см) при слабых процессах выветривания и независимость величины параметра шероховатости от размеров рифелей можно объяснить тем, что в этих условиях наблюдается режим их гладкого обтекания потоком, и её сопротивление полностью определяется размером частиц песка. Для начальных условий переноса z_0 оказывается, приблизительно равен $1/30$ средних геометрических размеров частиц песка ($x_0 \approx 10^{-2}$ см) $z_0 \approx 1/30 x_0$.

Бютнер [2] при решении задач о движении монодисперсных частиц путем сальтации получила зависимость $z_0 = f(u_*)$, которая приведена на рис. 2. При получении зависимости она учла потерю энергии среднего движения на её диссипацию в тепло при обтекании частиц и затраты на их разгон. Её кривая согласуется с эмпирическими данными для мелкого песка ($x_0 \leq 130$ мкм) лишь при небольших скоростях ветра ($u_* < 0,4$ м/с) и лучше для наиболее крупного песка ($x_0 = 220 \dots 270$ мкм), (выше говорилось, что точки на рис. 1 для крупного песка располагаются в нижней части поля зависимости). Это расхождение с экспериментом легко объяснимо: на мелком песке, кроме сальтации значительную долю переносимого ветром песка, при $u_* > 0,4$ м/с составляют частицы, участвующие в диффузионном турбулентном движении.

Потери энергии среднего движения на разгон сальтирующих частиц и поток массы путем диффузии тем больше, чем больше частиц вовлечено в движение, т.е. зависят от расхода массы твердой фазы Q . На рис. 3 приведена зависимость z_0 от общего расхода песка в приземном слое атмосферы Q_h . Общий расход песка измерялся и рассчитывался за большие интервалы времени, методика получения которого изложена в [13]. Поэтому и z_0 был рассчитан для этих же промежутков времени путем осреднения измеренных профилей скорости ветра. Для поиска зависимости $z_0 = f(Q_h)$ значения Q_h нормировались на минимально полученный при измерениях расход песка $Q_{h \min}$.

Приведенная на рис. 3 зависимость z_0 от $Q_h/Q_{h \min}$ во время ветрового переноса песка так же имеет статистический характер. Её можно аппроксимировать линейной зависимостью

$$z_0 = \frac{1}{30} x_0 \frac{Q_h}{Q_{h \min}}, \quad \text{для } Q_{h \min} > 0, \quad (2)$$

где x_0 – средний геометрический размер песчинок, см. На рис. 3 проведены линии зависимостей для частиц размером 100 и 200 мкм, рассчитанные по формуле (2). На практике использовать уравнение (2) сложно из-за отсутствия данных о твердом расходе песка Q_h и $Q_{h \min}$, так как при численном моделировании бурь эти параметры являются, как правило, конечным результатом расчета.

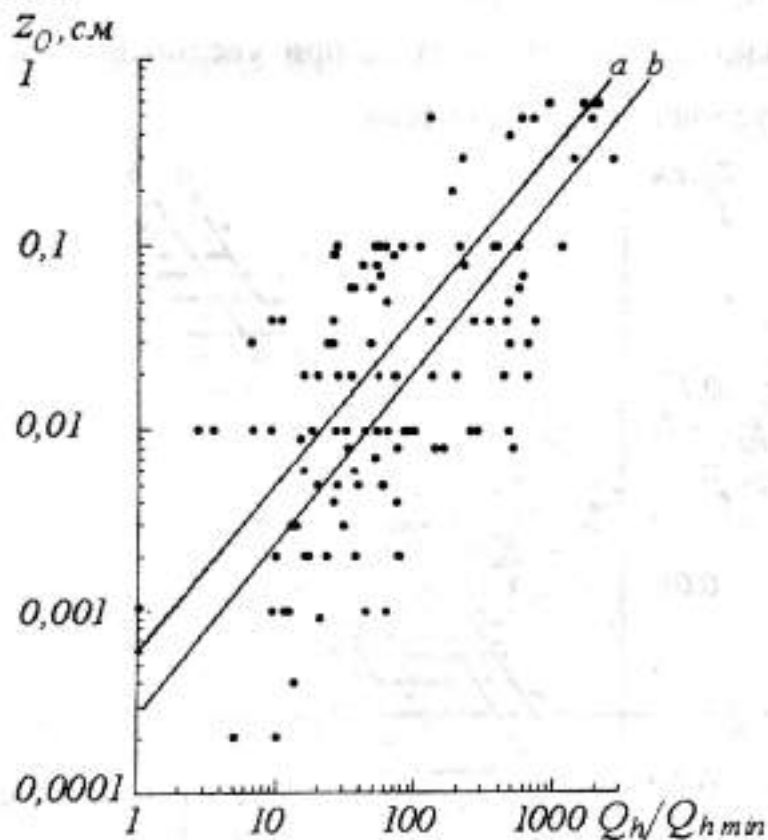


Рис. 3. Зависимость z_0 от отношения $Q_h/Q_{h \min}$. a и b – кривые рассчитанные по формуле (2) для x_0 200 и 100 мкм соответственно.

Наиболее тесную корреляционную связь удалось получить между z_0 и безразмерным аналогом числа Фруда $Fr_* = u_*^2 / (g x_0)$, в котором скорость потока заменена на динамическую скорость u_* . На рис. 4 показана полученная зависимость $z_0 = f(Fr_*)$. Она аппроксимируется следующим выражением

$$z_0 = \frac{1}{30} x_0 Fr_*^2 = 3 \cdot 10^{-4} \left(\frac{u_*^2}{g \cdot x_0} \right)^2. \quad (3)$$

Формула (3) удобна для использования в практических расчетах, так как при вычислениях скорость ветра (или u_*) и x_0 являются исходными пара-

метрами. Свасек и Тервиндт, приводят результаты градиентных измерений над прибрежными пляжами, сложенными крупным песком. Средний размер частиц у них достигал 250 мкм [17]. Они приводят значения z_0 и динамической скорости: $z_0 = 0,03$ см для $u_* = 0,48$ м/с и $z_0 = 2$ см при $u_* = 1,41$ м/с для условий ветрового переноса частиц. Значения числа Fr_* для этих параметров равны, соответственно, 94 и 811. Эта пара значений z_0 и Fr_* хорошо попадают на поле точек зависимости $z_0 = f(Fr_*)$ рис. 4. На нём проведены две кривые для крупного (а) и мелкого (б) песка, которые удовлетворительно описывают рост z_0 при увеличении u_* для средних статистических условий переноса песка.

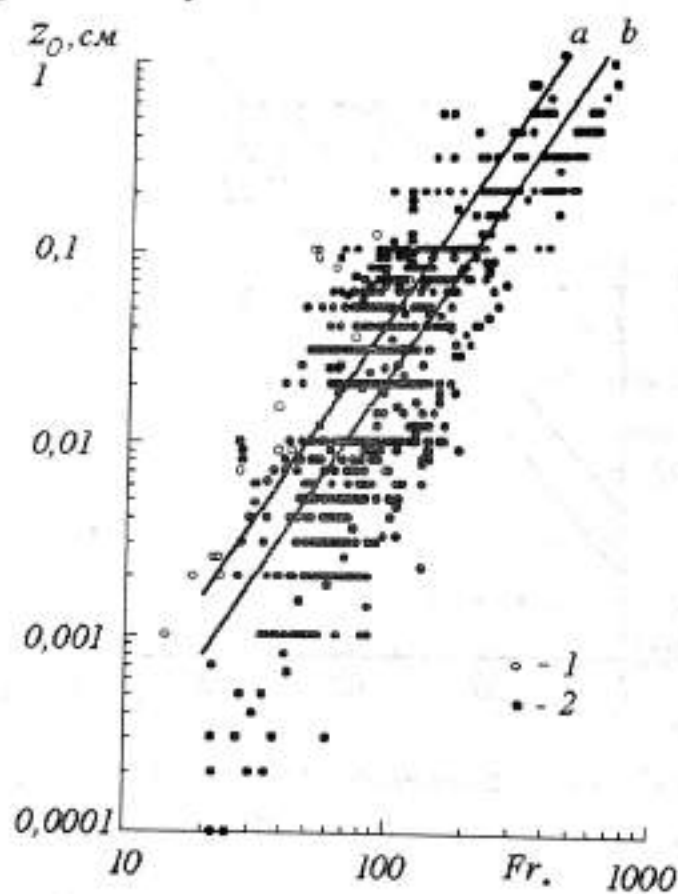


Рис. 4. Зависимость параметра шероховатости от безразмерного аналога числа Фруда ($Fr_* = u_*^2 / (g \cdot x_0)$): 1 – мелкий песок $x_0 \in [98, 120]$ мкм; 2 – крупный песок $x_0 \in [220, 270]$ мкм; а и б – кривые рассчитанные по формуле $z_0 = 3 \cdot 10^{-4} x_0 (Fr_*)^2$ для x_0 200 и 100 мкм соответственно.

Как известно, в расчетах и прогностических схемах часто используется не параметр шероховатости, а коэффициент сопротивления поверхности $C_f(1)$. Из литературных источников неизвестны случаи определения C_f для песчаных поверхностей при песчаных бурях. Поэтому оценка его величины и поведения при изменении скорости ветра представляется ис-

ключительно интересной и важной для развития численных методов расчетов характеристик атмосферы и прогноза поля ветра над пустынями. На рис. 5 и 6 приведены эмпирические данные о зависимостях C_f на уровне 9 м от скорости ветра на этой высоте и от динамической скорости потока. Диапазон значений C_f ($z = 9$ м) изменяется от $5 \cdot 10^{-4}$ до $3,5 \cdot 10^{-3}$, увеличиваясь с ростом скорости ветра. Значения C_f при переносе песка соответствуют режиму гладкого и промежуточного взаимодействия воздушного потока с поверхностью. Оценка аэродинамического качества песчаной поверхности через число Рейнольдса $Re_x = \frac{h_x u_*}{\nu} = \frac{x_0 u_*}{\nu}$ также это подтверждает.

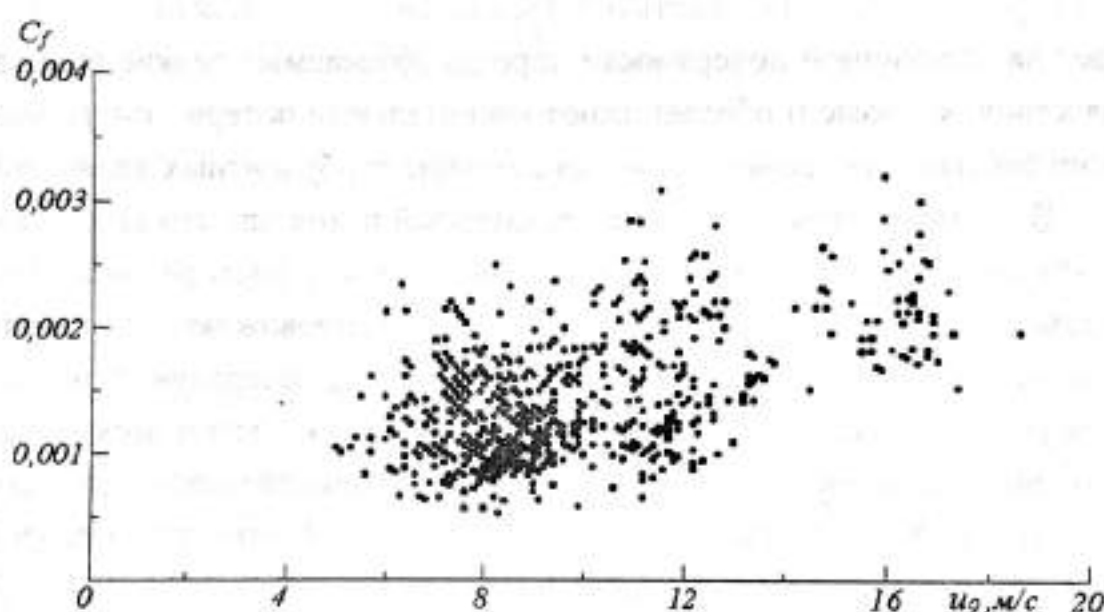


Рис. 5. Зависимость коэффициента сопротивления песчаной поверхности C_f от скорости ветра на высоте 9 м при переносе песка.

На мелком песке Re_x был меньше 2 примерно в 1/4 числа случаев измерений и в остальных - не превышал 10, т.е. наблюдался как режим гладкого, так и промежуточного обтекания. Для крупного песка ($x_0 > 200$ мкм) число Re_x изменялось от 3 . . 4 до 10, т.е. наблюдался промежуточный режим взаимодействия. Таким образом, вплоть до скорости ветра 20 м/с ($u_* \cong 0,9$ м/с) при переносе песка режим полностью развитого шероховатого взаимодействия потока с поверхностью не был достигнут.

Зависимость C_f от u_9 имеет большее рассеяние точек, чем от u_* . Как видим, изменения параметра шероховатости z_0 песчаной поверхности с ростом скорости потока более чем на три порядка приводят к значительно меньшим изменениям C_f . Значения C_f и z_0 над песчаной подвергающейся

дефляции поверхностью близки по величине к аналогичным параметрам взволнованной морской поверхности [2-5, 8].

Хотя механизм формирования волновых форм песчаных поверхностей и морских волн различен, но в физике их воздействия на поток воздуха над ними, по-видимому, имеется много общего. Ветер создает на обеих поверхностях обтекаемые редкие препятствия (к-типа по гидродинамической классификации [2]), которые обеспечивают минимальные потери кинетической энергии атмосферы. Обе поверхности (и песчаная и водная) даже при больших скоростях ветра не достигают режима полностью шероховатого взаимодействия с потоком воздуха. В ветровом потоке возле границы раздела всегда существуют волны. Поэтому движущийся воздух создает на пластичной поверхности хорошо обтекаемые редкие волновые препятствия, которые и обеспечивают минимальные потери кинетической энергии среднего движения потока на создание турбулентных движений.

В нестационарных условиях воздушный поток при спаде или росте скорости ветра обуславливают перестройку золотых форм рельефа. Такие периоды трансформации поверхности всегда сопровождаются дополнительными потерями энергии среднего движения на генерацию турбулентной энергии, что вызывает увеличение концентрации частиц песка в потоке. Это явление по визуальным наблюдениям отмечают многие исследователи пустынь. Хорошо известно это и гидрологам. Мутность водного потока всегда уменьшается после образования самоотмостки русла водотока.

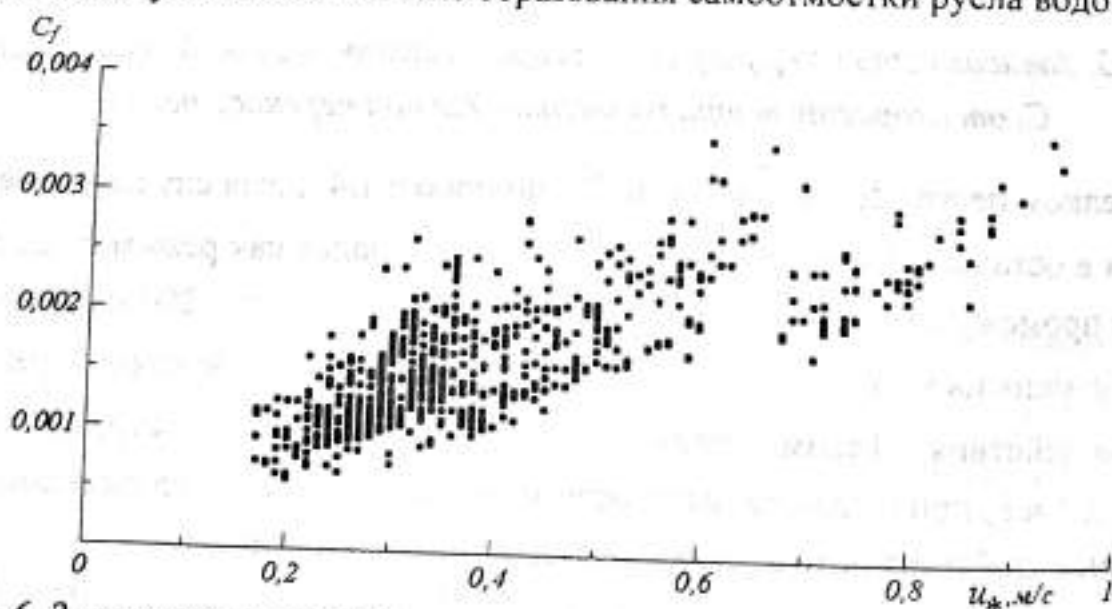


Рис. 6. Зависимость коэффициента сопротивления песчаной поверхности C_f на высоте 9 м от динамической скорости потока u_* при ветровом переносе песка.

Приспособление поверхности к изменяющейся скорости ветра является одной из многих неучтенных нами причин разброса эмпирических

зависимостей z_0 и C_f . Над морской поверхностью этот процесс ещё более сложен из-за большой инертности автоколебательного движения значительных масс воды [4, 5, 8].

Наши результаты, показывающие возрастание коэффициента сопротивления и параметра шероховатости песчаной поверхности с ростом скорости ветра при песчаных бурях и поземках, выделяют её из разряда привычных нам представлений о твердых поверхностях и постоянстве их параметров. При переносе песка ветром нельзя рассматривать z_0 как внешний параметр потока, а следует определять его из соотношений

$$z_0 = \begin{cases} \frac{1}{30} x_0 & \text{при } u_* < u_{*k}, \\ \frac{1}{30} x_0 \frac{Q_h}{Q_{hmin}} & \text{при } u_* > u_{*k}, \\ \frac{1}{30} x_0 \left(\frac{u_*^2}{gx_0} \right)^2 & \text{при } u_* > u_{*k}, \end{cases}$$

где u_{*k} - критическое значение, при котором начинается процесс перемещения частиц.

Результаты наших эмпирических исследований охватывают лишь один мелкобарханный тип песчаной поверхности, покрытый золотой рябью. Совершенно неизученными остаются другие пустынные поверхности: состоящие из крупных барханов; заросших грядовых песков. Необходимо также провести тщательные лабораторные исследования по изучению обтекания потоком рифелей. Этот процесс остается невыясненным, так как полевые градиентные измерения, очевидно, недостаточно точны для этого.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бельгибаев М.Е., Семенов О.Е. Некоторые данные по изучению ветровой ряби в аэродинамических трубах // Геоморфология. - 1972. - №3. - С. 36 - 43.
2. Бютнер Э.К. Динамика приповерхностного слоя воздуха. - Л. Гидрометеиздат, 1978. - 157 с.
3. Бютнер Э.К., Вагер Б.Г., Утина З.М. Влияние рельефа на профиль скорости ветра // Тр. ГГО. - 1972. - Вып. 276. - С. 168 - 177.
4. Зилитинкевич С.С. Динамика пограничного слоя атмосферы. - Л.: Гидрометеиздат, 1970. - 291 с.
5. Китайгородский С.А. Физика взаимодействия атмосферы и океана. - Л.: Гидрометеиздат, 1970. - 284 с.
6. Лайхтман Д.Л. Физика пограничного слоя атмосферы. - Л.: Гидрометеиздат, 1970. - 341 с.
7. Монин А.С., Яглом А.М. Статистическая гидромеханика. Механика турбулентности. Часть I. - М.: Наука, 1963. - 639 с.

8. Процессы переноса вблизи поверхности раздела океан – атмосфера / Р.С. Бортковский, Э.К. Бютнер, С.П. Малевский-Малевиц, Л.Ю. Преображенский. – Л.: Гидрометеиздат, 1974. – 239 с.
9. Семенов О.Е. Волновые формы рельефа на сыпучей деятельной поверхности, подвергающейся дефляции, и их свойства // Тр. КазНИГМИ. – 1972. - Вып. 49. – С. 42 – 54.
10. Семенов О.Е. Об ускорении потока во время сильных песчаных и пылевых бурь // Гидрометеорология и экология. - 2000. - №3 - 4. – С. 23 - 48.
11. Семенов О.Е. Экспериментальные исследования кинематики и динамики пыльных бурь и поземков // Тр. КазНИГМИ. - 1972. - Вып.49.-С. 3 - 31.
12. Семенов О.Е. Экспериментальные исследования вертикальных профилей скорости ветра при песчаных бурях // Гидрометеорология и экология. - 1998. - №1-2. – С. 68 - 78.
13. Семенов О.Е., Шапов А.П., Каипов И.В. Песчано-солевые бури в Приаралье// Гидрометеорологические проблемы Приаралья. – Л.: Гидрометеиздат, 1990. – с. 132 – 233.
14. Шлихтинг Г. Теория пограничного слоя. – М.: Наука, 1969. – 742 с.
15. Bagnold R.A. The physics of blown sand and desert dunes. - London: Methuen. 1954. - 265 p.
16. Bume R. Aerodynamic roughness criteria in aeolian sand transport // J. Geophys. Res. – 1968. - vol. 25. – №3. – P. 292 – 321.
17. Svasek J.N., Terwindt J.H.J. Measurements of sand transport by wind on a natural beach // J. Sedimentology. – 1974. – vol.21. – p. 311 – 322.

Казахский научно исследовательский институт
мониторинга окружающей среды и климата

БОРАН КЕЗІНДЕГІ ҚОЗҒАЛМАЛЫ ҚҰМ БЕТІНІҢ КЕДЕРГІСІ

Физ.-мат. ғылымд. канд.

О.Е. Семенов

Құмды борандар кезінде жасалған есептеулер бойынша құмды жер бетінің C_f және z_0 кедір-бұдырлық, коэффициенттері алынған. C_f желдің 6 және 18 м/с аралығындағы жылдамдығымен құмның 0,001-ден 0,003-ке дейін желмен айдалуы кезінде, ал z_0 — $3 \cdot 10^{-4}$ -тен 1 см-ге дейін өседі. C_f және z_0 көлемі бойынша құмды қозғалмалы жер беттері аралық қасиетті беттерге жатады және өз қасиеттері бойынша қозғалған теңіз бетіне жақын болып табылады. z_0 -дің x_0 бөліктері көлеміне және

$$z_0 = 3 \cdot 10^{-4} x_0 \left(\frac{u_*^2}{g x_0} \right)^2$$
 Фруд санына тәуелділігі алынған. Бұл ерек-

шеліктер қозғалмалы құмды жер бетін құмның бекітілген бөліктері үшін Никурадзе тапқан заңдылықтардан қатты ерекшелендіреді.