

А. М. МХИТАРЯН

К ВОПРОСУ О ВЛИЯНИИ УСТОЙЧИВОСТИ СТРАТИФИКАЦИИ НА ТУРБУЛЕНТНЫЙ ОБМЕН В ПРИВОДНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ

Турбулентному обмену в приземном слое воздуха (обмен количеством движения, влаго-и теплообмен, перенос примеси) посвящено большое количество работ советских и иностранных ученых. Вопрос этот разработан в [4, 9—12, 14, 16—18, 21, 28] и в ряде других работ. В некоторых работах [1, 3, 23, 29] показано, что профили метеорологических элементов (скорость ветра, влажность и температура воздуха) подобны и носят логарифмический характер при равновесной стратификации нижнего слоя атмосферы. Влияние неравновесных условий рассмотрено в [2, 5, 8, 9, 11, 16—18, 21, 27] и т. д. Основная турбулентная характеристика подстилающей поверхности — гидродинамическая шероховатость рассмотрена в [6, 13, 19, 20] и т. д. В работах [5—7, 15, 21, 24—26] и ряде других рассмотрены способы определения коэффициента обмена. Интересные результаты получены в работах А. М. Обухова и А. С. Монина [17, 18, 21].

Если обозначить: через u , P и E скорости ветра, турбулентного теплообмена и испарения; через k_i — коэффициенты обмена количества движения (k_d), тепла (k_T) и влаги (k_e); c_p , ρ , T и q — удельную теплоемкость, плотность, температуру и удельную влажность воздуха; v_* — скорость трения или динамическую скорость и положить потоки количества движения, тепла и влаги в турбулентном пограничном подслое постоянными, то есть

$$k \frac{du}{dz} = v_*^2 = \text{const}, \quad (1)$$

$$P = -c_p \rho k_T \frac{\partial T}{\partial z} = \text{const}, \quad (2)$$

$$E = -\rho k_e \frac{\partial q}{\partial z} = \text{const}, \quad (3)$$

то легко показать, что существует приводный подслой не только в поле количества движения или скорости, но и в полях температуры и влажности воздуха. Подобно тому, как определяется высота этого слоя в поле скорости из условия малости v_* на границе слоя, можно

определить соответствующие высоты и слоев в полях температуры и влажности из условий малости на границе величин P и E .

Как известно, в равновесных или близких к ним условиях распределение метеорологических элементов в приземном слое носит логарифмический характер. Действительно, если исходить из известных представлений полуэмпирической теории турбулентности

$$v_* = \sqrt{\frac{\tau_0}{\rho}} = l \frac{\partial u}{\partial z}, \quad (4)$$

$$l = \kappa z, \quad (5)$$

легко получить для скорости ветра

$$u = \frac{v_*}{\kappa} \ln \frac{z}{z_0}, \quad (6)$$

где z_0 — параметр шероховатости, который определенным образом связан с физической шероховатостью и представляет собой ту геометрическую высоту, на которой скорость ветра обращается в нуль при логарифмическом законе ее распределения. Здесь κ — постоянная Кармана.

Согласно определению, имеем

$$k = l^2 \frac{\partial u}{\partial z}, \quad (7)$$

Подставляя сюда (5) и (6), получим

$$k = \kappa v_* z, \quad (8)$$

Исключая из (6) и (8) v_* , получим

$$\frac{k}{u} = \frac{\kappa^2 z}{\ln z/z_0}. \quad (9)$$

Последние выражения показывают, что коэффициент обмена в приземном слое линейно растет с высотой.

Для определения z_0 и k данные соответствующих градиентных наблюдений группируются по интервалам скорости ветра, и точки наносятся на графики в полуллогарифмической шкале. Тогда они хорошо ложатся на прямые, угловые коэффициенты которых дают величину v_*/κ , а ординаты точек пересечения с вертикальной осью — $\ln z_0$.

Полагая в (9) $z = 1$ и подставляя характерные значения $z_0 = 10^{-4}$ для водной поверхности и $z = 10^{-2}$ для суши, получим ($\kappa \approx 0,4$)

$$k_1/u_1 = 0,0175 \text{ — для водной поверхности,} \quad (10)$$

$$k_1/u_1 = 0,035 \text{ — для условий суши.}$$

Если считать $v_* = \text{const}$ в равновесных условиях, независимо от вида переносимой субстанции, то по аналогии с (8) можно написать

$$k_T = \kappa_T v_* z, \quad k_e = \kappa_e v_* z. \quad (11)$$

Это означает, что по (5) длина пути перемешивания пропорциональна расстоянию от стенки, а коэффициент пропорциональности (или аэродинамическая постоянная Кармана) имеет различные значения для различных субстанций.

Тогда из (2) и (3) при (11), легко получить

$$T = - \frac{P}{c_p \rho \kappa_T v_*} \ln z + C_1, \quad (12)$$

$$q = - \frac{E}{\rho \kappa_e v_*} \ln z + C_2. \quad (13)$$

Здесь также можно ввести понятие параметра шероховатости, полагая $z = z'_0$ при $T = T_0$ и $z = z''_0$ при $q = q_0$.

Выражения (6), (12) и (13) показывают, что профили скорости, температуры и влажности в приземном слое подобны и имеют вид логарифмической кривой.

Многочисленные наблюдения подтверждают это.

Развитие турбулентности в температурно неоднородной среде характеризуется уже не числом Рейнольдса, а числом Ричардсона, имеющего вид

$$Ri = - \frac{g}{T} \frac{\frac{\partial T}{\partial z}}{\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2}. \quad (14)$$

Вопрос о турбулентном обмене в этих условиях рассмотрен в работах А. М. Обухова, А. С. Мониной, Д. Л. Лайхтмана, М. И. Будяко, М. П. Тимофеева и др.

Исходными и в этом случае являются соотношения (1)–(3). Если предположить, что все три коэффициента обмена k , k_T и k_e одинаковы или их отношения постоянны в случае сверхadiaбатической стратификации или инверсии, то согласно (1)–(3) профили скорости, температуры и влажности опять будут подобны, хотя и могут отличаться от логарифмической кривой.

Д. Л. Лайхтман обобщил (5), представляя длину пути перемещения в следующем виде:

$$l = \kappa z \left(\frac{z}{z_0} \right)^{-\epsilon}. \quad (15)$$

Здесь $\epsilon < 0$ при сверхadiaбатической стратификации, $\epsilon > 0$ — при инверсии. В равновесных условиях $\epsilon = 0$. Подставляя (15) в (4) и выполняя квадратуры, получим степенной закон Д. Л. Лайхтмана

$$u = \frac{v_*}{\kappa \epsilon} \left[\left(\frac{z}{z_0} \right)^{\epsilon} - 1 \right]. \quad (16)$$

Или, если известно u_1 на высоте z_1 ,

$$u = u_1 \frac{z^k - z_0^k}{z_1^k - z_0^k}. \quad (17)$$

При этом, исходя из (7), для k получим

$$k = \kappa v_* z_0^{1+\varepsilon} z_1^{1-\varepsilon}. \quad (18)$$

Или для отношения на двух высотах

$$\frac{k}{k_1} = \left(\frac{z}{z_1} \right)^{1-\varepsilon}. \quad (19)$$

Причем для k_1 на высоте z_1 легко получается

$$\frac{k_1}{u_1} = \frac{(\kappa z_0^{\varepsilon})^2 \varepsilon z_1^{1-\varepsilon}}{z_1^{\varepsilon} - z_0^{\varepsilon}}. \quad (20)$$

М. И. Будыко вместо (15) пишет просто

$$l = \kappa m z, \quad (21)$$

причем $m > 1$ при сверхадиабатической стратификации, $m < 1$ при инверсии и $m = 1$ равновесных условиях.

Для этой величины получено выражение

$$m = \sqrt{1 - \frac{h}{z} Ri}, \quad (22)$$

где Ri определяется формулой (22),

В этом случае для k получается простое выражение

$$k = \kappa m v_* z. \quad (23)$$

Если через k_p обозначить значение коэффициента обмена в равновесных условиях, то по теории А. М. Обухова — А. С. Молина можно написать

$$\frac{k}{k_p} = \frac{1}{1 - \beta Ri}, \quad (24)$$

где $Ri = -z/L$, L — масштаб турбулентности. По данным авторов $\beta = 0,6$. М. П. Тимофеев считает значение β заниженным.

Если параметр устойчивости выразить через отношение $\Delta T/u^2$, где $\Delta T = T_0 - T_z$ — разность температур подстилающая поверхность — воздух, то отношение (24) можно представить в виде

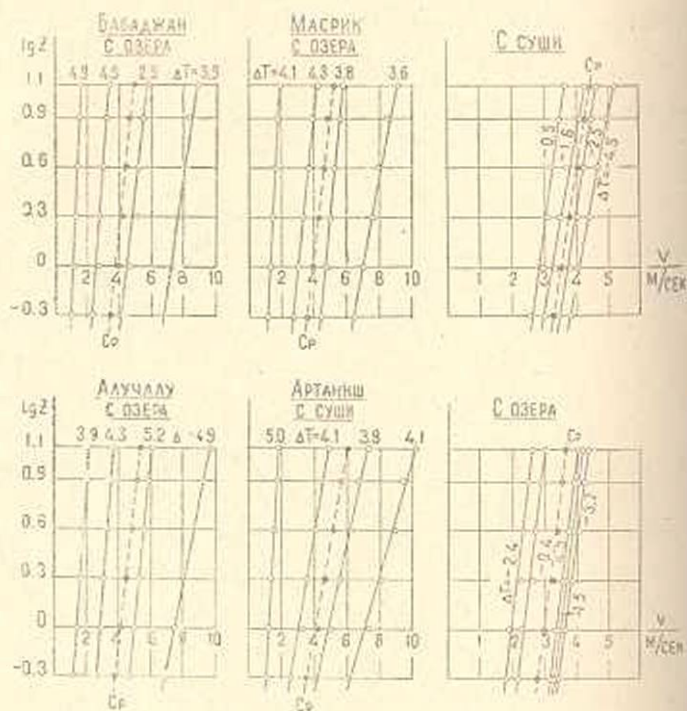
$$\frac{k}{k_p} = 1 + A \frac{\Delta T}{u^2}. \quad (25)$$

М. П. Тимофеев получил $A = 1,25$.

По данным на оз. Севан имеется возможность проверить эти соотношения в различных условиях.

В течение 1957—1961 гг. проводились специальные градиентные наблюдения. Выбирая зимние наблюдения для тех воздушных потоков, которые приходят со стороны озера, и группируя их по интервалам

скорости в пунктах: Бабаджан, Масрик и Алучалу, были построены профили скорости ветра в слое 12 м над водой. Эти профили в поллогарифмической шкале нанесены на графики на фиг. 1. На каждом



Фиг. 1. Профили скорости ветра при различных ΔT .
 C_p — профиль средней скорости.

профиле указано среднее значение разности ΔT . Здесь же пунктиром даны профили средней скорости. Таким же образом построены профили скорости ветра по данным у Арташисского залива при ветре со стороны суши. На этом же рисунке приведены профили скорости ветра при направлениях с суши и с озера, но при инверсиях.

На графики нанесены значения ΔT . Здесь также приведены профили средней скорости. В отличие от первых четырех случаев, когда $\Delta T > 0$, для этих двух случаев, когда $\Delta T < 0$, осреднение произведено по интервалам ΔT от 0 до 1, затем до 2, 3, 4 и более. Отметим, что использовано очень большое количество данных, обработано несколько тысяч лент с часовой записью на них скорости ветра и шести высотах.

Первое и самое главное, что сразу бросается в глаза при анализе этих графиков, это то обстоятельство, что точки не проявляют систематических отклонений от логарифмического закона при изменении разности температур вода — воздух в пределах $\pm 5^\circ\text{C}$, в некоторых случаях даже больше. Параметр устойчивости при этом изменяется в достаточно широких пределах, достигая величин $\Delta T/u^2 = \pm (1.5-2.0)$.

при малых скоростях ветра в $\pm(0,2 - 0,3)$ — при больших. Точки также тесно ложатся на прямые в полулогарифмической шкале при $\Delta T \neq 0$, как и в равновесных условиях.

Тщательные измерения на суше при $\Delta T > 10^\circ\text{C}$ показывают, что профили скорости в полулогарифмической шкале несколько искривляются с вогнутой стороны к оси ординат, то есть дополнительное развитие турбулентности по термическим причинам приводит к уменьшению вертикального градиента скорости.

В случае инверсии имеет место обратная картина. Таким образом, развитие турбулентности приводит к выравниванию профиля скорости ветра, приближая его к случаю распределения скорости движения вязальной жидкости у стенки, при этом пограничный слой с наиболее сильным изменением скорости ветра с высотой прижимается к стенке (к поверхности воды).

Анализ большого количества экспериментального материала по оз. Севан, в том числе и наблюдения на плоту, установленного с 12-метровой мачтой на открытой части озера, показал, что профили ветра во всех случаях носят логарифмический характер при изменении ΔT в указанных выше пределах $\pm 5^\circ\text{C}$. При этом с ростом ΔT несколько уменьшается z_0 , и при отрицательных ΔT несколько увеличивается, правда, в меньшей степени.

В значительной степени увеличивается угловой коэффициент прямой при росте ΔT и несколько уменьшается при отрицательном ΔT .

Таким образом, данные наблюдений подтверждают выполнимость логарифмического закона (6) в приводном слое. Только вместо (v_z/x) в равновесных условиях следует использовать данные, полученные экспериментальным путем. В этом случае для k получается формула типа формулы М. И. Будыко (23).

На основании (8), (23) и (25) имеем

$$\frac{k}{k_p} = m = 1 + A \frac{\Delta T}{u^2}. \quad (26)$$

Обработка экспериментальных данных по оз. Севан показала, что, во-первых, $A < 1,25$ в несколько раз, почему нам представляется, что значение параметра β формулы (24) не занижено, и, во-вторых, коэффициент A несколько зависит от скорости ветра, увеличиваясь с ростом последней.

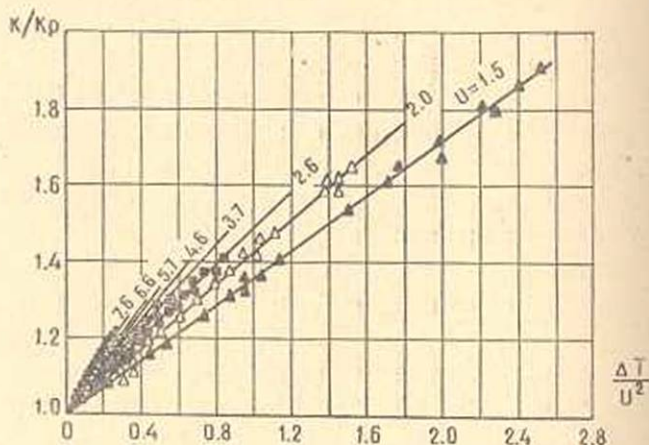
На фиг. 2 представлена зависимость (26) для различных значений скорости ветра, а в табл. 1 приведены значения коэффициента A формулы (26) в зависимости от скорости ветра.

Таблица 1

Значения коэффициента A в зависимости от скорости ветра								
$u, \text{м/сек}$	1,5	2,0	2,6	3,7	4,6	5,7	6,6	7,6
$A, \text{м}^2/\text{сек}^2 \cdot ^\circ\text{C}$	0,36	0,43	0,49	0,56	0,62	0,66	0,69	0,71

Для средних значений скорости ветра 3—4 м/сек получается $A = 0,50 - 0,60$.

При отрицательных ΔT значения A получаются меньше; зависимость от скорости ветра — слабее. Для условий суши этот коэффициент несколько больше.



Фиг. 2. Зависимость коэффициента обмена от параметра устойчивости.

Отметим одно обстоятельство. При опытах с подогревом воды в испарителе создавались $\Delta T = 8 - 10^\circ\text{C}$, характерные для условий суши. При этом измерялось испарение, что давало возможность определить k . Хотя ясно, что испарение с поверхности одиночного испарителя при ветре с суши и большой разности ΔT будет несколько больше, чем с обширной водной поверхности в тех же условиях, однако значения k/k_p , рассчитанные этим методом оказались не больше, чем это дается на фиг. 2, причем ночные наблюдения отбрасывались, так как поверхность суши ночью остывает довольно интенсивно, в то время, как вода в испарителе, несмотря на ее небольшую глубину, остывает медленно, хотя обогрев ночью прекращался. Таким образом, добиваясь почти полной идентичности дневного хода температур воды в испарителе и поверхности почвы, получена возможность использовать наблюдения за испарением по испарителю для определения коэффициента обмена в условиях сверхadiaбатической стратификации, причем данные вполне согласуются с теми, которые получены по градиентным наблюдениям. На фиг. 2 эти точки соответствуют большим значениям $\Delta T/u^2$ ($\Delta T > 5^\circ\text{C}$).

Сделаем еще одно замечание. Поскольку профиль ветра хорошо описывается законом (6) при различных значениях ΔT , то предполагая $v_* = \text{const}$, легко убедиться, что будет переменным x .

Это обстоятельство отражается формулой Д. Л. Лайхтмана

$$x = \frac{z_0}{1 - \varepsilon}, \quad (27)$$

где x_0 — значение x при равновесных условиях ($z = 0$).

Имея угловые коэффициенты прямых (6) при различных значениях ΔT и u , легко убедиться, что параметр ε зависит, в основном, от параметра устойчивости и несколько от шероховатости. Зависимость эта относительно слабее при отрицательных ΔT . Экспериментальные данные по оз. Севан показывают, например, что при $\Delta T = 5^\circ$ $\varepsilon \approx 0,30$, а при $\Delta T = -5^\circ$ $\varepsilon \approx 0,45$.

И, наконец, последнее замечание. Полученная впервые зависимость коэффициента A формулы (26) от скорости ветра, в отличие от результатов других исследований, по которым получено $A = \text{const}$, объясняется тем, что в качестве критерия устойчивости используется приближенное выражение $\Delta T/u^2$ вместо точного выражения числа Ричардсона (14). В самом деле, если в тонком приземном слое градиент температуры можно приближенно считать пропорциональным конечной разности (ΔT), то квадрат градиента скорости вряд ли можно считать пропорциональным квадрату самой скорости. Точнее было бы вместо (25) или (26) написать

$$\frac{k}{k_p} = 1 + A_0 Ri.$$

Тогда замена $A_0 Ri \approx A \Delta T/u^2$ действительно приводила бы к тому, что величина A оказывалась бы переменной, зависящей от скорости ветра.

Институт водных проблем и
газотехники МВХ Армянской ССР

Поступила 3 X 1964

Ա. Բ. ՄԻՔԱՐՅԱՆ

ՄԻՔՆՈՒՈՐՏԻ ԶՐԱՄԵՐԶ ՇԵՐՏՈՒՄ ՏՈՒՐՈՒՂԵՆՑ ՓՈԽԱՆԱԿՄԱՆ
ՎՐԱ ՇԵՐՏԱՎՈՐՄԱՆ ԿԱՅՈՒՆՈՒԹՅԱՆ ԱԶԴԵՑՈՒԹՅԱՆ ՀԱՐՅԻ ՄԱՍԻՆ

Ա. Բ. ՄԻՔԱՐՅԱՆ

Ինչպես հայտնի է, երբ մթնոլորտի երկրամերձ շերտի հալոսաքաղցրությունը կալուծ է, կամ անտարբեր, օդերևութաբանական էլեմենտների (քամու արագություն, օդի խոնավություն ու ջերմաստիճանի) պրոֆիլները իրար նման են լինում և անկնտմ են լոգարիթմական տեսք: Իսկպես, եթե էինքր անմանալին շերտի տեսության հիմնական (1)–(2) արտահայտություններից, ապա վերոհիշյալ էլեմենտների պրոֆիլների համար կստանանք (4), (12) (13) արտահայտությունները այն դեպքում, երբ տուրբուլենտականությունը զարգանում է համասեռ հեղուկում:

Ընդհանուր դեպքում, երբ մթնոլորտի երկրամերձ շերտը ջերմաշերտաձորված է, տուրբուլենտականությունը զարգանում է նաև ջերմալին պատճառներով և բնորոշվում է ոչ թե մեխնոլոգի, այլ Ռեչարդսոնի թվով, որն ունի (14) տեսքը:

Այս դեպքում տարրունեականության դորձակիցը կարելի է ներկայացնել (18), (23), (24) կամ (25) տեսքով, ըստ որում արդեն կայունության հայտանիշ Ռիչարդսոնի թվի փոխարեն կարելի է օգտագործել $\Delta T/l^2$ մաստիկը արտահայտությանը: Այդ դեպքում (25) բաժանակի A դորձակիցը ստացվում է փոփոխական, ի տարբերություն նախորդ համադրությունների, ըստ որոնց A —ն հաստատուն է:

Հորվածում 1 և 2 գծագրերի վրա բերված են քամու արագության պրոֆիլները ΔT —ի տարրեր արժեքների համար, ինչպես նաև արտադրականության դորձակիցի փոփոխությունները, կապված կայունության հայտանիշից և քամու արագությանից: Վերջում համառոտակի շարադրված են աշխատանքի հիմնական եզրակացությունները:

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Борушко И. С. О подобии профилей метеорологических элементов в приземном слое воздуха. Труды ГГО, вып. 22, 1950.
2. Бройдо А. Г. Связь коэффициента внешней диффузии с параметром устойчивости приземного слоя атмосферы. Труды ЛГМИ, вып. 8, 1958.
3. Будыко М. И. Распределение метеоземелентов в приземном слое воздуха. Известия АН СССР, сер. Геофиз., № 4, 1946.
4. Будыко М. И. и Юдин М. И. Условия термического равновесия в атмосфере. Изв. СССР, 53, № 7, 1946.
5. Будыко М. И., Лайхтман Д. Л., Тимофеев М. П. Определение коэффициента турбулентного обмена в приземном слое воздуха. „Метеорология и гидрология“, № 9, 1952.
6. Виноградова О. П. Интенсивность турбулентного обмена и параметр шероховатости морской поверхности. Труды Морск. гидрофизич. института, вып. 20, 1946.
7. Волошинова Г. А. Сравнение различных методов определения коэффициента теплопроводности. Труды ГГО, вып. 22, 1950.
8. Гандин Л. С. Сравнительный анализ некоторых методов определения коэффициента турбулентного перемешивания. Труды ГГО, вып. 16, 1949.
9. Гурвич А. С. О турбулентном потоке количества движения при неустойчивой стратификации приземного слоя атмосферы. Известия АН СССР, сер. Геофиз., № 11, 1961.
10. Зубенок Л. И. К вопросу о турбулентном теплообмене подстилающей поверхности с атмосферой. „Метеорология и гидрология“, № 2, 1949.
11. Казанский А. Б., Монин А. С. О турбулентном режиме в приземном слое воздуха при неустойчивой стратификации. Известия АН СССР, сер. Геофиз., № 6, 1958.
12. Кибель И. А. К теории термической турбулентности в атмосфере. „Метеорология и гидрология“, № 2, 1946.
13. Кузьмин П. П. О шероховатости водной поверхности как фактора испарения и конвективного теплообмена. Труды ГОИН, вып. 1, 1947.
14. Лайхтман Д. Л., Тимофеев М. П. Турбулентный обмен в нижних слоях атмосферы. Труды ГГО, вып. 20, 1949.
15. Лайхтман Д. Л. Новый метод определения коэффициента турбулентной вязкости в пограничном слое атмосферы. Труды ГГО, вып. 37, 1952.
16. Лайхтман Д. Л. Физика пограничного слоя атмосферы. Гимиз, Л., 1961.
17. Монин А. С. и Обухов А. М. Основные закономерности турбулентного перемешивания в приземном слое атмосферы. Труды Геофиз., 24, 1954.
18. Монин А. С. Полуэмпирическая теория турбулентной диффузии. Труды Геофиз., 33, 1956.

- В. Мхитарян А. М. и др. Характеристики турбулентного обмена приводного слоя, оз. Севан. Известия АН АрмССР, серия ТН, № 1, 1959.
- В. Мхитарян А. М. К вопросу об определении испарения с поверхности оз. Севан. ДАН АрмССР, 30, № 3, 1960.
- Г. Обухов А. М. Турбулентность в температурно-неоднородной атмосфере. Труды Института теорет. геофиз., 1, 1946.
- Г. Огнева Т. А. О распределении метеозадач над водоемами. Труды ГГО, вып. 59, 1956.
- Г. Парфенова Л. В. К вопросу о подобии профилей метеорологических элементов. Труды ГГО, вып. 39, 1955.
- И. Роханишток Ю. Л. Автоматическое устройство для измерения и регистрации коэффициента обмена и турбулентных потоков тепла и влаги. Метеорология и гидрология, 8, 1961.
- И. Ткаченко А. В. К вопросу об определении коэффициента турбулентной вязкости в пограничном слое атмосферы. Труды ГГО, вып. 60, 1956.
- И. Bowden K. F. Measurements of turbulent fluctuations and Reynolds stresses in a tidal current, Proc. Roy. Soc., 273, 1956.
- И. Inoue E. The effects of thermal stratification on turbulent diffusion in the atmospheric surface layer. Adv. Geoph., 6, 1959.
- И. Priestly G. H. Free and forced convection on the ground. Quart. J. Roy. Soc., 238, 1957.
- И. Wagner N. K. An analysis of some over-water wind profile measurements. Trans. Amer. Geophys. Union, 39, 1958.