

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ТЕРМОВЛАГОПЕРЕНОСА В ЛЕССОВЫХ ГРУНТАХ

THERMAL MOISTURE TRANSFER REGULARITIES IN LOESSIAL SOILS

КОРОЛЕВ В.А.

Профессор геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова,
korolev@geol.msu.ru

ФЕДЯЕВА Е.А.

Инженер геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова,
elena_fedjaeva@mail.ru

KOROLEV V.A.

A professor of the geological faculty of M.V. Lomonosov Moscow State University, korolev@geol.msu.ru

FEDYAEVA E.A.

An engineer of the geological faculty of M.V. Lomonosov Moscow State University, elena_fedjaeva@mail.ru

Ключевые слова:

термовлагодперенос; термоосмос; лесс; лессовый грунт; супесь; температурный градиент; фазовый состав; связанная вода.

Key words:

thermal moisture transfer; thermoosmosis; loess; loessial soil; sandy loam; temperature gradient; phase composition; bound water.

Аннотация

В статье рассмотрены закономерности и особенности термовлагодпереноса в лессовых грунтах на основе новых и ранее полученных данных. Анализ выполнялся с помощью треугольных диаграмм фазового состава этих грунтов. Изучены специфические факторы, влияющие на параметры термовлагодпереноса в лессах, роль видов воды и структуры порового пространства.

Введение

Термовлагодперенос широко распространен в природных условиях во всех случаях, когда в грунтовых массивах при их неполном водонасыщении возникают температурные градиенты. Наиболее часто он осуществляется вблизи дневной поверхности дисперсных грунтов зоны аэрации вследствие температурного градиента, направленного вертикально вниз (летом) либо вверх (зимой). В первом случае термовлагодперенос направлен против восходящего потока испарения влаги и препятствует ему; во втором — способствует испарению. При резкой и значительной суточной смене дневных и ночных температур (что характерно для регионов с резко континентальным климатом) температурный градиент грунтов зоны аэрации меняет свое направление в течение суток, вызывая соответствующие суточные изменения в направлении потоков термовлагодпереноса. Все эти процессы особенно характерны для почв и массивов лессовых грунтов [8, 16], часто залегающих в виде покровных отложений зоны аэрации.

Кроме того, термовлагодперенос возникает в лессовых грунтах вблизи любых искусственных источников тепла (теплотрасс, коллекторов, трубопроводов, горячих цехов и др.), создающих техногенный температурный градиент. Последний в отличие от природного, как правило, имеет большую интенсивность и вызывает значительно больший влагодперенос.

Термовлагодперенос в дисперсных не полностью водонасыщенных грунтах имеет сложную природу. При наложении на грунт постоянного градиента температуры ($\text{grad}T = \Delta T/\Delta x$, где ΔT — разность температур горячего и холодного концов образца; Δx — длина образца) в его поровом пространстве начинают возникать потоки диффузии водяного пара, термоосмотическое, термоменисковое и термокапиллярное течение воды [9]. Эти потоки всегда направлены от горячей к холодной части грунта. В результате происходит перераспределение влаги в лессе, при этом меняется его влажность, а следовательно, и свойства, в связи с чем про-

Abstract

Regularities and peculiarities of thermal moisture transfer in loessial soils are considered on the basis of new and formerly obtained data. The analysis is carried out using phase composition triangular diagrams of the soils. Specific factors influencing thermal moisture transfer parameters in loesses, the roles of water kinds and pore space structure are studied.



гнозирование этих изменений имеет большое практическое значение [3].

Ранее авторами было изучено влияние фазового состава грунта на параметры неизотермического влагопереноса в песчаных отложениях, а также выявлено влияние гранулометрического состава на параметры неизотермического влагопереноса в различных природных дисперсных грунтах [10–12]. Целью настоящей работы является изучение влияния фазового состава на параметры неизотермического влагопереноса в лессовых грунтах.

Именно для массивов лессовых грунтов, слагающих многометровые толщи зоны аэрации, процессы термо-влагопереноса являются наиболее значимыми при формировании в них полей влажности. Поэтому в данной работе необходимо было решить следующие задачи: (1) изучить влияние влажности лессов на параметры термовлагопереноса; (2) оценить влияние на эти параметры структурных особенностей лессов; (3) выявить влияние на них фазового состава лессовых грунтов и провести сравнительный анализ этих параметров с таковыми для песков.

Объекты исследований

В качестве объектов исследования были выбраны типичные лессы и наиболее распространенные лессовые грунты, образцы которых были отобраны в районах таких городов Средней Азии и Украины, как Алмалык (долина реки Ахан-Гаран, Узбекистан), Душанбе (Таджикистан), Запорожье (Украина), Дангара (Таджикистан), Алма-Ата (Казахстан), Колхозабад (Таджикистан), Самарканд (Узбекистан), а также из района Мусульманабадского перевала в Таджикистане.

Для всех изученных грунтов по известным методикам [13] были определены минеральный и гранулометрический состав, а также показатели физических и физико-химических свойств. Минеральный состав лессов и лессовых грунтов довольно близок: породообразую-

щими минералами в них являются кварц и полевые шпаты; среди глинистых минералов преобладают иллит (45–60%), смешаннослойные минералы (10–25%), хлорит (5–20%), смектит (0–20%) и каолинит (5%). Содержание карбонатов варьирует от 3 до 15%, водорастворимых солей — от 0,06 до 0,96%.

Гранулометрический состав исследованных грунтов показан в табл. 1, физические и физико-химические свойства — в табл. 2.

Кроме того, изучались микроструктурные особенности лессовых грунтов (рис. 1–3) с помощью растровых электронных микроскопов типа JEOL и LEO 1450VP¹. Микростроение среднего лессовидного суглинка из района г. Алмалык (образца 1, табл. 1, 2) показано на рис. 1 при разных увеличениях, а особенности микростроения тяжелого лессовидного суглинка из района г. Душанбе (обр. 2, табл. 1, 2) в естественном и нарушенном сложении показаны на рис. 2. Как видно из представленных фотографий, исследуемые лессовые грунты имеют типичную для лессов скелетную микроструктуру, сформированную пылеватыми частицами и агрегатами псевдоокруглой и неправильной формы, которые покрыты более мелкими частицами глинистых минералов. За счет последних между пылеватыми частицами и агрегатами формируются точечные (переходные) контакты, а лессы приобретают структурную прочность.

Из рисунка 1, в следует, что даже в нарушенном состоянии в строении лесса присутствуют макропоры, которые, вероятно, способствуют облегчению процесса переноса влаги. Поэтому, несмотря на увеличение дисперсности, интегральные характеристики термовлагопереноса для лесса превышают таковые для песков. На «абсолютные» же характеристики, вероятно, дисперсность оказывает решающее влияние, хотя при этом все же происходит некоторая «корректировка» за счет величины пор.

¹ Исследования проводились В.Н. Соколовым.

Таблица 1

Гранулометрический состав исследованных лессовых грунтов								
№ образца	Наименование грунта по классификации С.С. Морозова	Район отбора	Содержание частиц (%) размером (мм)					
			< 0,1	0,1–0,05	0,05–0,01	0,01–0,005	0,005–0,001	< 0,001
1	Суглинок средний лессовидный	г. Алмалык	4	14	44	18	11	9
2	Суглинок тяжелый лессовидный	г. Душанбе	4	1	49	17	15	14
3	Суглинок тяжелый лессовидный	Мусульманабадский перевал	-	3	42	26	11	18
4	Лесс среднесуглинистый тонкопесчанистый	г. Запорожье	5	28	26	8	8	25
5	Суглинок легкий лессовидный	г. Дангара	-	1	70	16	11	2
6	Суглинок средний лессовидный	г. Алма-Ата	-	6	45	14	13	22
7	Лесс легкосуглинистый крупнопылеватый	г. Колхозабад	-	8	66	14	5	7
8	Суглинок средний лессовидный	г. Самарканд	-	9	47	12	11	21

Таблица 2

Физические и физико-химические свойства исследованных грунтов								
№ образца	Наименование грунта по классификации С.С. Морозова	Природная влажность W_n , %	Гигроскопическая влажность W_g , %	Нижний предел пластичности W_p , %	Верхний предел пластичности W_L , %	Влажность капиллярной влагоемкости W_c , %	Плотность твердой фазы ρ_s , г/см ³	Плотность грунта ρ , г/см ³
1	Суглинок средний лессовидный	3,5	1,8	18,7	25,7	32	2,72	1,35
2	Суглинок тяжелый лессовидный	12,0	1,9	21,0	42,5	-	2,72	1,83
3	Суглинок тяжелый лессовидный	8,0	6,5	19,0	33,0	-	2,68	1,64
4	Лесс среднесуглинистый тонкопесчанистый	13,0	4,1	18,1	26,0	-	2,68	2,67
5	Суглинок легкий лессовидный	12,0	2,0	22,0	25,0	-	2,84	1,35
6	Суглинок средний лессовидный	18,4	2,1	20,0	28,9	-	2,68	1,44
7	Лесс легкосуглинистый крупнопылеватый	6,0	0,8	22,0	29,4	-	2,68	1,56
8	Суглинок средний лессовидный	15,0	0,9	19,0	26,0	-	2,68	1,78

Для характеристики влияния форм воды и степени водонасыщения пор на параметры термовлагопереноса авторами использовались треугольные диаграммы фазового состава содержания категорий влаги в исследуемых лессовых грунтах [9]. Пример такой диаграммы для лессового грунта из района г. Запорожья представлен на рис. 4. На ней помимо области возможного изменения фазового состава исследуемого грунта в диапазоне от рыхлого до плотного сложения при разном соотношении твердой ($\Delta_{тв}$) жидкой ($\Delta_{ж}$) и газообразной ($\Delta_{г}$) фаз нанесены области существования различных энергетических категорий воды, показанные штриховкой и крапом, а также изотермы давления (потенциала) влаги P_e . Из левого нижнего угла диаграммы выходят линии одинаковой весовой влажности грунта (W , %), характеристические значения которой показаны на наклонной шкале справа, где $W_{мав} \approx W_{mg}$ — влажность максимально-адсорбированной и капиллярно-конденсированной влаги; W_{mmc} — влажность максимальной молекулярной влагоемкости (по А.Ф. Лебедеву); W_p — влажность нижнего предела пластичности; W_L — влажность верхнего предела пластичности; $W_{нв}$ — влажность полной влагоемкости.

В лессовых грунтах согласно работам [5–8, 16, 18] можно выделить воду следующих основных категорий: 1 — связанной полимолекулярной адсорбции; 2 — осмотическую, количество которой в лессах весьма мало; 3 — капиллярно-стыковую и частично осмотическую (эти две категории выделяются вместе из-за сложности их «разделения»); 4 — собственно капиллярную; 5 — капиллярную и «механически захваченную». Кроме того, при полном водонасыщении (при влажности полной влагоемкости $W_{нв}$) в лессах появляется свободная вода. На диаграмме, представленной на рис. 4, это соответствует нулевому значению давления влаги ($P_e = 0$).

Методика исследований

Образцы лессовых грунтов изучались как в естественном, так и в нарушенном сложении. Для них определялись параметры термовлагопереноса по ранее разработанной авторами методике [10, 12, 21, 22]. Ее суть состоит в том, что анализируемый образец длиной 10 см (нарушенного или естественного сложения с известными исходными параметрами влажности-плотности) герметизируется в специальном приборе, после чего задается температурный градиент, в результате чего с течением времени происходит перераспределение влаги по длине образца (рис. 5). Затем он разрезается по длине на части, в каждой из которых определяются влажность и плотность. По этим результатам строятся профили влажности по длине образца (см. рис. 5), получаемые в разные промежутки времени на параллельных образцах-близнецах. Затем по профилям рассчитываются параметры термовлагопереноса.

В итоге оценивались следующие характеристики термовлагопереноса: коэффициенты влагопереноса D_w и термовлагопереноса D_T , скорость перераспределения влаги через среднее сечение образца V , максимальный поток влаги q_{wT} , перепад влажностей между холодным и горячим торцами образца $(\Delta W)_{хг}$, доля перераспределенной влаги Σ_{wT} , а также термоградиентный коэффициент (δ). Для анализа полученных параметров термовлагопереноса использовалась треугольная диаграмма фазового состава, методика построения которой изложена в работах [9, 10].

Результаты и их обсуждение

В результате выполненных исследований удалось установить влияние нескольких факторов на параметры термовлагопереноса лессовых грунтов.

Эксперименты, проведенные авторами ранее на различных грунтах [10–12], показали, что на параметры термопереноса влаги значительное влияние оказывают многие факторы. Среди них на первом месте стоит **литологический тип грунтов**. Особенно большие различия наблюдаются между параметрами неизотермического влагопереноса песков, лессов и глин с ненарушенной структурой: величины D_T , q_{wT} , V для песков и лессов на порядок больше, чем для глин при одинаковых характеристических влажностях [12].

Указанное увеличение параметров термовлагопереноса у песков и лессов по сравнению с глинами можно объяснить прежде всего различиями в структуре и гранулометрическом составе этих грунтов. Понижение дисперсности и уменьшение удельной поверхности влияют на количество и долю связанной (а также капиллярной) воды вокруг частиц, а также на величину свободного («транзитного») пространства, в частности

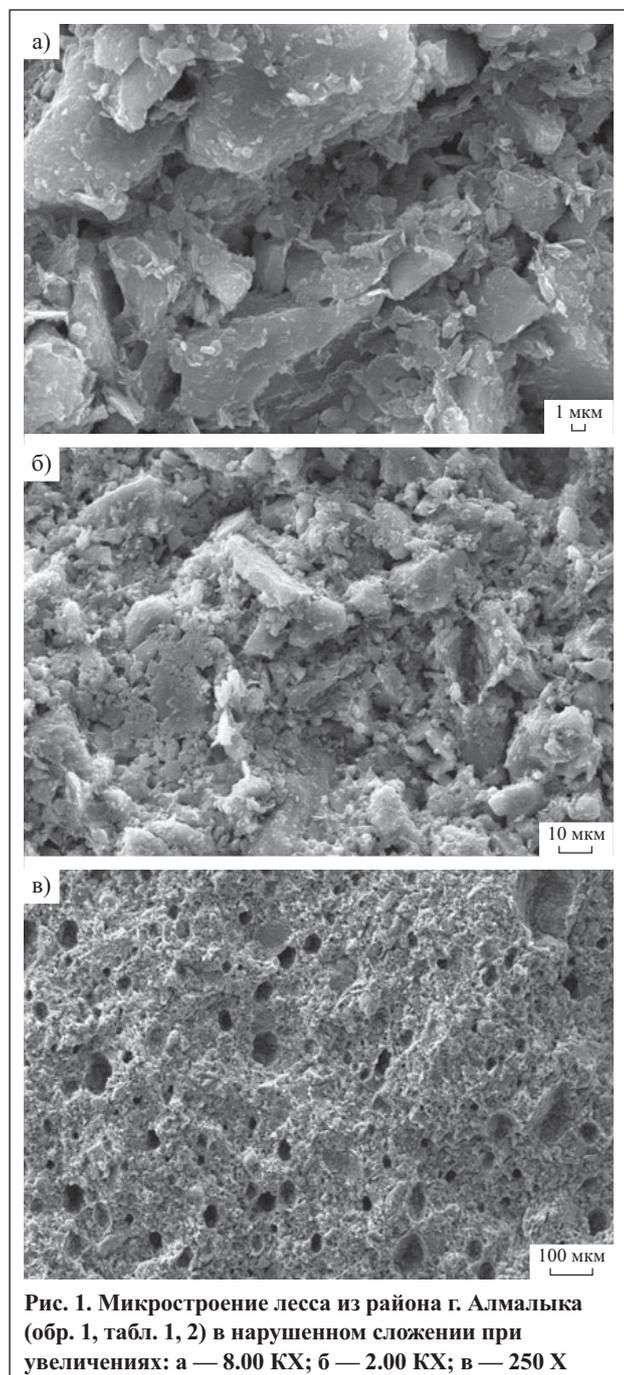


Рис. 1. Микростроение лесса из района г. Алмалыка (обр. 1, табл. 1, 2) в нарушенном сложении при увеличениях: а — 8.00 X; б — 2.00 X; в — 250 X

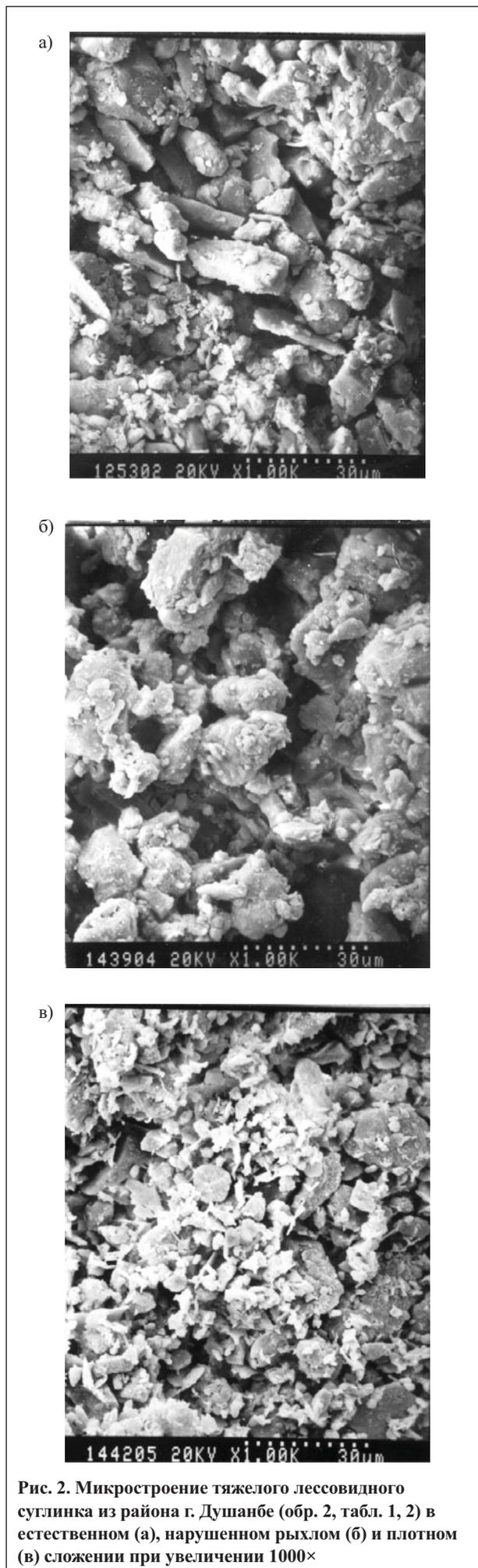


Рис. 2. Микростроение тяжелого лессовидного суглинка из района г. Душанбе (обр. 2, табл. 1, 2) в естественном (а), нарушенном рыхлом (б) и плотном (в) сложении при увеличении 1000×

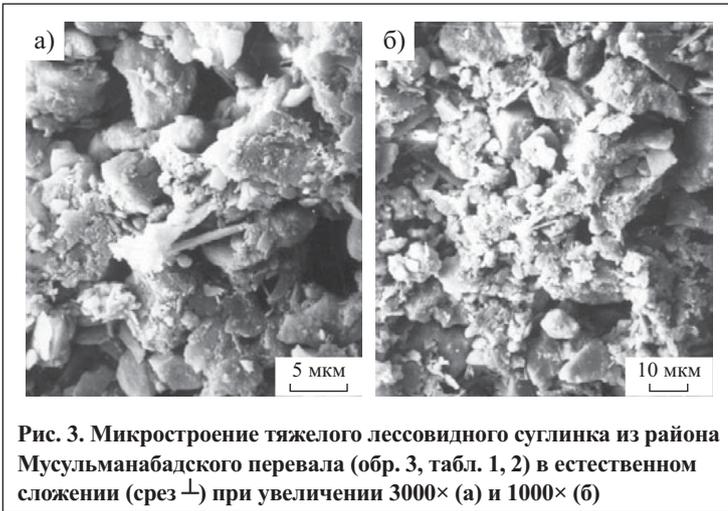


Рис. 3. Микростроение тяжелого лессовидного суглинка из района Мусульманабадского перевала (обр. 3, табл. 1, 2) в естественном сложении (срез \perp) при увеличении 3000 \times (а) и 1000 \times (б)

на толщину капилляров, способных пропускать поток влаги в виде пара. Кроме того, в глинах намного больше ультрапор, поэтому их влагопроводность значительно ниже, чем у лессов. Этим объясняется значительное уменьшение скорости термопереноса влаги у глин по сравнению с лессами.

Полученные результаты показали, что параметры неізотермического влагопереноса для лессов с естественной структурой близки по величине параметрам термовлагопереноса песков, а в некоторых случаях даже превышают последние. Это объясняется, вероятно, наличием значительной макропористости у лессов. Поэтому, несмотря на то что дисперсность лессов выше, чем песков, и следовательно, большее количество пор меньшего размера должно было бы уменьшать процесс влагопереноса, он увеличивается благодаря присутствию в лессах большого количества свободного пространства, доступного для эффективного проникновения влаги в виде пара или пленочного течения. При этом повышение дисперсности лессов по сравнению с песками сказывается на смещении характерных точек (перегибов) в область больших величин влажности (см. рис. 6) [3, 12].

В результате дальнейшего изучения особенностей термовлагопереноса в лессовых грунтах их сходство и различия с таковыми для песчаных грунтов в целом подтвердились [11], а использование треугольных диаграмм придало этому сравнению большую точность и наглядность.

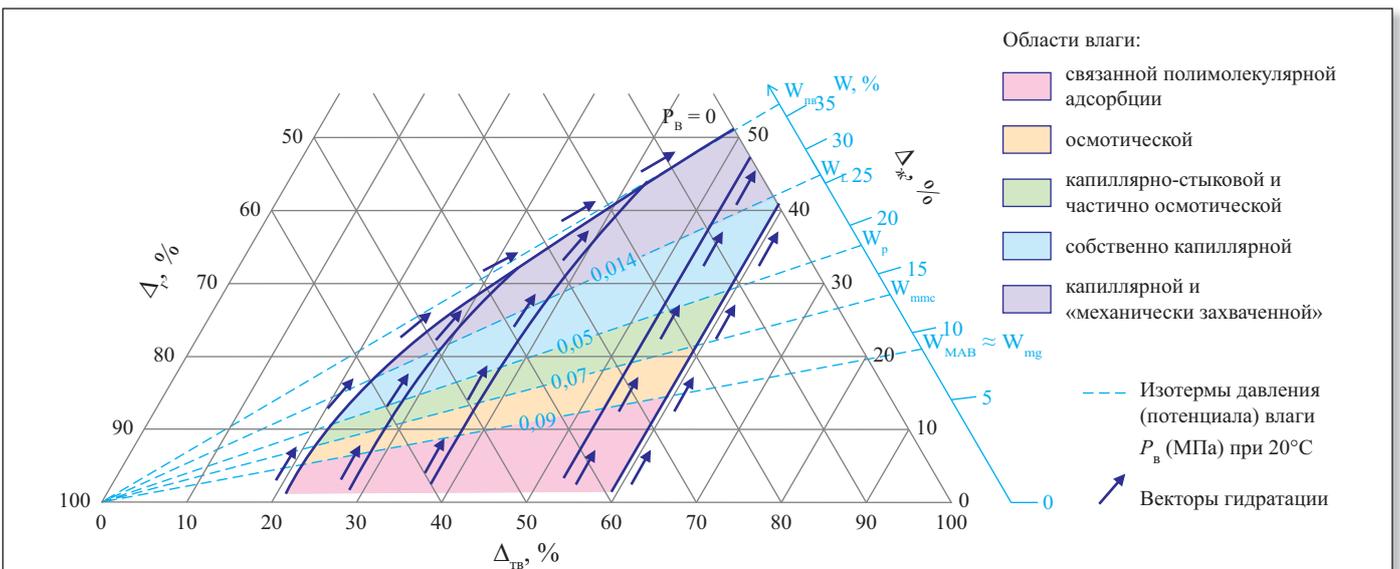


Рис. 4. Диаграмма фазового состава и содержания категорий влаги в лессовидном суглинке из района г. Запорожья (обр. 4, табл. 1, 2) при его гидратации

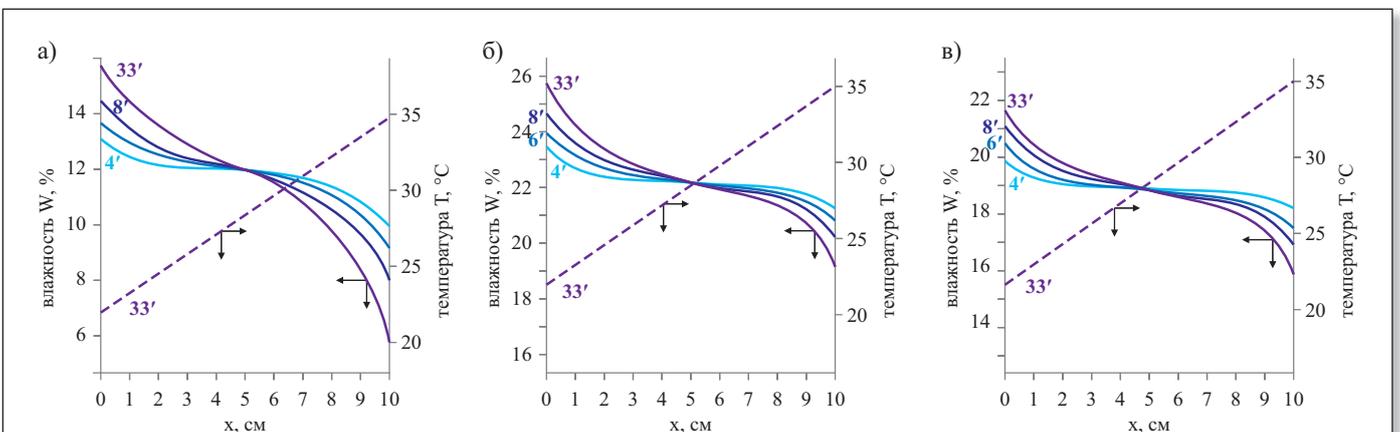


Рис. 5. Профили влажности (W) и температуры (T) по длине образцов изучаемых лессовых грунтов: а — тяжелый лессовидный суглинок (обр. 2, табл. 1, 2) с естественной структурой и $W = 12\%$; б — то же при $W = 22\%$; в — лессовидный суглинок (обр. 3, табл. 1, 2) с естественной структурой и $W = 19\%$. Цифры у кривых — время от начала опыта, ч

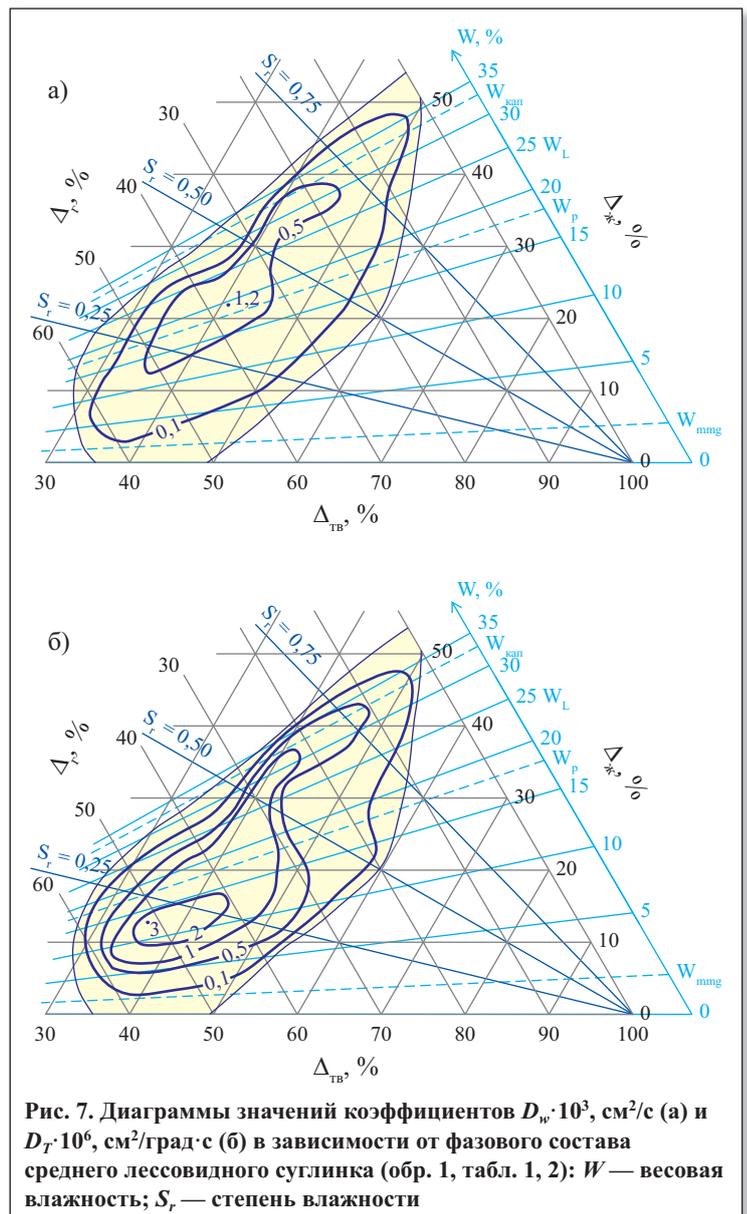
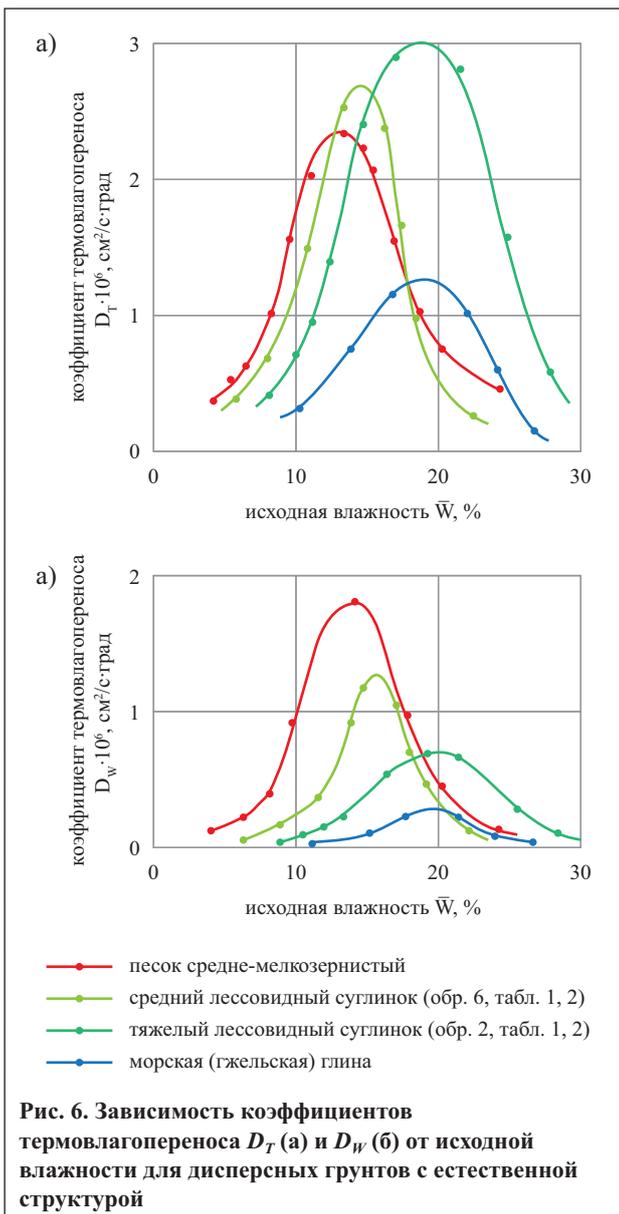


Другим важным фактором, влияющим на параметры термовлагопереноса в лессах, являются **особенности их строения**, в частности структура и текстура. Как известно, лессовые грунты обладают очень специфической макро- и микроструктурой [3, 14, 17, 19]. Особенности макростроения массивов лессовых грунтов обусловлены их цикличностью, а особенности микростроения этих грунтов объясняются сложностью морфологии их порового пространства и специфическим строением частиц пылеватой фракции [3].

Важной особенностью строения лессовых грунтов является анизотропия их микроструктуры, которая обусловлена прежде всего наличием у них отмечаемой многими авторами [14, 17, 19] вертикальной макропористости. Последняя сформировалась за счет процессов массопереноса в лессовой толще, происходящих в вертикальном направлении. К таким процессам относятся инфильтрация осадков, термовлагоперенос, вызванный сезонными или суточными вертикальными температурными градиентами, испарение влаги и др. За счет микроструктурной анизотропии коэффициент фильтрации лессов в вертикальном направлении всегда выше, чем в горизонтальном.

Другим важным фактором, влияющим на параметры термовлагопереноса в лессовых грунтах, является их **влажность**, а точнее, наличие в них тех или иных энергетических категорий воды (см. рис. 4), а также степень заполнения пор водой (S_r). Специфические особенности влаги в лессовых грунтах изучались рядом авторов в связи с анализом формирования их различных свойств, включая просадочность [5–8, 16, 18]. Одновременное влияние и структуры, и влажности на параметры термовлагопереноса лессов удобно характеризовать с помощью вышеуказанных треугольных диаграмм фазового состава.

В силу особенностей строения и свойств лесса область возможного изменения его фазового состава несколько смещена на треугольной диаграмме влево и вверх относительно положения песков, т.е. лессу свойственна меньшая плотность скелета, а свободная вода в нем появляется при значительно большей весовой влажности. В целом же закономерности распределения значений параметров термовлагопереноса для лессовых грунтов весьма схожи с таковыми для песков с высокой влажностью капиллярной влагоемкости, особенно с пылеватым песком.



Например, расположение на треугольной диаграмме значений коэффициента влагопереноса D_w исследованного лесса из района г. Алмалыка носит все тот же центрально-симметричный характер, при этом область максимальных значений располагается в диапазоне влажностей верхнего и нижнего пределов пластичности, что говорит о значительном вкладе в этот процесс капиллярной и частично осмотической воды (рис. 7, а). Наибольшая величина этого показателя ниже, чем у песков: $D_w = 1,2 \cdot 10^{-3}$ см²/с при $W = 19,1\%$ и $\rho_d = 1,1$ г/см³, $S_r = 0,353$ [11].

Значения коэффициента термпереноса D_T для среднего лессовидного суглинка из района г. Алмалыка (обр. 1, табл. 1, 2) в целом также располагаются на треугольной диаграмме центрально-симметрично, однако область наибольших значений D_T сильно смещена вниз и соответствует значениям влажности, меньшим, чем W_p (см. рис. 7, б). Максимальная величина коэффициента D_T лесса практически равна таковой для пылеватого песка ($2,97 \cdot 10^{-6}$ см²/град·с) и зафиксирована при $W = 12,6\%$ и $\rho_d = 0,98$ г/см³, $S_r = 0,192$ [11].

Точно такое же расположение изолиний характерно и для параметров термпереноса среднего лессовидного суглинка из района г. Алмалыка, меняющихся во времени (V , q_{wT} , $(\Delta W)_{xz}$ и Σ_{wT}). В той же точке диаграммы отмечаются максимальные величины скорости перераспределения влаги (V_4 и V_{20}) и макси-

мального потока влаги ($q_{wT,4}$ и $q_{wT,20}$) в начале и в конце опыта: $V_4 = 6,54 \cdot 10^{-6}$ см/с; $V_{20} = 1,67 \cdot 10^{-6}$ см/с; $q_{wT,4} = 9,4 \cdot 10^{-2}$ г/см²; $q_{wT,20} = 13,9 \cdot 10^{-2}$ г/см² (рис. 8–11). Легко видеть, что эти величины для лесса в первые четыре часа от начала опыта достаточно велики и превосходят аналогичные величины для большинства изученных ранее песков [11].

Со временем процесс переноса влаги в лессе, как и в песках, замедляется, однако происходит это почти так же медленно, как и в пылеватом песке. Следовательно, величина максимального потока влаги q_{wT} , по причине, изложенной нами в статье [11], со временем возрастает (рис.9).

Наибольшая величина перепада влажности $(\Delta W)_{xz}$ в первые часы от начала опыта также отмечается все в той же точке диаграммы и равна 8,4 %/см, т.е. также выше, чем для большинства песков, что укладывается в описанную ранее закономерность: максимальные значения параметра $(\Delta W)_{xz}$ в целом увеличиваются с увеличением дисперсности грунта (рис. 10). Со временем $(\Delta W)_{xz}$ еще больше возрастает, а максимальное его значение становится значительно больше таковых для песков (17,1 %/см) и отмечается уже при меньшей плотности скелета и при влажности, близкой к W_p ($W = 18,33\%$; $\rho_d = 0,83$ г/см³; $S_r = 0,220$). Минимальные же значения $\text{grad}W$ в лессе наблюдаются в случае наиболее рыхлого его сложения при $W \geq W_L$, в случае наи-

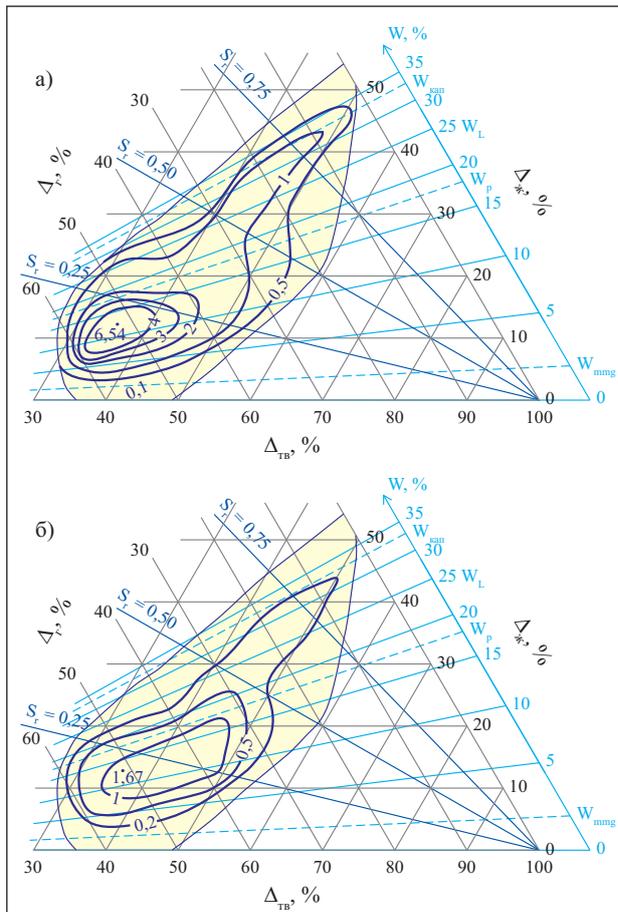


Рис. 8. Диаграммы значений скорости перераспределения влаги $V \cdot 10^6$ (см/с) через 4 (а) и 20 (б) часов от начала опыта в зависимости от фазового состава среднего лессовидного суглинка (обр. 1, табл. 1, 2): W — весовая влажность; S_r — степень влажности

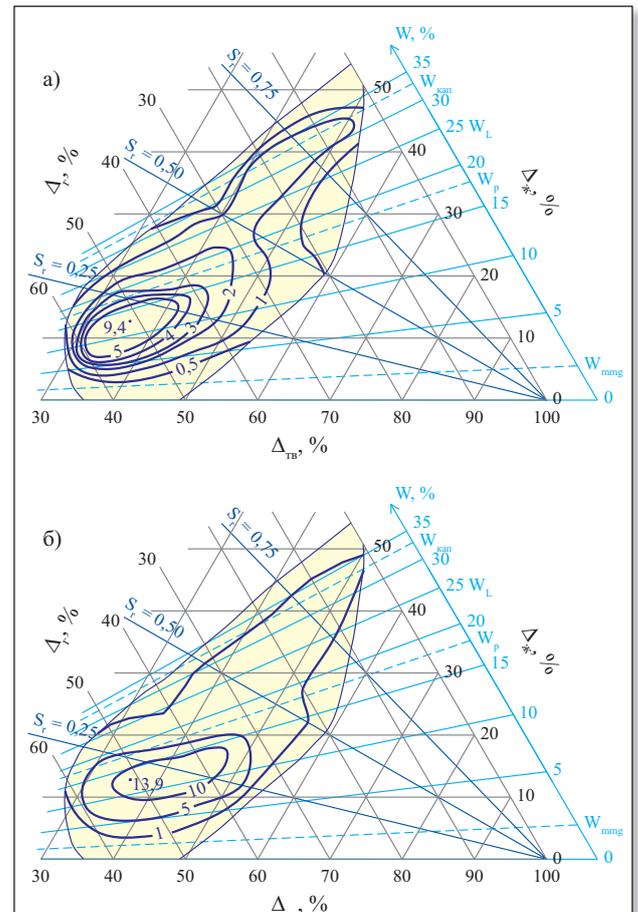


Рис. 9. Диаграммы значений максимального потока влаги $q_{wT} \cdot 10^2$ (г/см²) через 4 (а) и 20 (б) часов от начала опыта в зависимости от фазового состава среднего лессовидного суглинка (обр. 1, табл. 1, 2): W — весовая влажность; S_r — степень влажности



более плотного сложения, а также при наименьших значениях весовой влажности ($\leq W_{mg}$).

Максимальная величина доли перераспределившейся влаги в лессе после первых четырех часов термо-влажопереноса от начала опыта ($\Sigma_{wT} = 7,8\%$) отмечена при $W = 9,64\%$; $\rho_d = 0,91 \text{ г/см}^3$; $S_r = 0,132$ (рис. 11). Эта величина немного ниже, чем у пылеватого песка, т.к. достигается при большей влажности. Со временем она увеличивается примерно в два раза (максимальная величина $15,75\%$ меньше, чем у пылеватого песка, что также соответствует описанной выше закономерности), но расположение области максимальных значений Σ_{wT} в отличие от песков практически не меняется. Эта область на треугольной диаграмме только вытягивается вдоль значений влажности, равных $9,64\text{--}9,75\%$ в диапазоне плотностей скелета грунта от $0,91$ до $1,12 \text{ г/см}^3$. При этом уменьшение этого параметра происходит не только с увеличением влажности (как у песков), но и с ее уменьшением, хотя и незначительным.

Анализируя эти данные, можно отметить, что наиболее благоприятная область для процесса термо-влажопереноса в данном лессовом грунте находится между влажностями W_p и W_{mg} , т.е. в диапазоне активного формирования капиллярных менисков. При дальнейшем заполнении пор лесса водой большинство из них быстро «закупоривается» водой, замедляя тем самым процесс миграции влаги. При этом собственно капил-

лярная влага также принимает заметное участие в этом процессе. Об этом можно судить по достаточно высоким значениям коэффициентов D_w и D_T вплоть до влажности W_L . Однако именно при уменьшении влажности лесса ниже W_p все параметры термо-влажопереноса, особенно меняющиеся во времени, резко возрастают. Но при $W < 5\%$ с приближением к W_{mg} эти параметры снова достаточно резко убывают. Объясняется это тем, что «подвижность» адсорбционной воды оказывается намного меньше, чем у воды в переходном состоянии — от связанной к свободной. Поэтому в этой области даже значения доли перераспределившейся влаги в конце опыта заметно меньше, чем при $W > 5\%$.

Величина влажности, при которой достигаются наибольшие значения параметров термо-влажопереноса, у лессов, как правило, выше, чем у большинства песков [11]. Исключение составляют только три параметра (D_T , V , q_{wT}) и только для песков с отсутствием пылеватой фракции.

Наряду с указанными параметрами авторами также определялся «влажностный» термоградиентный коэффициент δ в лессах, характеризующий перепад влажности при изменении температуры на 1°C . Зависимость этого коэффициента от влажности для изученных лессовых грунтов, полученная по изотермам адсорбции в них влаги, показана на рис. 12. Как видно из

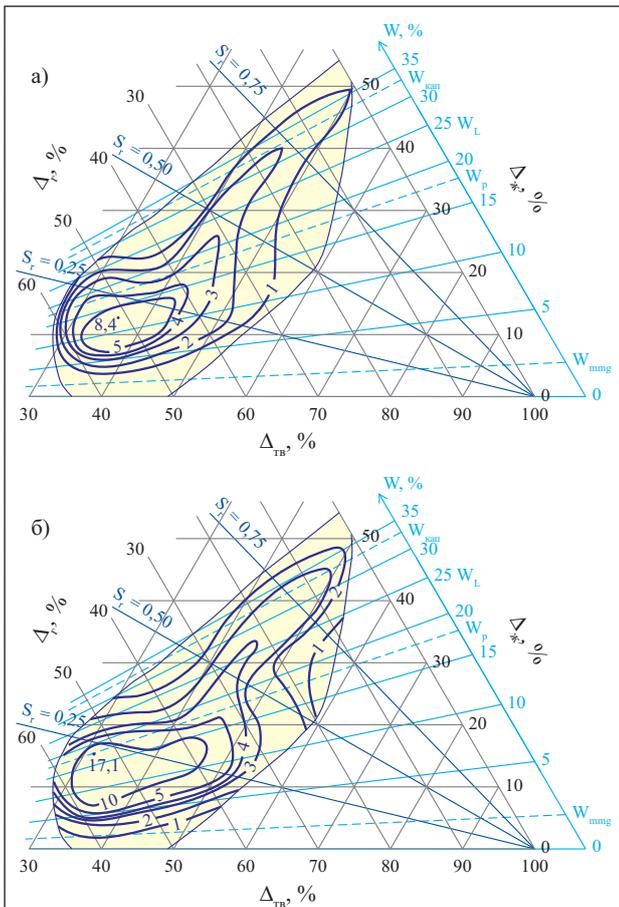


Рис. 10. Диаграммы значений градиента влажности ΔW (%/см) через 4 (а) и 20 (б) часов от начала опыта в зависимости от фазового состава среднего лессовидного суглинка (обр. 1, табл. 1, 2): W — весовая влажность; S_r — степень влажности

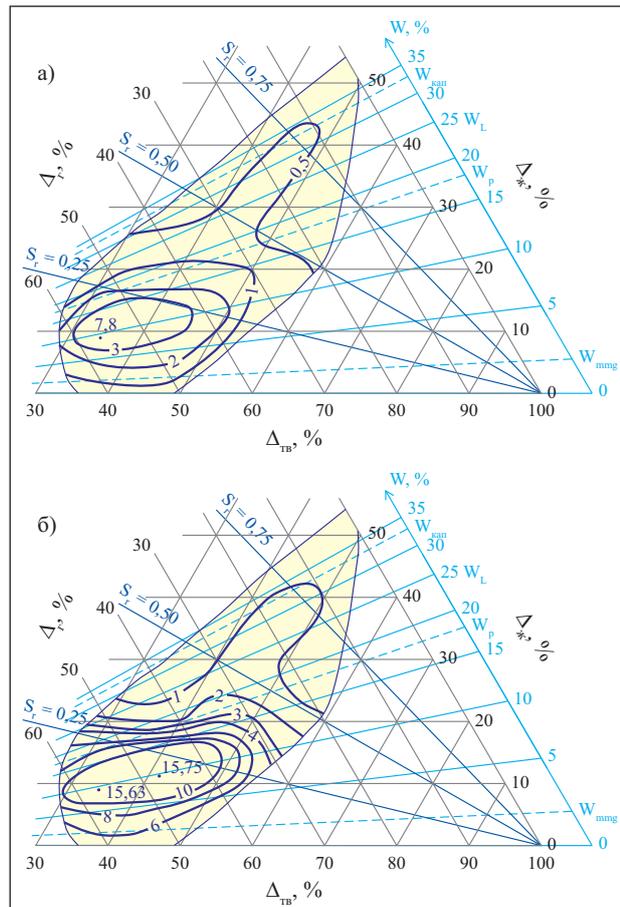


Рис. 11. Диаграммы значений доли перераспределившейся влаги Σ_{wT} (%) через 4 (а) и 20 (б) часов с начала опыта в зависимости от фазового состава среднего лессовидного суглинка (обр. 1, табл. 1, 2): W — весовая влажность; S_r — степень влажности

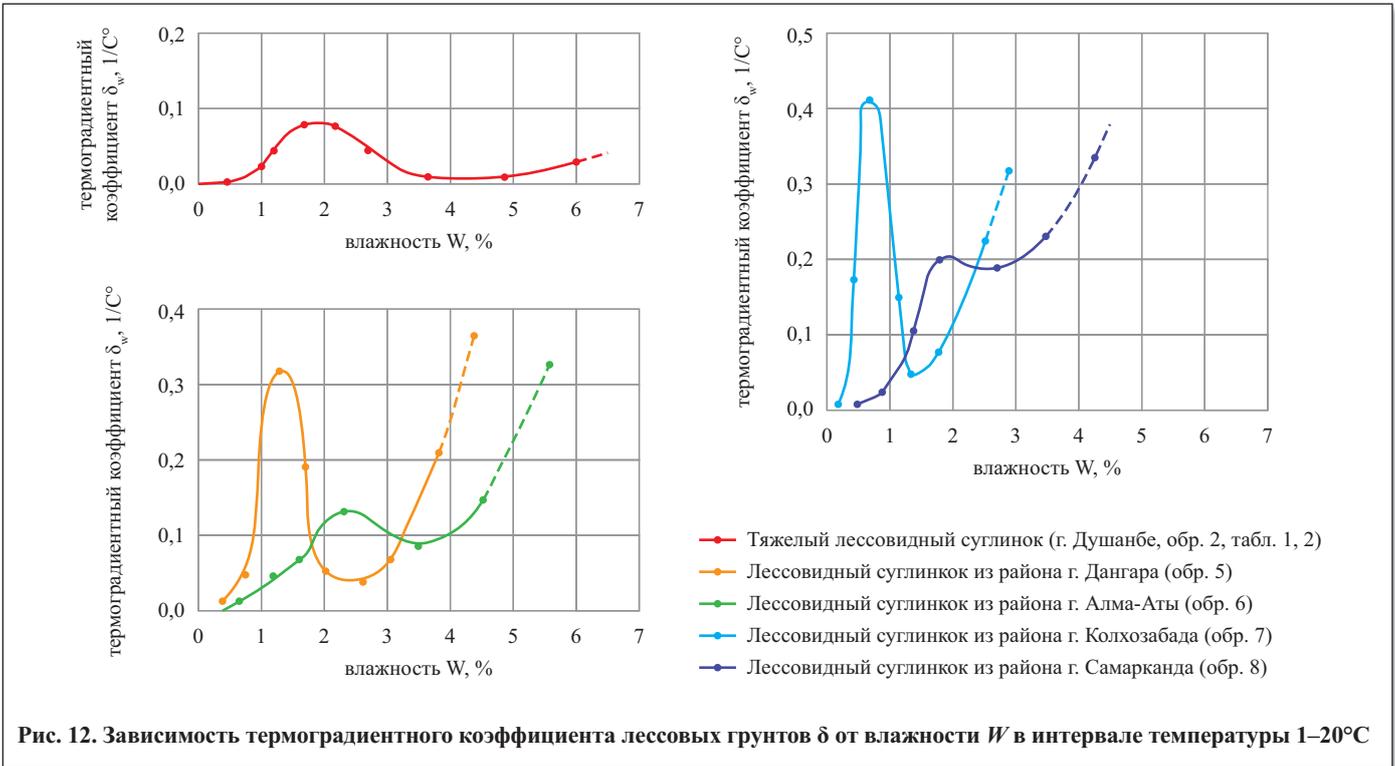


Рис. 12. Зависимость термоградиентного коэффициента лессовых грунтов δ от влажности W в интервале температуры 1–20°C

представленных графиков, указанная зависимость имеет сложную форму: кривые характеризуются наличием максимума δ в области малой влажности и минимума δ в области более высокой влажности. Величина термоградиентного коэффициента δ сначала с ростом влажности резко возрастает в области заполнения монослоя (влаги монослойной адсорбции) и достигает максимума при влажности, соответствующей емкости монослоя. При дальнейшем увеличении влажности величина термоградиентного коэффициента δ снижается в области полислойной адсорбции, а затем вновь постепенно возрастает в области формирования влаги капиллярной конденсации. Таким образом, ход зависимости $\delta = f(W)$ в области связанной воды соответствует адсорбционным закономерностям.

Для среднего лессовидного суглинка из района г. Алмалыка (обр. 1, табл. 1, 2) значения термоградиентного коэффициента δ , полученные при разных влажностях и плотностях скелета грунта, были нанесены на треугольную диаграмму (рис. 13). Очевидно, что расположение изолиний для данного параметра схоже с расположением изолиний вышепересмотренных параметров. Однако в центре области наибольших значений параметра δ (как раз в точке, соответствующей максимальным значениям параметров $D_T, V, q_{wT} (\Delta W)_{\Sigma}$ и Σ_{wT} при $W = 12,6\%$, $\rho_d = 0,98 \text{ г/см}^3$, $S_r = 0,192$) наблюдается некоторое понижение его величины до $5,2 \cdot 10^{-3} \text{ 1/град}$ по сравнению с окружающими точками, значения которых достигают $7,94\text{--}8,80 \cdot 10^{-3} \text{ 1/град}$. Таким образом, здесь также отмечается два максимума, но при более высоких значениях влажности, чем у вышепересмотренных грунтов.

Выводы

В результате проведенного исследования по изучению термовлагопереноса в лессовых грунтах можно сделать следующие выводы.

1. Установлено, что расположение на треугольных диаграммах значений коэффициента влагопереноса D_w носит центрально-симметричный характер. При этом область максимальных значений располагается в диапазоне влажностей верхнего и нижнего пределов пластичности, т.е. в области собственно капиллярной воды, а область наибольших значений остальных параметров термовлагопереноса сильно смещена на диаграммах вниз и соответствует значениям влажности, меньшим, чем W_p , т.е. находится в области капиллярно-стыковой и частично осмотической воды. Установлено, что максимальная величина коэффициента D_w (а следовательно, и изотермическая влагопроводность за счет диффузии влаги) для лессовых грунтов меньше, чем у песков, а максимальная величина коэффициента D_T (термопере-

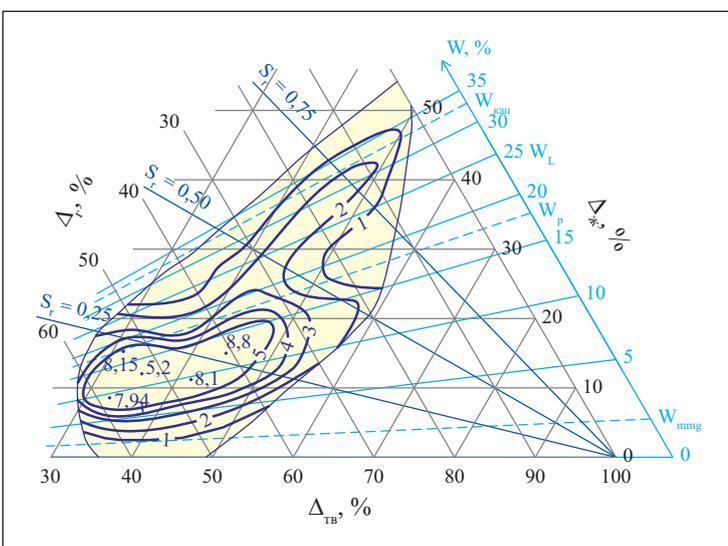


Рис. 13. Диаграмма значений термоградиентного коэффициента $\delta \cdot 10^3 \text{ (1/град)}$ в зависимости от фазового состава среднего лессовидного суглинка (обр. 1, табл. 1, 2): W — весовая влажность; S_r — степень влажности



нос влаги за счет всех неизотермических составляющих) практически равна таковой для пылеватого песка.

2. Выявлено, что максимальные величины скорости перераспределения влаги и максимального потока влаги для лесса в начале опыта, как правило, выше, чем у песков. В завершении опыта скорость, как и у песков, падает, а поток возрастает, величина же этих показателей немного ниже, чем у пылеватого песка.

3. Установлено, что наибольшая максимальная величина перепада влажностей (ΔW)_{кз} в течение опыта увеличивается и ее значения для лессовых грунтов превышают таковые для песков. Максимальная величина доли перераспределенной влаги Σ_{wT} в продолжение опыта также увеличивается, но эта величина немного ниже, чем у пылеватого песка.

4. Анализ расположения на треугольной диаграмме изолиний параметров термовлагопереноса показал,

что у лессовых грунтов область наибольших значений этих параметров (за исключением коэффициента D_w) находится при величинах влажности ниже влажности нижнего предела пластичности. При этом максимальные величины отмечаются при $W = 9-13\%$ (что для большинства параметров превышает соответствующую влажность у песков), а дальнейшее уменьшение влажности ведет к уменьшению параметров данного процесса.

5. Подтверждено, что у лессовых грунтов в процесс термовлагопереноса основной вклад вносит вода переходного типа (капиллярная, капиллярно-стыковая и осмотическая). При этом огромное влияние на этот процесс оказывают капиллярные мениски, как, видимо, и у мелких и пылеватых песков, принимая во внимание особенности расположения изолиний большинства их параметров термовлагопереноса. 

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Брилинг И.А., Паиковский И.С. Определение параметров влагопереноса в связи с прогнозом водного режима грунтов // Изменение геологической среды под влиянием деятельности человека. М.: Наука, 1982. С. 81–89.
2. Глобус А.М. Физика неизотермического внутрипочвенного влагообмена. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 279 с.
3. Грунтоведение / В.Т. Трофимов, В.А. Королев, Е.А. Вознесенский и др.; под ред. В.Т. Трофимова. М.: Изд-во МГУ, 2005. 1024 с.
4. Дерягин Б.В., Чураев Н.В. Смачивающие пленки. М.: Наука, 1984. 159 с.
5. Злочевская Р.И., Королев В.А., Кривошеева З.А., Богданов И.Я. Роль видов воды при формировании просадочных свойств лессовых пород // Материалы Всесоюзной конференции «Подземные воды и эволюция литосферы». М.: Наука, 1985. Т. 2. С. 395–399.
6. Злочевская Р.И., Королев В.А., Кривошеева З.А., Минервин А.В., Богданов И.Я. О природе гидрофильности и сорбционных свойств лессовых грунтов // Тезисы докладов Всесоюзного совещания «Проблемы лессовых пород в сейсмических районах», Самарканд, 24–26 сентября 1980 г. Ташкент: ФАН, 1980. С. 156–157.
7. Злочевская Р.И., Королев В.А., Кривошеева З.А., Минервин А.В., Богданов И.Я. О природе гидрофильности и сорбционных свойств лессовых пород // Генезис, просадочность лессовых пород и методы их изучения / под ред. Г.А. Мавлянова. Ташкент: ФАН, 1985. С. 271–282.
8. Злочевская Р.И., Кривошеева З.А., Королев В.А. Особенности гидратации-дегидратации глинистых и лессовых пород // Инженерная геология сегодня: теория, практика, проблемы / под ред. Е.М. Сергеева, В.Т. Трофимова. М.: Изд-во МГУ, 1988. С. 195–206.
9. Королев В.А. Термодинамика грунтов. М.: Изд-во МГУ, 1997. 167 с.
10. Королев В.А., Федяева Е.А. Влияние фазового состава на параметры термовлагопереноса песчаных грунтов // Инженерные изыскания. 2011. № 10. С. 38–46.
11. Королев В.А., Федяева Е.А. Сравнительный анализ термовлагопереноса в дисперсных грунтах разного гранулометрического состава // Инженерная геология. 2012. № 6. С. 18–31.
12. Королев В.А., Федяева Е.А., Ахромеева Т.Я. Закономерности термовлагопереноса в ненасыщенных дисперсных грунтах // Инженерная геология. 1990. № 3. С. 16–29.
13. Лабораторные работы по грунтоведению / под ред. В.Т. Трофимова, В.А. Королева. М.: Высшая школа, 2008. 519 с.
14. Ларионов А.К. Методы исследования структуры грунтов. М.: Недра, 1971. 200 с.
15. Методическое пособие по инженерно-геологическому изучению горных пород. М.: Недра, 1984. Т. 2. 437 с.
16. Минервин А.В., Королев В.А. Температурная зависимость гидрофильности и просадочности лессовых пород в зоне годовых колебаний температур // Инженерная геология. 1984. № 3. С. 20–35.
17. Мудров Ю.В. Пористость покровных лессовых образований // Проблемы криолитологии. М., 1982. Вып. 10. С. 61–67.
18. Муниц Н.А., Королев В.А. Закономерности формирования потенциала влаги в лессовых грунтах на орошаемых и неорошаемых территориях // Инженерная геология. 1987. № 3. С. 43–49.
19. Сейсмические характеристики лессовых пород в связи с геологическим окружением и техногенезом / Кригер Н.И. и др. М.: Наука, 1980. 104 с.
20. Федяева Е.А., Королев В.А. Влияние фазового состава на параметры термовлагопереноса песчаных грунтов // Материалы 10-й Международной конференции «Новые идеи в науках о Земле». М.: Изд-во РГГРУ, 2011. Т. 3. С. 69.
21. Федяева Е.А., Королев В.А. Влияние фазового состава песков на параметры неизотермического влагопереноса // Ломоносовские чтения, посвященные 300-летию со дня рождения М.В. Ломоносова, Москва, 15–17 ноября 2011 г. Секция «Инженерная и экологическая геология». М.: Изд-во МГУ, 2011. URL: <http://geo.web.ru/conf/>.
22. Федяева Е.А., Королев В.А. Исследование влияния фазового состава на параметры термовлагопереноса песчаных грунтов // Материалы 7-й Научно-практической конференции молодых специалистов «Инженерные изыскания в строительстве». М.: Изд-во ОАО «ПНИИИС», 2011. С. 84–87.
23. Федяева Е.А., Королев В.А. Исследование зависимости параметров термовлагопереноса от фазового состава песчаных грунтов // Материалы Всероссийской научно-практической конференции «Современные проблемы гидрогеологии, инженерной геологии и геоэкологии Урала и сопредельных территорий». Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2011. С. 41–43.
24. Grifoll J., Gastor J.M., Cohen Y. Non-isothermal soil water transport and evaporation // Advances in Water Resources. 2005. V. 28. P. 1254–1266.
25. Heat and mass transfer in the natural environment — a tribute to J.R. Philip / D. Smiles et al. (eds) // Geophysical Monograph Series. Washington, DC: American Geophysical Society Press, 2002. V. 129. P. 199–212.