

УДК 631.432:621.317.738

## ДИЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ ПОКАЗАТЕЛИ ПОЧВЫ И КАТЕГОРИИ ПОЧВЕННОЙ ВЛАГИ\*

© 2009 г. С. М. Чудинова

Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН  
142290, Пушкино, Московская обл., ул. Институтская, 2

e-mail: chudinova@itaec.ru

Поступила в редакцию 15.03.2007 г.

Емкостным методом исследована комплексная диэлектрическая проницаемость гор. А пах чернозема выщелоченного, серой лесной и дерново-подзолистой почв, а также каолина и его смесей с песком. Зависимости диэлектрических показателей (мнимая компонента  $\epsilon''$  и тангенс угла потерь  $\operatorname{tg} \delta$ ) от влажности ( $W$ ) в большей степени отражают изменение категорий воды, чем аналогичные зависимости для действительной компоненты ( $\epsilon'$ ), характеризующей способность молекул воды к релаксации. По сравнению с  $\epsilon' = f(W)$  изломы на кривых  $\operatorname{tg} \delta = f(W)$ ,  $\epsilon'' = f(W)$  более ясно выражены, для них существует больше совпадений с почвенно-гидрологическими константами: для  $\operatorname{tg} \delta = f(W)$  при  $W$  близкой к влажности устойчивого завядания (ВЗ) для всех почв, при максимальной адсорбционной влагоемкости (МАВ) и максимальной капиллярно-сорбционной влагоемкости (МКСВ) для каолина и смесей; для  $\epsilon'' = f(W)$  при МАВ, ВЗ, при максимальной молекулярной влагоемкости (ММВ) для чернозем выщелоченного и дерново-подзолистой почв. Изломы на кривой  $\epsilon' = f(W)$  наблюдались только для серой лесной почвы и песчано-глинистых смесей.

### ВВЕДЕНИЕ

Диэлектрическая проницаемость ( $\epsilon$ ) отражает способность вещества поляризоваться под влиянием внешнего электрического поля ( $E$ ), что приводит к снижению напряженности поля внутри вещества ( $D$ ) [14]:  $\epsilon = E/D$ . Поляризации вещества определяется типом молекул вещества, характером межмолекулярного взаимодействия, а также частотой приложенного электромагнитного поля  $\omega$  (Гц). Если вещество состоит из двух и более диэлектриков, то поляризация будет зависеть также от характера взаимодействия этих диэлектриков и от их соотношения в смеси. На основании диэлектрических показателей мы можем исследовать свойства вещества, которые напрямую связаны с типом молекул и характером межмолекулярных взаимодействий. Физические аспекты диэлектрических явлений подробно изложены, например, в работе Фрелиха [15], принципы и возможности изучения свойств дисперсных систем на основании их диэлектрических показателей – в работах Духина и Челидзе с соавт. [4, 16]. Подробный анализ видов поляризации, действующих во влажных почвах и грунтах, особенности их проявления на разных частотах представлен в работе Берлинера [1].

Поскольку поляризация молекул диэлектрика происходит не мгновенно, а в течение некоторого времени  $\tau$ , то в переменном электромагнитном

поле между  $E$  и  $D$  возникает сдвиг фаз ( $\delta$ ). Как следствие, измеряемая диэлектрическая проницаемость представляет собой комплексную величину:

$$\epsilon^*(\omega) = \epsilon'(\omega) + j\epsilon''(\omega), \quad (1)$$

где  $\epsilon'$  – действительная компонента комплексной диэлектрической проницаемости, которая непосредственно определяется поляризацией молекул вещества;  $\epsilon''$  – мнимая компонента. Для оценки потерь энергии часто используют величину тангенса угла потерь:  $\operatorname{tg} \delta = \epsilon''/\epsilon'$ . Мнимая компонента характеризует диэлектрические потери [14], которые складываются из потерь энергии из-за электропроводности  $\sigma/(\omega\epsilon_0)$  и трения молекул воды при релаксации  $\epsilon''_{\text{rel}}$

$$\epsilon''(\omega) = \sigma/(\omega\epsilon_0) + \epsilon''_{\text{rel}}(\omega), \quad (2)$$

где  $\sigma$  – ионная проводимость, См/м,  $\epsilon_0$  – диэлектрическая проницаемость вакуума.

Во влажных дисперсных системах, состоящих из минеральной части, воды, воздуха, в том числе и в почвах, действуют разные виды поляризации [1], влияние которых на  $\epsilon^*$  обусловлено частотным диапазоном приложенного электромагнитного поля и особенностями компонентов системы. Из всех компонентов вода обладает наибольшей диэлектрической проницаемостью (в свободном состоянии ее  $\epsilon = 78,3$  при температуре  $25^\circ\text{C}$ ) по сравнению с воздухом ( $\epsilon = 1$ ) и минеральной частью ( $\epsilon = 3-5$ ). В диапазоне средних и высоких частот (от 10–50 МГц до 1 ГГц)  $\epsilon'$  таких смесей

\* Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 03-04-49325.

определяется, главным образом, ориентационной поляризацией диполей воды. Считается, что в данном частотном диапазоне потери в виде тепла, обусловленные вращением молекул воды, минимальны [1, 30], к тому же нет надежных способов их оценки [27]. Поэтому обычно на практике рассматривают только потери, связанные с электропроводностью вещества  $\epsilon'' = \sigma/(\omega\epsilon_0)$ .

Зависимости диэлектрической проницаемости от влажности почв и грунтов, измеренные в диапазоне влажностей, как правило, являются нелинейными. Может наблюдаться как плавное изменение, так и резкое увеличение или уменьшение скорости роста диэлектрической проницаемости в так называемых “критических” точках. Данное явление связывают с изменением не только количества, но и свойств воды в образце, обусловленных взаимодействием ее с поверхностью твердой фазы [4, 16]. При низких влажностях, когда влага находится, главным образом, под действием поверхностных сил, дипольная ориентация молекул в ответ на приложенное электромагнитное поле наиболее затруднена и, как следствие,  $\epsilon$  связанной воды значительно ниже свободной. С появлением воды, на которую поверхностные силы уже не действуют, скорость увеличения  $\epsilon$  по мере добавления новых порций уже свободной воды значительно возрастает. Таким образом, можно предположить, что формы зависимостей диэлектрической проницаемости от влажности отражают степень связанности воды, обусловленной взаимодействием твердой и жидкой фаз.

Решить данный вопрос можно путем сопоставления зависимостей диэлектрических показателей от влажности и известных характеристик почвы, которые отражают взаимодействие между жидкой и твердой фазами почв, а именно потенциала почвенной влаги и категорий почвенной влаги. Анализ таких работ показывает, что подобная связь действительно существует, но наблюдаемые эффекты зависят как от состава образца, так и частоты приложенного электромагнитного поля. Дущенко и Романовский [5] обнаружили резкое увеличение  $\epsilon^*$  при влажности выше максимальной гигроскопической влаги (МГ) для увлажненных силикагелей, на частоте 1 кГц. Танзыбаев с соавт. [10] обнаружили такой же эффект для каштановых почв на частоте 10 Гц. Балдвин и Морров [21] наблюдали резкое увеличение  $\epsilon^*$  при влажности заполнения монослоя по БЭТ на алюминии. Судницын с соавт. [9] отметили резкое изменение угла наклона зависимости  $\epsilon = f(W)$  при влажности завядания на цеолитах. Романов [8] наблюдал изломы на зависимостях коэффициентов преломления (частота 1 ГГц) от влажности для кварца, каолинита и монтмориллонита при низких влажностях, которые он связал с появлением свободной воды. Плакк [6], показал, что скорость роста  $\epsilon^*$  (измеренной на

48 МГц) растет в области адсорбционной и пленочной-рыхлосвязанной влаги, а с появлением капиллярной влаги скорость роста стабилизируется. Миямото с соавт. [28] обнаружили, что изломы  $\epsilon^* = f(W)$  для образцов вулканической почвы лежат в диапазоне от  $-100$  кПа до  $-1555$  кПа. Хилхорст [26] попытался напрямую связать значения потенциала почвенной влаги и время диэлектрической релаксации воды в дисперсной системе. Основой для такого сопоставления является то, что обе характеристики могут быть выражены через свободную энергию Гиббса [15]. Однако созданное им уравнение оказалось пригодно для описания зависимости  $\epsilon' = f(W)$  от влажности только для образца вермикулита.

Ранее [17, 18] мы уже попытались сопоставить изменение скорости роста диэлектрической проницаемости при увлажнении с почвенно-гидрологическими константами и потенциалом воды в почве. В этих работах диэлектрическую проницаемость измеряли методом рефлектометрии во временной области (Time Domain Reflectometry, TDR), позволяющем измерять  $\epsilon^*$ , которая для почв и грунтов с низкими потерями из-за электропроводности близка к  $\epsilon'$  [30]. Эффективная частота измерения в этом случае колеблется от 100 до 400 МГц, что определяется свойствами образца, конструкции датчика и т.д. [34]. В ряде случаев изломы на зависимостях  $\epsilon^* = f(W)$  соответствовали некоторым почвенно-гидрологическим константам. Например, для каолина и его смесей с песком существовал хорошо выраженный излом при влажности, близкой к влажности разрыва капиллярных связей (ВРК), для каолина и почвенных образцов – при влажности, близкой к влажности предела текучести (ПТ). Для бентонита и его смесей с песком резкое увеличение  $\epsilon^*$  наблюдалось при МГ. Кроме того, для почвенных образцов обнаружен излом в диапазоне пленочной рыхлосвязанной влаги (между МГ, ВРК), который для чернозема выщелоченного и серой лесной почвы совпадал с влажностью устойчивого завядания.

Авторы всех вышеперечисленных работ при интерпретации данных исходили из представлений о том, что изломы на кривых связаны с изменением способности молекул воды в почве к поляризации, и соответственно изучали поведение  $\epsilon^* = f(W)$  или  $\epsilon' = f(W)$ . В тоже время существует ряд работ, где изучается поведение также и  $\epsilon'' = f(W)$  [22, 25, 27, 31, 33]. В этих работах изломы на кривых как  $\epsilon'' = f(W)$ , так и  $\epsilon' = f(W)$ , обсуждаются с точки зрения изменения проводящих свойств почв (формула (1)). Действительно, при изменении степени связанности воды, обусловленной влиянием твердой фазы, изменяется концентрация порового раствора, подвижность ионов и, как следствие, электропроводность образца. К сожалению, никаких сопоставлений с какими-либо

Таблица 1. Некоторые характеристики исследованных образцов

Образец	С орг, %	Содержание частиц, %		Удельная поверхность, м <sup>2</sup> /г	Класс по гранулометрии	Плотность сложения, г/см <sup>3</sup>
		<0.01 см	<0.001 см			
Чернозем выщелоченный А пах (0–18)	2.7	43.8	15.6	185.0	Средний суглинок	1.22
Дерново-подзолистая А пах (0–10)	2.0	38.0	11.0	44.6	Средний суглинок	1.27
Серая лесная А пах (0–10)	1.8	31.8	11.0	58.7	Средний суглинок	1.34
Песок	0	0	0	2.4	Песок*	1.50
Смесь к1п4	0	16.0	11.5	9.4	Легкий суглинок*	1.52
Смесь к1п1	0	40.0	31.4	13.4	Тяжелый суглинок*	1.21
Каолин	0	80.5	56.3	28.6	Глина*	1.00

\* По классификации Охотина.

характеристиками свойств почвенной влаги в этих работах не делалось.

Данная работа предпринята с целью уточнить и дополнить результаты предыдущих исследований, используя метод, позволяющий определять как действительную, так и мнимую компоненты комплексной диэлектрической проницаемости.

#### ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

В работе использовали датчик Hydra probe, позволяющий измерять как действительную ( $\epsilon'$ ), так и мнимую части ( $\epsilon''$ ) комплексной диэлектрической проницаемости емкостным методом на частоте 50 МГц. Этот датчик в последние годы начинает активно применяться в мире для измерения влажности почв и грунтов [33]. Четырехстержневая конструкция прибора аналогична конструкции датчика, используемого в методе рефлектометрии во временной области [30].

Зависимости диэлектрических показателей (действительной  $\epsilon'$  и мнимой компонент  $\epsilon''$ , а также тангенса угла потерь  $\operatorname{tg} \delta = \epsilon''/\epsilon'$ ) от влажности ( $W$ ) определены для образцов, для которых в предыдущих работах [17, 18] TDR методом получены зависимости  $\epsilon^* = f(W)$ . Исследованы насыпные образцы (отобранные из пахотных горизонтов) дерново-подзолистой (опытный стационар “Чашниково”, Московская обл.) серой лесной почв (опытная станция ИФХиБПП РАН, г. Пушкино, Московская обл.), чернозема выщелоченного (север Тульской обл.); кварцевого песка, каолина, а также смесей каолина с песком в соотношениях 1/4 (к1п4), 1/1(к1п1). Некоторые характеристики исследованных образцов приведены в табл. 1. Границы смены категорий влаги: максимальную адсорбционную влагоемкость (**МАВ**), максимальную молекулярную влагоемкость (**ММВ**), максимальную капиллярно-сорбционную влагоемкость

(**МКСВ**), капиллярную влагоемкость (**КВ**) – определяли из кривой водоудерживания согласно методике, предложенной Ворониным [3, 19]. Кроме того, традиционными методами [2] определяли максимальную гигроскопическую влагу, нижний предел пластичности (**ПП**), нижний предел текучести, влагу устойчивого завядания (**ВЗ**). Повторность определения физических и водных свойств образцов была 3–5-кратная. Влажности, соответствующие ПГК и границам категорий влаги, определенным из кривой водоудерживания, приведены в табл. 2. Поскольку величины нижнего предела пластичности и максимальной молекулярной влагоемкости были близки практически для всех образцов, а для песка и смеси к1п4 определение ПП было невозможно, то в качестве границы, при которой в образце появляется капиллярная влага, решили использовать величину ММВ для всех образцов.

Плотности почвенных образцов и песка при измерениях поддерживали постоянными: они соответствовали плотностям сложения образцов при TDR измерениях, проведенных ранее [18]. Плотность образцов каолина и его смесей поддерживали практически постоянной во всем диапазоне увлажнения в отличие от предыдущих работ [17, 18].

Методика увлажнения образцов была аналогична той, что применялась ранее в работах с TDR методом. Она заключалась в следующем. Образец тонким слоем рассыпали на поддоне, затем с помощью пульверизатора добавляли небольшое количество дистиллированной воды, тщательно перемешивали, затем снова увлажняли и т.д. Количество воды добавляли с тем расчетом, чтобы обеспечить шаг по влажности примерно 0.02 г/г. Затем образец набивали в измерительную емкость (пластмассовый цилиндрический стакан). Образец выдерживали около получаса, за-

**Таблица 2.** Влажности (г/г), соответствующие почвенно-гидрологическим константам (I), а также границам категорий почвенной влаги, определенным из кривой водоудерживания (II)

Образец	I					II			
	МГ	ВЗ	ПП	НВ	ПТ	МАВ	ММВ	МКСВ	КВ
Чернозем выщелоченный	0.107 (0.003)	0.18 (0.01)	0.264 (0.001)	0.429 (0.007)	0.419 (0.016)	0.080 (0.002)	0.254 (0.002)	0.314 (0.005)	0.361 (0.011)
Дерново-подзолистая	0.045 (0.001)	0.05 (0.01)	0.258 (0.004)	0.393 (0.007)	0.322 (0.007)	0.036 (0.002)	0.224 (0.003)	0.300 (0.001)	0.336 (0.001)
Серая лесная	0.058 (0.001)	0.105 (0.01)	0.226 (0.002)	0.373 (0.003)	0.280 (0.001)	0.045 (0.001)	0.203 (0.008)	0.257 (0.017)	0.278 (0.022)
Песок	0.004 (0.002)	0.013 (0.001)	–	–	–	0.015	0.015	0.015	–
Смесь к1п4	0.034 (0.004)	0.025 (0.01)	–	–	0.142 (0.064)	0.010	0.105 (0.005)	0.113 (0.001)	0.118 (0.002)
Смесь к1п1	0.064 (0.016)	0.12 (0.03)	0.173 (0.005)	–	0.230 (0.010)	0.016	0.184 (0.002)	0.192 (0.002)	0.201 (0.003)
Каолин	0.134 (0.002)	0.15 (0.09)	0.351 (0.002)	–	0.435 (0.020)	0.028	0.342 (0.003)	0.382 (0.004)	0.422 (0.009)

Примечание. Прочерк означает, что показатель невозможно или не имеет смысла определять; в скобках –  $\pm$  среднеквадратичное отклонение.

тем проводили измерения диэлектрических характеристик. После измерений, образец снова рассыпали, увлажняли и т.д. Когда рассыпать образец становилось невозможно, образец начинали увлажнять капиллярно, подавая воду снизу через перфорированное дно измерительной емкости. При этом количество воды приливалось с тем расчетом, чтобы обеспечить шаг по влажности примерно 0.02 г/г. Для того, чтобы снять сомнения о влиянии возможной неоднородности в распределении воды на показания при некоторых увлажнениях образец оставляли до следующего утра. Как правило, если не происходило подсыхания образца, величины измеряемых характеристик не менялись. Образец увлажняли до достижения полного капиллярного насыщения. При большей влажности (в диапазоне гравитационной влаги) измерения были невозможны из-за конструктивных особенностей Hydra probe.

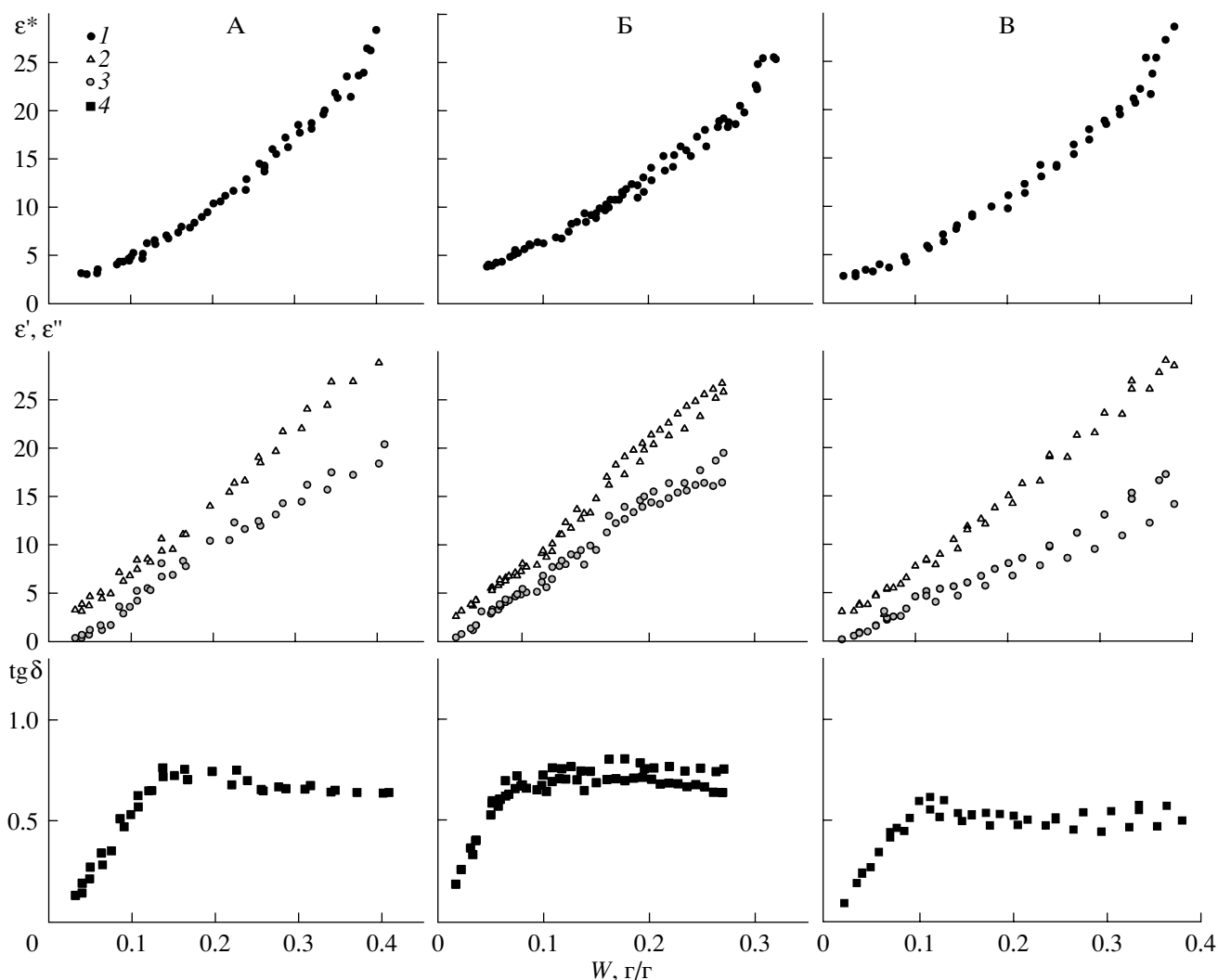
## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

На рис. 1 и 2 представлены зависимости  $\epsilon' = f(W)$  и  $\epsilon'' = f(W)$  и  $\text{tg } \delta = f(W)$ , полученные для исследованных образцов, с помощью емкостного метода, а также зависимости  $\epsilon^* = f(W)$ , полученные TDR методом. Несмотря на то, что диэлектрическая проницаемость – величина объемная, влажность на графиках дана в весовых единицах. Это не меняет характера графиков, но упрощает обсуждение результатов: сопоставление с границами категорий почвенной влаги и данными

предыдущих работ, сделанными при других плотностях.

Как видно из рис. 1 для почвенных образцов наиболее заметные изменения в скорости роста по мере увеличением влажности наблюдаются для величины  $\text{tg } \delta$  при влажностях приблизительно 0.16, 0.09, 0.11 г/г для чернозема выщелоченного, серой лесной почвы и дерново-подзолистой почвы соответственно. Резкое увеличение  $\text{tg } \delta$  происходит до области излома, после чего оно прекращается, и наблюдается даже некоторое уменьшение  $\text{tg } \delta$  с ростом  $W$ . Влажность, при которой наблюдается этот излом, для серой лесной почв и чернозема выщелоченного близка к ВЗ.

Изменение скорости роста  $\epsilon^*$ ,  $\epsilon'$  и  $\epsilon''$  на графиках в отличие от  $\text{tg } \delta$  не столь очевидно, поэтому, мы аппроксимировали участки кривых внутри различных диапазонов влаги, ограниченных ПГК, отрезками прямых. В этом случае вместо ВЗ для дерново-подзолистой почвы использовали влажность в точке излома. Предварительный анализ показал, что нет достоверных (при  $P < 0.05$ ) различий в коэффициентах прямых, аппроксимирующих участки кривых в диапазонах ММВ–МКСВ и МКСВ–КВ, поэтому мы рассматривали диапазон ММВ–КВ. Из-за незначительной разницы в величинах ММВ и МГ, последнюю также не рассматривали при расчете. Угловые коэффициенты полученных прямых приведены в табл. 3. Практически все полученные коэффициенты достоверны при уровне значимости  $P < 0.01$ . Про-



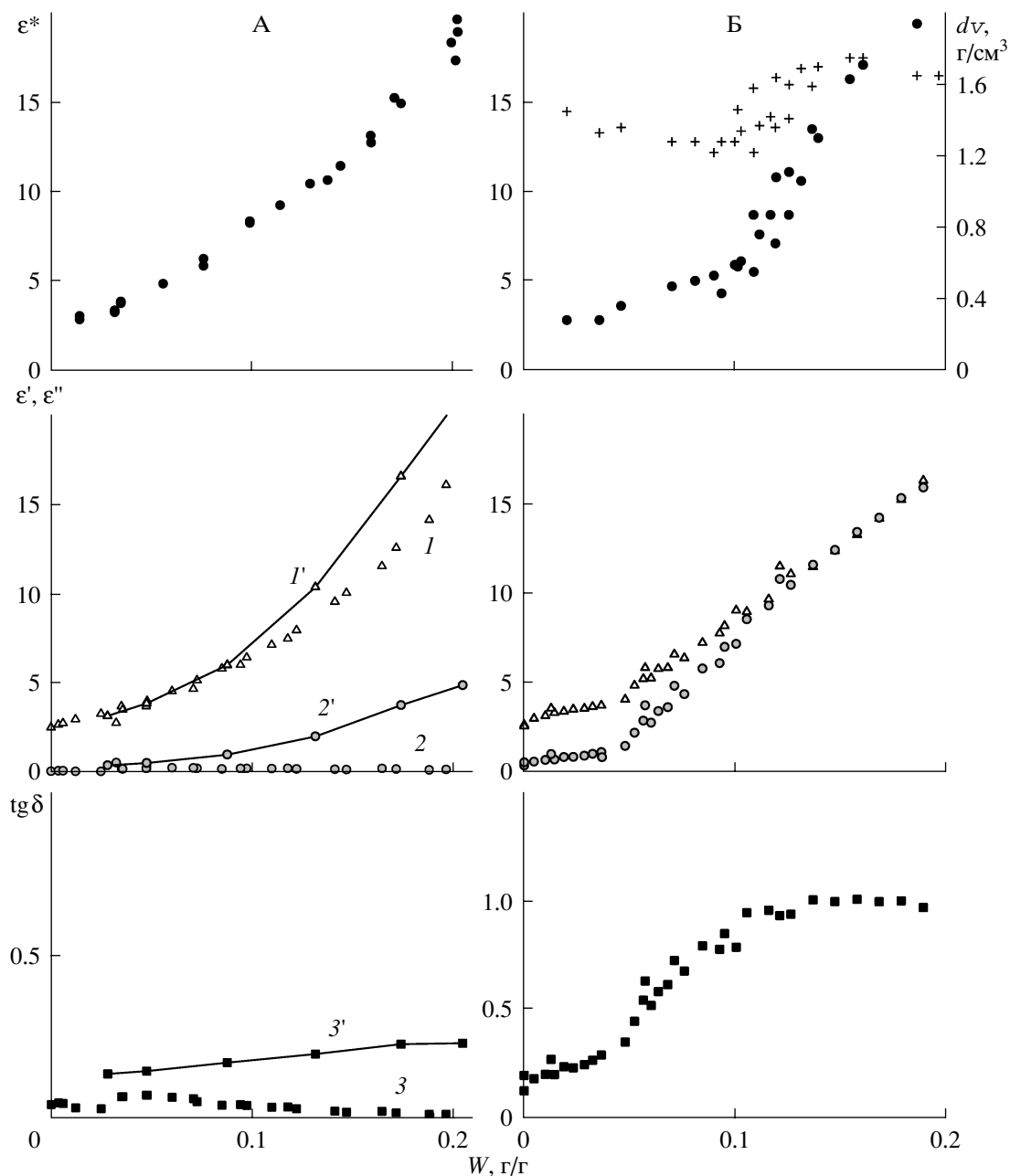
**Рис. 1.** Зависимости комплексной диэлектрической проницаемости ( $\epsilon^*$ ), измеренной TDR методом (1), действительной ( $\epsilon'$ ) (2), мнимой ( $\epsilon''$ ) (3) компонент, тангенса угла потерь ( $\text{tg } \delta$ ) (4) от влажности ( $W$  г/г) для образцов чернозема выщелоченного (А), серой лесной почвы (Б), дерново-подзолистой почвы (В).

верка по критерию Фишера показала, что разница в коэффициентах для соседних диапазонов влажности достоверна на уровне значимости  $P < 0.05$ , если она превышает наибольшее стандартное отклонение одного из сравниваемых коэффициентов.

Как видно из табл. 3, изменения в угловых коэффициентах с увеличением влажности различаются для рассматриваемых показателей. Для зависимостей  $\epsilon^* = f(W)$  наблюдается постепенный рост угловых коэффициентов с увеличением влажности и для большинства случаев различия в коэффициентах для соседних диапазонов влажности достоверны. На кривых  $\epsilon' = f(W)$ , явные изломы наблюдаются только для серой лесной почвы при ВЗ и ММВ, что подтверждается данными табл. 3. Для чернозема явных изломов нет, но угловые коэффициенты для диапазонов МАВ–ВЗ и

ВЗ–ММВ достоверно различаются. Для дерново-подзолистой почвы отсутствуют как изломы на кривой, так и достоверные различия в угловых коэффициентах. В наибольшей степени смену форм воды отражает зависимость мнимой компоненты от влажности. Очевидные изломы на кривых  $\epsilon'' = f(W)$ , для чернозема и дерново-подзолистой почвы при влажностях соответствующих МАВ, ВЗ (для чернозема) и ММВ подтверждаются достоверными различиями в угловых коэффициентах для соответствующих диапазонов влажности.

Изломы при влажностях, соответствующих МАВ и ММВ на наших кривых подтверждают предположение Сааренкетто (Saarenketo) [31] том, что наблюдаемые им изломы на зависимостях  $\epsilon' = f(W)$  и  $\epsilon'' = f(W)$ , связаны с появлением влаги на которую, кроме ионно-электростатических сил начинают действовать силы Ван-дер-Вальса, и влаги, нахо-



**Рис. 2.** Зависимости комплексной диэлектрической проницаемости ( $\epsilon^*$ ), измеренной TDR методом, действительной ( $\epsilon'$ ), мнимой ( $\epsilon''$ ) компонент, тангенса угла потерь ( $\text{tg } \delta$ ) от влажности для образцов (А) песка, (Б) смеси к1п4, (В) смеси к1п1, (Г) каолина. Условные обозначения те же, что и на рис. 1. Приведены зависимости плотности сложения (+) от влажности. Для песка кривые 1, 2, 3 получены для образцов, увлажненных дистиллированной  $\text{H}_2\text{O}$ , кривые 1', 2', 3' – для образцов, увлажненных водопроводной водой.

дящейся под действием сил поверхностного натяжения (МAB и ММВ, соответственно в российской классификации).

Следует отметить одну интересную особенность. Несмотря на то, что по своему вещественному составу образцы чернозема выщелоченного и дерново-подзолистого почвы различаются, поведение их диэлектрических показателей при измерениях емкостным методом весьма сходно и отли-

чается от поведения рассматриваемого образца серой лесной почвы. Возможные причины этого явления будут обсуждены ниже.

В отличие от почв для смесей каолина с песком и каолина (рис. 2) изломы, лежащие внутри области рыхлосвязанной влаги, хорошо выражены уже для зависимостей  $\epsilon' = f(W)$ ,  $\epsilon'' = f(W)$ . Влажности, при которых они наблюдались, приблизительно равны 0.043, 0.11 и 0.245 г/г

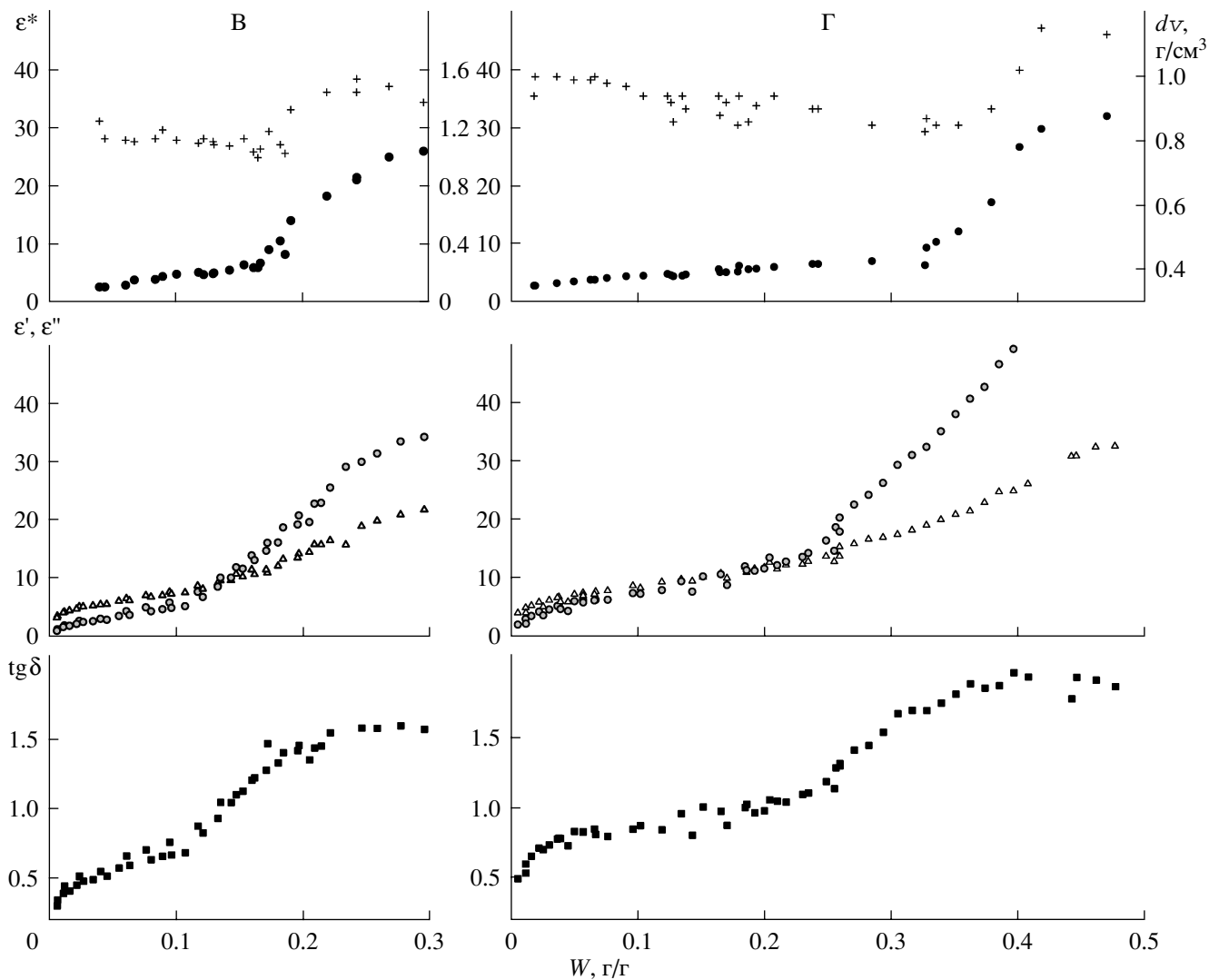


Рис. 2. Окончание.

для смесей к1п4, к1п1 и каолина соответственно. Из существующих почвенно-гидрологических констант они близки к ВЗ только для смеси к1п1. После прохождения точки излома скорость увеличения  $\epsilon''$  с ростом влажности становится выше, чем скорость роста  $\epsilon'$ , а для каолина и смеси к1п1 при дальнейшем увеличении влажности величина  $\epsilon''$  начинает превышать  $\epsilon'$ . Для  $\epsilon^*$  этот излом наблюдается при несколько более высоких влажностях (0.106, 0.165 и 0.32 г/г для смесей к1п4, к1п1 и каолина соответственно), которые практически совпадают с величинами ММВ, то есть с влажностью появления капиллярной влаги. В наибольшей степени смену категорий воды с увеличением влажности отражает график зависимости  $\text{tg} \delta = f(W)$  (рис. 2). Хорошо выражен рост  $\text{tg} \delta$  в адсорбционной области – до влажностей, приблизительно равных 0,025 и 0,03 г/г, для смеси п1к1 и каолина соответственно. Эти величины близки к величине

МАВ (табл. 2), которая соответствует максимальному количеству воды, удерживаемой адсорбционными силами. Сохраняется излом и внутри диапазона пленочной рыхлосвязанной воды. Еще один хорошо выраженный излом наблюдается в диапазоне влажностей, где происходит смена пленочного механизма удерживания влаги на капиллярный, то есть между ММВ и влажностью МКСВ. Выше МКСВ, когда в образце основными силами удерживания влаги становятся капиллярные, величина  $\text{tg} \delta$  перестает меняться с увеличением влажности. Этот результат аналогичен результату, полученному Плакком [6], поскольку  $\text{tg} \delta$  не меняется при увеличении влажности в том случае если скорости роста  $\epsilon'$  и  $\epsilon''$  становятся постоянными.

В отличие от почв, точка излома, обнаруженная внутри области рыхлосвязанной, влаги сдвинута в TDR методе в сторону больших влажно-

**Таблица 3.** Угловые коэффициенты прямых, аппроксимирующих участки зависимостей  $\epsilon^* = f(W)$ ,  $\epsilon' = f(W)$  и  $\epsilon'' = f(W)$  внутри различных диапазонов влаги

Почва	Показатель	Диапазон влаги				
		<МАВ	МАВ–ВЗ	ВЗ–ММВ	ММВ–ПТ	>ПТ
Чернозем выщелоченный	$\epsilon^*$	28.4 (3.1)	47.4 (3.2)	68.3 (8.4)	82.7 (4.3)	215.5 (15.8)
	$\epsilon'$	56.6 (6.6)	57.5 (8.4)	79.1 (8.4)	77.7 (7.8)	
	$\epsilon''$	33.4 (5.8)	64.3 (7.5)	30.1 (12.2)	44.9 (5.9)	
Серая лесная	$\epsilon^*$	36.8 (17.8)	52.8 (5.6)	69.7 (3.8)	74.8 (18.9)	186.2 (27.2)
	$\epsilon'$	84.0 (5.2)	68.0 (4.1)	116.3 (5.9)	78.4 (19.4)	
	$\epsilon''$	84.3 (4.7)	55.8 (5.2)	86.8 (4.7)	54.2 (14.3)	
Дерново-подзолистая	$\epsilon^*$	26.5 (9.9)	29.8 (4.1)	60.8 (4.1)	89.5 (7.4)	177.0 (37.9)
	$\epsilon'$	36.4 (18.8)	75.3 (10.5)	80.6 (5.6)	84.3 (8.5)	
	$\epsilon''$	36.3 (4.2)	58.7 (9.3)	33.9 (5.0)	55.3 (13)	

Примечание. В скобках  $\pm$  среднеквадратичное отклонение.

стей и практически совпадает с ВРК. Как нам представляется, наиболее вероятной причиной является влияние плотности сложения образцов. Как видно из рис 2, плотность образцов ( $dV$ , г/см<sup>3</sup>) модельных смесей менялась при измерениях TDR методом: до точки излома она уменьшалась, а после резко возрастала, тогда как при измерениях емкостным методом плотность образцов оставалась практически постоянной. Ранее [20, 23, 32] показано влияние воздушных пустот на измерения лучевыми датчиками, которое, при определенном соотношении компонентов смеси вызывает понижение измеряемой диэлектрической проницаемости. Сдвиг вследствие частотной дисперсии  $\epsilon^*$  маловероятен: на тех частотах, на которых проводились наши измерения (50 МГц – Hydra Probe и 100–400 МГц – TDR), действует только дипольная поляризация молекул воды (например [1, 11]), и как показано ранее [25, 27, 31, 35] дисперсия  $\epsilon'$  для различных почв и глин в этом частотном диапазоне ничтожна.

Наше исследование показало, что диэлектрические показатели, характеризующие потери в дисперсной системе, а именно, тангенс угла потерь и мнимая компонента, показывают большую связь с изменением категорий воды, чем показатель, связанный с дипольной релакса-

цией молекул воды – действительная компонента. Что объяснимо: на границах категорий воды будет происходить изменение концентрации порового раствора, изменение сплошности водной пленки и т.д. и, следовательно, меняться величина потерь. Как уже упоминалось выше, мнимую компоненту рассматривают во всем мире как функцию электропроводящих свойств дисперсной системы, которые определяются, прежде всего, ионной проводимостью [22, 25, 27, 31, 33]. Конечно,  $\epsilon''$  не является полным эквивалентом электропроводности, и поэтому ее поведение с увеличением влажности более сложное, чем поведение электропроводности (последняя в большинстве случаев показывает гладкий, хотя и нелинейный рост [7]). Причина, возможно, в том, что в отличие от электропроводности, мнимая компонента как диэлектрическая характеристика зависит от объемных соотношений компонентов в дисперсной системе. Причем при изменении влажности образца постоянство его плотности не гарантирует постоянство объемного соотношения компонентов дисперсной системы, поскольку будут происходить процессы агрегации, дезагрегации, следовательно, на микроуровне соотношение компонентов системы и их взаимодействие может меняться. Подтверждением этому служит



то, что зависимости между величиной потерь при диэлектрических измерениях и электропроводностью, измеренной традиционным способом, являются линейными только для растворов и никогда для почв и грунтов [27].

Полученные данные позволяют предположить, что ионная проводимость может оказывать влияние также и на действительную компоненту. Последняя начинает отслеживать изменения степени связанности воды именно в том случае, если на нее начинают оказывать влияние потери. Это подтверждается, например, поведением  $\epsilon' = f(W)$  и  $\epsilon'' = f(W)$  для серой лесной почвы. Величины  $\epsilon''$  для серой лесной почвы выше по сравнению с другими почвами во всем диапазоне влажности, что свидетельствует о более высокой электропроводности используемых образцов. При этом форма зависимости  $\epsilon' = f(W)$  серой лесной почвы в отличие от остальных почв полностью копирует форму зависимости  $\epsilon'' = f(W)$  (возможная причина повышенной электропроводности серой лесной почвы, по-видимому, в переудобренности участка пахотного поля, с которого был отобран образец). Влияние электропроводности на действительную компоненту проявляется и в изменении показателей песка. Рост величины  $\epsilon'$ , после некоторой влажности, более значителен при использовании водопроводной воды (рис. 2А, кривая 1'), и он сопровождается увеличением  $\epsilon''$  (рис. 2А, кривая 2') в отличие от измерений, проведенных на дистиллированной воде (рис. 2А, кривые 1 и 2). Возможно, нелинейность зависимостей  $\epsilon^* = f(W)$  обусловлена влиянием потерь (уравнение (1)), а не изменением доли воды с пониженной диэлектрической проницаемостью. Несмотря на то, что результаты очевидны и подтверждают данные и предположения других ученых [22, 25, 27, 31, 33], только влиянием ионной проводимости объяснить все явления не удастся. Например, непонятно почему существует нелинейность зависимостей  $\epsilon'' = f(W)$  и  $\epsilon^* = f(W)$  для песка при практически нулевой величине потерь? Все это требует дальнейшего исследования.

Отдельно остановимся на обсуждении хорошо выраженного излома внутри диапазона рыхлосвязанной почвенной влаги. Согласно Кампбеллу [22], в этом случае происходит разрыв сплошности водной пленки и, как следствие резко уменьшается ионная проводимость, а, следовательно, и тангенс угла потерь. Подобное же объяснение было предложено Келленерсом с соавт. [27]. Другие исследователи объясняют подобный излом исходя из гипотезы о бимодальности в распределении пор по размерам [16, 28]. До точки излома происходит заполнение внутриагрегатных пор, где влияние поверхностных сил на воду велико, и диэлектрическая проницаемость воды ниже по сравнению со свободной водой, что обуславливает медленный рост диэлектрической проницае-

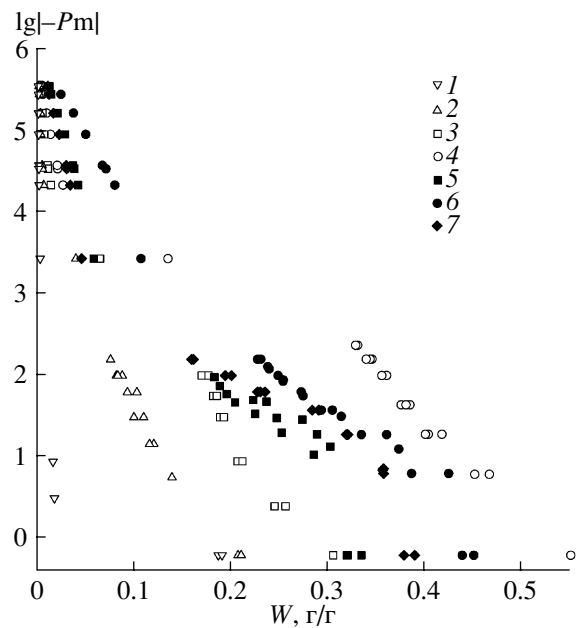


Рис. 3. Кривые водоудерживания для исследованных образцов: 1 – песка, 2 – смеси к1п4, 3 – смеси к1п1, 4 – каолина, 5 – серой лесной почвы, 6 – чернозема выщелоченного, 7 – дерново-подзолистой почвы. –  $Pm$ , кПа – матричное давление почвенной влаги.

мости. При более высоких влажностях происходит заполнение межагрегатных пор водой, на которую поверхностные силы уже не действуют, и диэлектрическая проницаемость образца начинает резко возрастать. Миямото с соавт. [28] для образцов вулканической почвы получили, что область перехода лежит в диапазоне от  $-100$  кПа до  $-1555$  кПа, что в российской классификации соответствует диапазону рыхлосвязанной пленочной влаги [3, 19]. Для образцов исследованных нами почв и смесей, все наблюдаемые точки излома также попадают в этот диапазон: от  $-158$  кПа до  $-1500$  кПа (рис. 3). К сожалению, мы не можем оценить распределение пор по радиусам, исходя из полученных нами ОГХ, из-за отсутствия экспериментальных точек в средней ее части. С другой стороны, согласно обзору, сделанному Фиссом [24], распределение пор по радиусам для смесей глины и песка (проведенное методом ртутной порометрии) всегда является бимодальным. Очевидно, что в обоих гипотезах речь идет об одном и том же процессе. Противоречие лишь в причине изменения диэлектрических показателей. Наши данные подтверждают гипотезу о влиянии ионной проводимости.

Остается нерешенным вопрос о соответствии этой границы какой-либо из границ категорий воды. В ряде случаев точка излома совпадает с ВЗ. Однако характеристика, определяемая биологическим методом, по-видимому, не может адекватно отражать состояние воды в дисперсной системе, а

тем более электрические свойства системы, о чем свидетельствует несовпадение наблюдаемой точки излома с ВЗ для других образцов.

По-видимому, существующие представления о взаимодействии твердой и жидкой фаз почвы не способны объяснить столь резкое изменение диэлектрических свойств системы в этом диапазоне. Это происходит, возможно, потому, что при рассмотрении взаимодействия твердое тело–почвенный раствор не учитывается роль органо-минерального геля, структура которого меняется при увлажнении [12, 13]. Подтверждением этому служат данные, полученные Федотовым с соавт. [13]. Авторы обнаружили резкое увеличение интенсивности рассеивания нейтронов в диапазоне влажностей 7–10 и 17% для образцов, отобранных из гумусово-аккумулятивных горизонтов дерново-подзолистой почвы и чернозема выщелоченного соответственно. Несмотря на то, что эти образцы по своим свойствам несколько отличаются от используемых в нашей работе, эти величины совпадают с влажностями, при которых наблюдаются изломы в области рыхлосвязанной влаги (рис. 1). Согласно авторам этой работы, рост интенсивности рассеивания нейтронов происходит при увеличении количества коллоидных частиц. Кроме того, Федотов с соавт. [12] показали, что набухание органо-минерального геля (которое происходит, например, при увлажнении почвы) приводит к переходу почвенного раствора из свободного в структурированное, что уменьшает подвижность ионов, а значит и электропроводность системы. Увеличение доли коллоидной фракции в точке излома может означать, увеличение доли почвенного раствора, связанного гелем, а значит и уменьшение подвижности ионов. Не в этом ли причина уменьшения скорости роста мнимой компоненты для дерново-подзолистой почвы и чернозема выщелоченного после прохождения рассматриваемого “проблемного” излома? Значительное различие в диэлектрическом поведении почвенных образцов и модельных смесей тоже можно объяснить различиями в составе коллоидного геля и его поведения по отношению к поровому раствору при увлажнении. Все это является только предположениями и требует дальнейшего детального исследования.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Наложив на графики зависимостей диэлектрических показателей от влажности границы категорий почвенной влаги, нам удалось подтвердить предположения ряда ученых о том, что изломы на этих зависимостях связаны со сменой доминирующего механизма удерживания воды. Причем, величины, характеризующие потери в системе из-за ионной проводимости (мнимая компонента и тангенс угла потерь), в большей степени связа-

ны с изменением свойств воды в дисперсной системе, чем действительная компонента, характеризующая способность молекул воды к релаксации. Это позволяет определять на основе диэлектрических измерений не только количество, но и форму воды в почве. Но все это требует более масштабных исследований на ненарушенных образцах с использованием неинвазивных методов. На основе полученных результатов можно говорить только о перспективности исследований в этом направлении. Данное исследование также показало, что объяснить все наблюдавшиеся эффекты на основе только существующих представлений о взаимодействии твердой и жидкой фаз невозможно. В ряде случаев возможно влияние изменения структуры органо-минерального геля, что требует своего дальнейшего исследования.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Берлинер М.А. Измерения влажности. М.: Энергия, 1973. 400 с.
2. Вадюнина А.Ф., Корчагина З.А. Методы исследования физических свойств почвы. М.: Агропромиздат, 1986. 416 с.
3. Воронин А.Д. Основы физики почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1986. 244 с.
4. Духин С.С., Шилов В.Н. Диэлектрические явления и ДЭС в дисперсных системах и полиэлектролитах. Киев: Наукова думка, 1972. 270 с.
5. Дущенко В.И., Романовский И.А. Об электрофизических свойствах увлажненных силикагелей // Журн. физ. химии. 1970. Т. XLIV. № 6. С. 1479–1484.
6. Плакк Т.П. О связи между доступностью влаги растениям и диэлектрической проницаемостью почвы // Почвоведение. 1989. № 8. С. 40–46.
7. Поздняков А.И., Хан К.Ю. Использование методов постоянных электрических полей в почвенных исследованиях // Почвоведение. 1979. № 7. С. 69–80.
8. Романов А.Н. Диэлектрические и радиоизлучательные свойства засоленных почв в микроволновом диапазоне. Барнаул: Изд-во Алтайского ун-та, 2002. 117 с.
9. Судницын И.И., Егоров Ю.В., Галицкий В.И. Измерение влажности почв диэлькометрическим методом // Физические и химические методы исследования почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1994. С. 32–41.
10. Танзыбаев М.Г., Перфильева В.Д., Нестеров В.М. Зависимость электрофизических параметров некоторых почв от влажности и температуры в диапазоне частот 20 Гц–10 Гц // Вопросы почвоведения Сибири. Томск: Изд-во ТГУ, 1979. С. 59–67.
11. Ткаченко Ю.Г., Вадюнина А.Ф., Воронин А.Д. Особенности электрических свойств почв в области прочносвязанной влаги // Почвоведение. 1982. № 10. С. 42–51.
12. Федотов Г.Н., Третьяков Ю.Д., Поздняков А.И., Жуков Д.В., Пахомов Е.И. Роль органо-минераль-

- ного геля в формировании электрических полей в почвах // Докл. АН. 2003. Т. 393. № 4. С. 497–500.
13. Федотов Г.Н., Пахомов Е.И., Поздняков А.И., Куклин А.И., Исламов А.Х., Путляев В.И. Структура и свойства почвенного органико-минерального геля // Почвоведение. 2007. № 9. С. 1071–1077.
  14. Физическая энциклопедия. М.: Сов. энциклопедия, 1988. Т. 1. 704 с.
  15. Фрелих Г. Теория диэлектриков. Диэлектрическая проницаемость и диэлектрические потери. М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1960. 251 с.
  16. Челидзе Г.Л., Деревянко А.И., Куриленко О.Д. Электрическая спектроскопия гетерогенных систем. Киев: Наукова думка, 1977. 222 с.
  17. Чудинова С.М., Понизовский А.А. Влияние гранулометрического состава на характер калибровочной зависимости при измерении влажности почв методом TDR // Почвоведение. 1998. № 1. С. 21–28.
  18. Чудинова С.М. Исследование зависимости между водными свойствами и диэлектрической проницаемостью почв с использованием метода рефлектометрии во временной области. Автореф. дис. ... к.б.н. М., 1999. 24 с.
  19. Шейн Е.В. Курс физики почв. М.: Изд-во Моск. унта, 2005. 432 с.
  20. Annan A.P. Time-domain reflectometry-air-gap problem for parallel wire transmission lines // Geol. Surv. Can. 1977. Paper 77-1B. P. 59–62.
  21. Baldwin M.G. and Morrow J.C. Dielectric behavior of water adsorbed on alumina // J. Chem. Phys. 1962. V. 36. № 6. P. 1591–1593.
  22. Campbell J.E. Dielectric properties and influence of conductivity in soils at one to fifty megahertz // Soil Sci. Soc. Am. J. 1990. V. 54. P. 332–341.
  23. Ferre P.A., Rudolph D.L. and Kachanoski R.G. Spatial averaging of water content by time domain reflectometry: implication for twin rod probes with and without dielectric coating // Water Resour. Res. 1996. V. 32. P. 271–279.
  24. Fiès J.C. Analysis of soil textural porosity relative to skeleton particle size, using mercury porosimetry // Soil Sci. Soc. Am. J. 1992. V. 56. P. 1062–1067.
  25. Heimoavaara T.J. Frequency domain analysis of time domain reflectometry waveforms. 1. Measurement of the complex dielectric permittivity of soils // Water Resour. Res. 1994. V. 30. № 2. P. 189–199.
  26. Hilhorst M.A. Dielectric characterization of soil. Doctoral thesis. Wageningen Agricultural University, 1998. 141 p.
  27. Kelleners T.J., Robinson D.A., Shouse P.J., Ayars J.E., Skaggs T.H. Frequency Dependence of the Complex permittivity and its Impact on Dielectric Sensor Calibration in Soils // Soil Sci. Soc. Am. J. 2005. V. 69. P. 67–76.
  28. Miyamoto T., Annaka T., Chikushi J. Soil Aggregate Structure Effects on Dielectric permittivity of an Andisol measured by Time Domain Reflectometry // Vadose Zone J. 2003. V. 2. P. 90–97.
  29. Peplinski N.R., Ulaby F.T., Dobson M.C. Dielectric properties of soils in the 0.3-1.3GHz range // IEEE. Transaction on Geoscience and Remote sensing. 1995. V. 33. P. 803–807.
  30. Robinson D.A., Jones S.B., Wraith J.M., Or D. and Friedman S.P. A review of advances in dielectric and electrical conductivity measurement in soil using time domain reflectometry // Vadose Zone J. 2003. V. 2. P. 444–475.
  31. Saarenketo T. Electrical properties of water in clay and silty soils // Applied Geophysics. 1998. V. 40. P. 73–88.
  32. Sakaki T., Sugihara K., Adachi T., Nishid K., and Lin. W. Application of time domain reflectometry to determination of volumetric water content in rock // Water Resour. Res. 1998. V. 34. P. 2623–2631.
  33. Seyfried M.S., Murdock M.D. Measurement of soil water content with a 50 MHz soil dielectric sensor // Soil Sci. Soc. Am. J. 2004. V. 68. P. 394–403.
  34. Topp G.C., Zegelin, and White I. Impact of real and imaginary components of relative permittivity on time domain reflectometry measurements in soils // Soil Sci. Soc. Am. J. 2000. V. 64. P. 1244–1252.
  35. Wensink W.A. Dielectric properties of wet soils in the frequency range 1-3000 MHz // Geophysical Prospecting. 1993. V. 41. P. 671–696.