

УДК 641.4

СТАТИСТИЧЕСКИЕ ПОКАЗАТЕЛИ ЧАШЕ- И ДИАПИРОПОДОБНЫХ МОРФОСТРУКТУР ВЕРТИСОЛЕЙ ВОРОНЦОВСКОЙ ПАДИ

**© 2015 г. Н. Б. Хитров¹, В. П. Власенко²,
Л. В. Роговнева¹**

*¹Почвенный институт им. В.В. Докучаева,
119017, Москва, Пыжевский пер., 7, стр. 2
e-mail: khitrovnb@gmail.com*

*²Кубанский государственный аграрный университет,
350044, Краснодар, ул. Калинина, 13
e-mail: kirsanovi@mail.ru*

Для вертисолей, развитых в днище обширного замкнутого понижения (пади) на Ейском полуострове, описано строение почвенного профиля чередующихся чашеподобных морфоструктур с повышенной мощностью темно-серых гумусовых горизонтов и диапироподобных морфоструктур – поднимающегося снизу вверх оливково-бурого материала нижних горизонтов. Представлены гистограммы статистических распределений и непараметрические статистические показатели морфометрических характеристик указанных морфоструктур. Выполнена оценка статистической связи между морфометрическими показателями. На основе результатов статистического анализа обсуждается генезис образования подобных морфоструктур в вертисолях.

Ключевые слова: темные слитые почвы, агрослитые темные квазиглеевые почвы, эмпирические статистические распределения, непараметрические статистические показатели.

ВВЕДЕНИЕ

Для типа темных слитых почв по классификации почв России (2004, 2008), или вертисолей (Vertisols) по WRB (2014) и Soil Taxonomy (1999), или Vertosols по австралийской классификации (Isbell, 2008) характерно развитие процессов набухания и усадки в циклах увлажнения и высыхания почвы и сдвиговых деформаций почвенной массы (Blokhuis, 1982; Wilding, 1985; Jutzi et al., 1988;

Wilding, Tassier, 1988; Ahmad, Mermut, 1996; Coulombe et al., 1996; Eswaran et al., 1999; Хитров, 2003). В ситуациях развития очень сильных боковых сдвиговых деформаций в почве происходит искривление дневной поверхности почвы с образованием специфического микрорельефа, который получил название гильгай (gilgai) (Hallsworth et al., 1955; Paton, 1974). Этот микрорельеф представляет собой регулярное чередование выпуклых и вогнутых элементов с вертикальной амплитудой 10–60 см (в редких случаях до 3 м) и длиной волны обычно от 3–5 до 10–40 м (Hallsworth et al., 1955; Paton, 1974; Wilding, Puentes, 1988; Ahmad, Mermut, 1996; Coulombe et al., 1996; Eswaran et al., 1999). Наличие микрорельефа предопределяет перераспределение поступающих атмосферных осадков и жидком и твердом виде, дифференцированное увлажнение выпуклых, вогнутых и промежуточных между ними позиций микрорельефа, а также формирование почвенного комплекса с циклически изменяющимися почвенными горизонтами (Hallsworth et al., 1955; Paton, 1974; Wilding, Puentes, 1988; Wilding et al., 1990; Mermut et al., 1996; Coulombe et al., 1996; Eswaran et al., 1999; Хитров и др., 1994; Хитров, 2003). Внешнее сходство изменения таких почвенных горизонтов в горизонтальном направлении с диапировыми складками, возникающими за счет выдавливания в стороны материала пластически деформируемых соленосных и глинистых пород под давлением толщи вышележащих осадочных пород (Белоусов, 1986; Хаин, Ломизе, 2005), способствовало появлению в почвенной литературе термина диапир (diapir) для обозначения восходящих снизу вверх языков внедрения материала нижних глинистых горизонтов в верхние иногда до их выхода на дневную поверхность (Atchinson, 1953; Paton, 1974; Gustavson, 1975; Wilding, 1985; Wilding, Tassier, 1988; Coulombe et al., 1996). Для таких структур также используют термины mukcara (Paton, 1974), что в переводе с языка аборигенов Австралии означает палец, и chimney (печная труба) (Hallsworth et al., 1955; Wilding, 1985). В других работах обратили внимание на форму темноокрашенных поверхностных горизонтов в виде чаши (bowl), мощность которых существенно возрастает под микропонижениями (Wilding, 1985; Wilding, Tassier, 1988; Wilding et al., 1990).

Микрорельеф гильгай встречается во многих регионах мира, где распространены вертисоли, но не является их обязательным

признаком (Blokhuys, 1982; Murthy et al., 1982; Wilding, Puentes, 1988; Coulombe et al., 1996; Eswaran et al., 1999). В Европе встречаются варианты погребенного микрорельефа гильгай (Kabala, Plonka, 2013; Ортега и др., 2014). В России микрорельеф гильгай отмечали в Волго-Ахтубинской пойме (Козловский, Корнблум, 1972), в некоторых лиманах Прикаспийской низменности (Турсина, 1973; Хитров, Роговнева, 2014), в Янкульской котловине (Ковда и др., 1992; Хитров и др., 1994; Florinsky, Arlashina, 1998; Kovda et al., 2006), в лимане на Маныч-Сальском междуречье (Корнблум и др., 1972), в центрально-черноземных областях (Хитров, 2012; Хитров и др., 2013).

Большая часть вертисолей с микрорельефом гильгай используется под пастбища и сенокосы. Иногда такие территории распахивают, выравнивая поверхность, но после перевода участка в залежь микрорельеф восстанавливается через 2–5 лет (Hallsworth et al., 1955; Paton, 1974; Coulombe et al., 1996; Maxwell, 2013). Это свидетельствует о высокой скорости образования гильгай, с одной стороны, и современной активности процессов, поддерживающих и воспроизводящих этот микрорельеф в настоящее время, с другой.

Настоящая статья посвящена статистическим параметрам чаше- и диапироподобных морфоструктур вертисолей, ареал которых был недавно обнаружен в Краснодарском крае (Хитров и др., 2015).

ОБЪЕКТЫ

Исследования проводили на ключевом участке “Воронцовка” в одном из больших плоских понижений (падей), широко распространенных в северо-западной части Кубано-Приазовской низменности, особенно на Ейском полуострове. Ключевой участок представляет собой катену длиной около 1800 м вдоль берегового обрыва Азовского моря, который пересекает северную часть обширной пади возле пос. Воронцовка, расположенного в 20 км на юго-запад от г. Ейск. Катена захватывает восточный борт пади, на котором расположен поселок (координаты начальной точки F: 46.654028° N, 38.071278° E), днище пади в его северной части, занятое пашней, и грядовый комплекс западного крыла пади, также занятый пашней (координаты конечной точки G: 46.643889° N, 38.052139° E). Почвообразующими породами являются лёссовид-

ные глины. Выполнено морфологическое описание 140 почвенных профилей, представленных обнажением берегового обрыва в интервале абсолютных высот от 4 до 6–7 м. Распределение почв вдоль катены характеризует рис. 1.

Восточный борт пади в пределах поселка является очень пологим склоном с уклоном 0.005° . Верхняя его часть в пределах катены с абсолютной высотой 5–6.5 м представлена черноземом

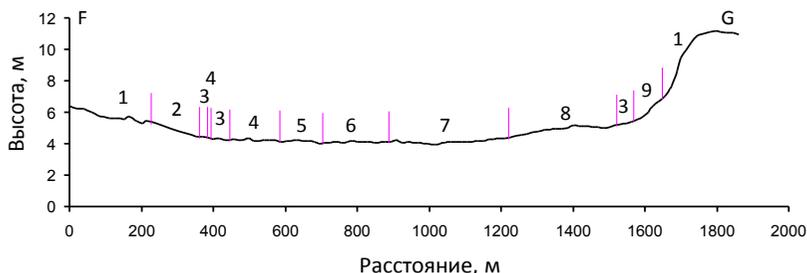


Рис. 1. Распределение почв вдоль катены FG, пересекающей северную часть пади возле пос. Воронцовка. *Почвы по ПК* (все глинистые на лёссовидных глинах): 1 – чернозем сегрегационный глубококвазиглееватый среднемощный; 2 – чернозем сегрегационный глубококвасиглееватый мощный; 3 – чернозем сегрегационный слитизированный глубококвасиглееватый мощный; 4 – чернозем глинисто-иллювиальный слитизированный глубококвасиглееватый мощный; 5 – агрогумусово-квасиглеевая слитизированная остаточно-сегрегационная среднемощная; 6 – агрослитая темная квазиглеевая остаточно-сегрегационная среднемощная; 7 – комплекс агрослитых темных квазиглеевых сверхмощных (чашеподобные морфоструктуры) и агрослитых темных квазиглеевых сегрегационных мало-мощных (диапироподобные морфоструктуры); 8 – агрослитая темная квазиглеевая сегрегационная среднемощная; 9 – агрочернозем глинисто-иллювиальный глубококвасиглееватый мощный. *Почвы по WRB-2014*: 1 – Haplic Chernozem (Clayic, Pachic); 2 – Bathyvertic Bathystagnic Chernozem (Clayic, Pachic); 3 – Vertic Bathystagnic Chernozem (Clayic, Pachic); 4 – Luvic Vertic Bathystagnic Chernozem (Clayic, Pachic); 5 – Vertic Stagnic Phaeozem (Clayic, Pachic); 6 – Pellic Vertisol (Aric, Mollic, Hypereutric, Humic, Stagnic); 7 – комплекс Pellic Vertisol (Aric, Mollic, Hypereutric, Humic, Stagnic) (чашеподобные морфоструктуры) и Haplic Vertisol (Aric, Calcaric, Hypereutric, Stagnic) (диапироподобные морфоструктуры); 8 – Pellic Vertisol (Aric, Mollic, Hypereutric, Humic, Stagnic); 9 – Luvic Bathyvertic Chernozem (Clayic, Aric, Pachic).

сегрегационным глубококвазиглееватым среднemosным глинистым (Haplic Chernozem (Clayic, Pachic)) с характерным профилем AU–BCAnc–BCca,q.

Ниже по склону в сторону днища пади при высоте дневной поверхности 4.5–5 м залегает чернозем сегрегационный глубококвазиглееватый глубокослитизированный (Bathyvertic Bathystagnic Chernozem (Clayic, Pachic) с профилем AU–BCAnc–BCca,q,v, и еще ниже по склону (высота 4.2–4.5 м) чернозем сегрегационный слитизированный (Vertic Bathystagnic Chernozem (Clayic, Pachic)), который сменяется черноземом глинисто-иллювиальным слитизированным (Luvic Vertic Bathystagnic Chernozem (Clayic, Pachic)) с профилем AU–AUb–AUb,v–BIv,q–BCAnc,v,q–BCca,nc,v,q.

В днище пади, в той его части, которая непосредственно примыкает к восточному борту пади, сформировалась агрогумусово-квазиглеевая слитизированная остаточнo-сегрегационная глинистая почва (Vertic Stagnic Phaeozem (Clayic, Pachic)) с профилем AU–AUb–AUb,v–Qv,(ca,nc)–Q/V(ca,nc)–QCv,(ca,nc),cs–Cq,v,(ca,nc),g. Остальная часть днища пади с высотами от 3.9 до 4.2 м, а также приподнятая ступень (высоты 4.2–5.1 м) перед грядовым комплексом заняты типом агрослитых темных квазиглеевых почв по классификации почв России (PK, 2004, 2008) или Реферативной почвенной группой Vertisols по международной классификации почв (WRB, 2007). В интервале расстояний вдоль катены от 880 до 1220 м вертисоли представлены чередующимися чашеподобными морфоструктурами темноокрашенного поверхностного горизонта и диапироподобными морфоструктурами поднимающегося вверх нижнего оливково-бурого горизонта с карбонатными сегрегациями. Можно предполагать, что в естественном состоянии на этой территории был микрорельеф гильгай, который в настоящий момент выровнен в результате постоянного использования участка под пашню в течение более полувека.

В восточной части грядового комплекса, которую захватывает катена, наблюдается обратная последовательность смены почв по мере увеличения высоты местности. В нижней части склона после днища распространены агрочерноземы глинисто-иллювиальные слитизированные и глубокослитизированные глубококвазиглееватые (Luvic Vertic and Bathyvertic Chernozem

(Clayic, Argic, Pachic)). Более высокая часть гряды (выше 7 м) представлена агрочерноземом сегрегационным глинистым.

Предметом обсуждения настоящей статьи являются статистические показатели чередующихся чаше- и диапироподобных морфоструктур вертисолей, распространенных в днище пади, перерезанном береговым обрывом Азовского моря на отрезке катены от 880 м (координаты: 46.648889° N, 38.062444° E) до 1220 м (координаты: 46.647028° N, 38.059306° E).

МЕТОДЫ

Береговой обрыв Азовского моря, возникший в результате абразии, оказался естественной моделью вертикального сечения почвенного покрова, простирающегося в горизонтальном направлении на большое расстояние. Это позволило произвести измерение ряда морфометрических характеристик вертисолей, имеющих чаше- и диапироподобные морфоструктуры, и получить выборку, достаточную для статистической обработки.

Измеряли следующие морфометрические характеристики:

λ – длину волны – расстояние между серединами двух соседних диапироподобных морфоструктур, м;

Wb – ширину чашеподобной морфоструктуры по верхней наиболее широкой части темно-серого горизонта, м;

T_{max} – максимальную мощность темно-серого (гумусового) горизонта в центральной части чашеподобной морфоструктуры, см;

T_{min} – минимальную мощность темноокрашенного горизонта (PU+AU+AUb) в области смыкания двух соседних чашеподобных морфоструктур, расположенной над диапироподобной морфоструктурой, см;

$D_{верх}$ и $D_{низ}$ – глубины верхней и нижней границы слоя с крупными поверхностями скольжения, располагающимися приблизительно симбатно цветовой границы между темно-серыми (гор. AUb или AU) и оливково-бурыми (гор. Q/V) горизонтами; измерение в центральной части чашеподобной морфоструктуры, см;

AD – мощность слоя с крупными поверхностями скольжения в центральной части чашеподобной морфоструктуры, см.

Измерения глубин или мощностей горизонтов выполняли с помощью геодезической рейки, имеющей цену деления 1 см и телескопически выдвигаемой до 5 м. Горизонтальные расстояния

измеряли геодезическими стальными мерными лентами, имеющими цену наименьшего деления 1 мм.

Для более подробного описания морфологических свойств вертисолей с чаше- и диапироподобными морфоструктурами выполняли измерения глубины верхней и нижней границ основных горизонтов и подгоризонтов почв вдоль стенки обрыва на расстоянии 21.5 м с шагом 25 см от центра одной диапироподобной морфоструктуры до центра третьей по счету чашеподобной морфоструктуры.

По бровке берегового обрыва вдоль катены проложили нивелирный ход с шагом 15–25 м.

Морфологическое описание почвенных профилей выполняли с использованием “Базовых шкал ...” (1982) и международного руководства (2006) и дополняли фотографическим документированием морфологических элементов и профиля в целом. Особое внимание обращали на морфологические признаки вертигенеза, включающие морфометрическую характеристику поверхностей скольжения (сликенсаидов), наличие клиновидной структуры, имеющей субгоризонтальное положение длинной оси, глубину проникновения трещин с засыпавшимся в них материалом верхних горизонтов, а также комплекс почвенных признаков других почвенных процессов (солонцового процесса, оглеения, квазиоглеения, зоотурбации, аккумуляции карбонатов, передвижения ила и др.).

Название почвы для каждого профиля дано в полевых условиях с последующим лабораторным уточнением в соответствии с классификациями почв СССР (**К-1977**) (1977), России и WRB на основе конкретного проявления имеющихся в классифицируемом объекте диагностических признаков, используемых в соответствующей классификации. Названия почв по WRB, представленные в статье, отредактированы в соответствии с третьей редакцией WRB-2014, утвержденной на 20-м Мировом конгрессе по почвоведению, проходившем в июне 2014 г. в Корею.

Для всех точек опробования определены географические координаты с помощью приемника GPS. Гранулометрический состав определяли пирофосфатным методом. Статистическая обработка данных выполнена в программе Excel.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Строение почвенного профиля комплекса вертисолой с чаше- и диапироподобными морфоструктурами представлено на рис. 2. Первым от поверхности, выровненной вспашкой, является агротемногумусовый (пахотный) гор. PU. Его мощность обычно составляет 27–30 см, уменьшаясь до 18–20 см над некоторыми (не всеми) диапироподобными морфоструктурами. В пределах чашеподобных структур он всегда лишен дисперсных карбонатов (отсутствие вскипания от HCl) и подразделяется на три подгоризонта 0–10(12), 10(12)–22 и 22–30 см в соответствии с принятой разноточной обработкой почвы в кормовом зернопропашном севообороте. Над диапироподобной морфоструктурой гор. PU часто наблюдается вскипание от HCl на глубине от 10 до 30 см. В редких случаях карбонаты можно обнаружить с поверхности почвы.

Глубже почвенный профиль сильно изменяется в горизонтальном направлении, включая волнообразное изменение мощности и границ одних горизонтов и циклическое чередование других.

Темно-серые гумусовые горизонты (PU+AU+AUB+AV) образуют широкие чашеподобные морфоструктуры. Для них характерна максимальная мощность в центре. При движении в стороны от центра мощность темно-серых горизонтов уменьшается сначала медленно, затем все быстрее и быстрее. Для получения регрессионного уравнения экспериментальные данные об изменении мощности темно-серых горизонтов вдоль катены преобразовывали, нормируя расстояние вдоль катены для каждой чашеподобной морфоструктуры от ее центра. В результате для участка, представленного на рис. 3 и включающего две с половиной чашеподобные морфоструктуры, получили следующую регрессию в виде полинома второй степени:

$$y = 2.696 - 0.0053x + 0.0539x^2 \quad (n = 65; f_1 = 1; f_2 = 63; R^2 = 0.915; F = 338),$$

где x – расстояние от центра чашеподобной морфоструктуры, м; y – высота нижней границы темно-серого горизонта, м; n – объем выборки; f_1, f_2 – числа степеней свободы; R^2 – коэффициент детерминации; F – критерий Фишера. Все коэффициенты регрессии значимы при уровне значимости 0.05. Регрессия в целом также значима с высоким коэффициентом детерминации. Это означает, что в сечении вертикальной плоскостью изменение мощности

темно-серого горизонта подчиняется параболической кривой, а сама чашеподобная морфоструктура имеет объемный вид, близкий к параболоиду вращения. Обратим внимание, что термин “конус вращения” (cone of revolution), использованный в работах Wilding, 1985; Wilding, Tassier, 1988), неудачный, поскольку конус предполагает острую вершину, которая не характерна для чашеподобных морфоструктур.

В пределах чашеподобных морфоструктур почвенный профиль имеет строение: PU–AUq–AUq,v–AUq,v''–AVq–Q/Vca,nc–QCv,ca,nc,cs–2QCv,ca,nc. Ниже пахотного горизонта залегает темногумусовый гор. AUq с отчетливыми мелкими (0.5–1 мм) бурями железистыми конкрециями (признак q – квазиглееватый). Начиная с глубины 50–70 см, в нем (гор. AUq,v) появляются сликенсайды, имеющие линейные размеры от 4 до 10–20 см и разную азимутальную ориентацию наклона. На глубине 70–100 см возрастает частота встречаемости сликенсайдов, появляется клиновидная структура, затем увеличиваются размеры наиболее крупных поверхностей скольжения до 50–100 см и, возможно, более, если судить о структурах, обнаженных береговым обрывом. В результате

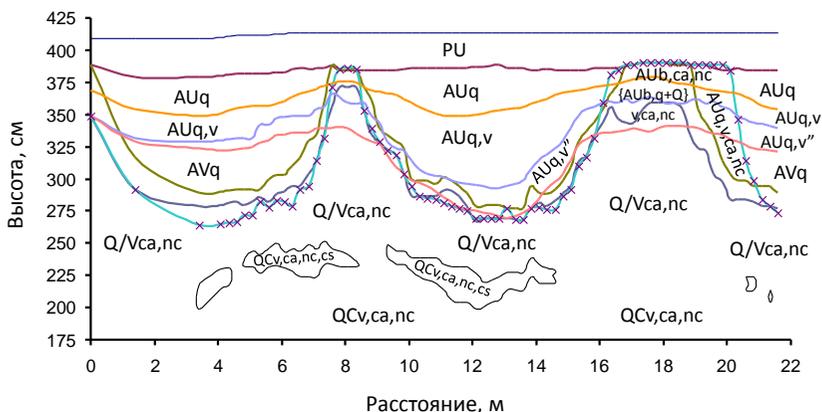


Рис. 2. Морфологическое строение вертисолей с чашеподобными (расстояние 0–7.5, 9–16, 20.5–22 м) и диапироподобными (расстояние 7.5–9 и 16–19 м) морфоструктурами. Индексация почвенных горизонтов по Полевому определителю почв России (2008) и Герасимовой с соавт. (2013). Крестиками обозначена линия сплошного вскипания от HCl.

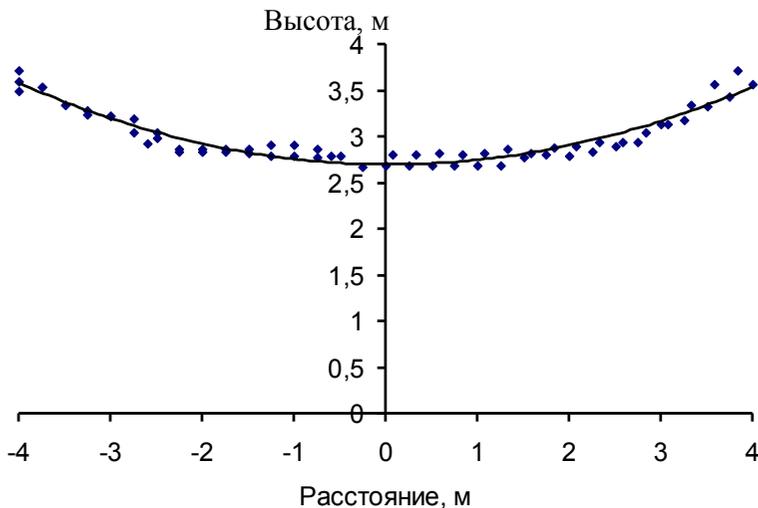


Рис. 3. Экспериментальные точки и аппроксимирующая линия регрессии, отражающие изменение высоты нижней границы темно-серого горизонта в зависимости от расстояния точки от центра чашеподобной морфоструктуры вертисолей.

нижняя часть темно-серого слоя, как правило, представлена темнослитым (вертикальным) гор. AVq с признаками квазиоглеения. По цвету он часто оказывается чернее, чем вышележащий гор. AUq. По шкале Манселла гор. AVq имеет 2.5Y 2.5/1 или даже Gley1 2.5/N, тогда как в гор. AVq и PU окраска обычно 2.5Y 3/1 или 2.5Y 2.5/1. Такая инверсия цвета, по-видимому, связана с разной длительностью восстановительных и окислительных условий. В верхних горизонтах чаще происходит смена окислительно-восстановительных условий, что сопровождается образованием большого количества мелких бурых железистых конкреций, которые хорошо заметны на срезе ножом или лопатой, придавая горизонту побурение окраски. Могут быть и другие причины, которые требуют специальных исследований.

В самом низу гор. AVq становится светлее (2.5Y 4/1), образуя переходную область шириной 10–15 см. В ней часто появляются локально вскипающие от HCl участки и твердые карбонатные стяжения диаметром 3–5 мм. Линия сплошного вскипания от

НС1 проходит приблизительно по границе гор. AVq и гор. Q/Vca,nc, флукутируя на несколько сантиметров вверх и вниз от нее.

Под гор. AVq залегает гор. Q/Vca,nc, сочетающий в себе диагностические признаки квазиглеевого гор. Q и слитого (вертикального) гор. V. Для него характерна оливково-бурая окраска (от 2.5Y 3/2, 2.5Y 4/2 до 2.5Y 5/3), множество бурых железистых конкреций диаметром от 0.5 до 2–4 мм, призматическая и клиновидная структура с поверхностями скольжения (сликенсайдами) от 4–7 до 50–100 см в одном измерении. Сликенсайды с размером менее 20 см имеют хаотическую азимутальную ориентацию наклона. А крупные поверхности скольжения расположены вдоль границы раздела гор. AVq и Q/Vca,nc, распространяясь от центра чашеподобной морфоструктуры в стороны к ее краям и образуя диапироподобные морфоструктуры внедрения нижележащих горизонтов в вышележащие. Поэтому угол наклона таких крупных поверхностей скольжения в центре чашеподобной морфоструктуры составляет 10°–20° к горизонтали, увеличиваясь по параболической кривой от 40°–60° в диапироподобной морфоструктуре.

Как отмечалось выше, гор. Q/Vca,nc имеет сплошное слабое или среднее вскипание от НС1 и большое количество твердых карбонатных сегрегаций диаметром до 5–10 мм. Еще одной особенностью гор. Q/Vca,nc является наличие множества темных пятен и разводов внедряющегося в него сверху материала темно-серых горизонтов в виде редких засыпок по ранее открытым вертикальным трещинам и, вероятно, гумусово-глинистых суспензий по субгоризонтальным трещинам вдоль поверхностей скольжения. В результате гор. Q/Vca,nc может быть подразделен на два подгоризонта с диффузной границей между ними: верхний более темный Q1/Vca,nc с фоновой окраской 2.5Y 3/2 или 2.5Y 4/2 и нижний более светлый Q2/Vca,nc с окраской 2.5Y 5/3.

На глубине от 160–170 до 180–190 см в чашеподобных морфоструктурах часто встречается гор. QCv,ca,nc,cs с сеткой прожилок мучнистого или мелкокристаллического гипса. Его мощность обычно не превышает 10–20 см. В горизонтальном направлении он прерывист. Разрывы, как правило, приурочены к диапироподобным морфоструктурам.

На глубине 250–300 см отмечается литологическая смена породы. Нижележащий горизонт похож на погребенную па-леопочву с хорошо выраженными поверхностями скольжения, клиновидной структурой, мраморовидной окраской чередующихся сизовато-серых оглеенных участков и ржаво-бурых и красных пленок оксидов железа на стенках трещин и цилиндрических каналов. Датировку этого слоя сейчас осуществляют сотрудники Института географии РАН. На данный момент можно предположить, что он относится к мезинскому почвенно-лессовому комплексу (Величко и др., 2010).

Профиль почв в диапироподобной морфоструктуре имеет иное строение: $PU-PUsa-(AUb,ca,nc)-\{AUb+Q\}sa,nc,v-Q/Vsa,nc-Qv,ca,nc-2Qc,ca,nc,g$. Встречаются два варианта строения верхней части профиля, вскрывающейся ниже гор. PU : (1) темногомусовый гор. AUb,ca,nc малой мощности, осветленный за счет присутствия дисперсных карбонатов и карбонатных сегрегаций разного строения, под которым находится струйчато-пятнистый полиморфон $\{AUb+Q\}sa,nc,v$, и (2) сразу струйчато-пятнистый полиморфон $\{AUb+Q\}sa,nc$, в нижней части которого с глубины 35–45 см появляются сликенсайды, т.е. $\{AUb+Q\}sa,nc,v$. В обоих вариантах карбонаты присутствуют в нескольких формах: (1) дисперсной, пропитывающей всю почвенную массу и обеспечивающей бурное вскипание от HCl ; (2) плотных сегрегаций округлой, реже угловатой формы размером 2–7 мм, похожих на аналогичные сегрегации в гор. $Q/Vsa,nc$ в чашеподобной структуре; (3) рыхлых сегрегаций диаметром 10–15 мм иногда с твердой сердцевиной в виде белоглазки с диффузным ореолом или без него. Обилие выделений карбонатов в 2–3 раза больше по сравнению с их обилием в гор. $Q/Vsa,nc$ чашеподобной морфоструктуры. Помимо карбонатных сегрегаций в $\{AUb,q+Q\}sa,nc,v$ много бурых железистых конкреций диаметром от 0.5 до 5 мм.

Струйчато-пятнистый полиморфон $\{AUb,q+Q\}$ представляет собой чередование преимущественно вертикально вытянутых пятен (на вертикальном срезе) и полос переменной ширины. Темно-серые фрагменты AUb,q обычно шире в верхней части с тенденцией сужения книзу. Наоборот, оливково-бурые языки и пятна Q берут свое начало в нижнем гор. $Q/Vsa,nc$ и, поднимаясь кверху под некоторым углом, сужаются вплоть до остроконечного вы-

клинивания в верхней части. Мозаику взаимно проникающих сверху (AUb) и снизу (Q) языков и пятен дополняют вертикальные полосы темно-серого материала поверхностного горизонта (PU или AUb), засыпанного в трещины.

Сликенсайды в диапироподобных морфоструктурах появляются уже на глубине 35–45 см, иными словами выше на 20–50 см по сравнению с чашеподобными морфоструктурами. На глубине 50–60 см еще в пределах струйчато-пятнистого полиморфона {AUb,q+Q}ca,nc,v появляются клиновидные структурные элементы, образованные выклиниванием одного сликенсайда на другой. В этих же струйчато-пятнистых полиморфонах часто оканчиваются сильно загнутые вверх концы крупных поверхностей скольжения, начинающихся под чашеподобной морфоструктурой.

Под струйчато-пятнистым полиморфоном {AUb,q+Q}ca,nc,v на глубине 80–100 см залегает светлый гор. Q2/Vca,nc с менее крупными (до 40–50 см) поверхностями скольжения на общем фоне хаотично ориентированных мелких сликенсайдов и клиновидной структуры. Количество карбонатных сегрегаций в нем становится меньше, чем в вышележащем гор. {AUb,q+Q}ca,nc,v, но наблюдается больше, чем в этом же гор. Q2/Vca,nc под чашеподобной морфоструктурой.

Гор. QCv,ca,nc,cs иногда встречается под сравнительно узкими (около 1 м по верху) диапироподобными морфоструктурами. В широких (2–3 м и более) он не обнаружен.

Контактная область чаше- и диапироподобных морфоструктур в верхней части почвенного профиля в горизонтальном направлении может иметь ширину от 20–30 до 100–120 см (рис. 2). Со стороны диапироподобной морфоструктуры граница обычно сравнительно резкая (иногда просто резкая) по поднимающимся снизу языкам оливково-бурого гор. Q. Часто вдоль этой границы или рядом с ней в пределах 2–3 см имеется окончание крупной поверхности скольжения. Со стороны чашеподобной морфоструктуры условной границей контактной области можно считать линию вскипания, которая обычно резко опускается с 20–30 до 120–130 см на расстоянии 10–30 см. В более широких контактных областях выделяются крупные морфоны AUq,ca,nc; AUq,ca,nc,v; AUb,q,ca,nc; AUb,q,ca,nc,v.

Рассматриваемые почвы имеют среднеглинистый крупнопылевато-иловатый гранулометрический состав (табл. 1). Содержание частиц <0.01 мм составляет 70–80%, ила (<0.001 мм) – от 42.7 до 58.3%, крупной пыли (0.01–0.05 мм) – 13.0–23.7%. Обращает внимание сравнительно более низкое содержание ила (42.7–48.7%) в гор. AUq и AUv,q в чашеподобной морфоструктуре. Тогда как в остальных горизонтах этого же профиля по всему почвенному профилю в диапироподобной морфоструктуре содержание ила выше 53.5%. Это свидетельствует о некотором перераспределении материала поверхностных горизонтов в горизонтальном направлении. Можно предположить несколько этапов развития. На этапе накопления лёссовидной глины, по-видимому, сначала аккумулировался более глинистый материал, а на заключительных стадиях в составе приносимого материала стало меньше илистых и больше крупнопылеватых частиц. После уплотнения и консолидации лёссовидной глины в процессе выщелачивания карбонатов в условиях днища замкнутого понижения начались процессы набухания–усадки и сдвиговых деформаций, повлекшие искривление дневной поверхности и образование микрорельефа гильгай. Выдавливание глинистого материала из нижних горизон-

Таблица 1. Гранулометрический состав вертисолей

Горизонт	Глубина, см	Содержание (%) фракций разного размера (мм):						
		1–0.25	0.25–0.05	0.05–0.01	0.01–0.005	0.005–0.001	<0.001	<0.01
Диапироподобная морфоструктура, разр. V-340								
PU	0–15	0.4	1.8	19.7	9.2	12.9	56.0	78.1
AU _{b,ca,nc,q,v}	20–50	0.9	5.1	15.7	8.2	13.7	56.4	78.3
AV _{ca,nc,q}	70–100	1.5	2.5	18.0	6.9	12.8	58.3	78.0
V/Q _{ca,nc}	130–160	3.8	3.6	16.9	8.4	13.8	53.5	75.7
VC _{ca,nc}	180–200	3.2	3.2	21.1	4.3	13.8	54.4	72.5
QC _{v,(ca,nc),g}	200–220	1.1	3.0	17.7	8.0	13.4	56.8	78.2
Чашеподобная морфоструктура, разр. V-341								
PU	0–30	0.3	1.7	20.1	8.3	14.4	55.2	77.9
AU _q	30–60	0.3	5.4	23.7	10.8	17.1	42.7	70.6
AU _{v,q}	70–100	0.1	2.3	23.5	9.7	15.7	48.7	74.1
AV _q	100–130	0.1	1.0	18.9	8.8	15.5	55.7	80.0
V/Q _{ca,nc}	130–160	3.5	5.6	18.6	5.2	13.8	53.3	72.3
V/Q _{ca,nc,cs}	180–200	3.6	7.5	13.0	8.7	12.1	55.1	75.9

тов сопровождалось постепенным эрозионным сносом части материала с выпуклых элементов в вогнутые. Исходя из обрезанной вспашкой формы поднимающихся языков оливково-бурого материала нижних горизонтов, можно допустить, что до распашки такие языки во многих местах достигали поверхности, неизбежно вызывая оттеснение материала верхних горизонтов с более низким содержанием ила в стороны вогнутых элементов рельефа. В последних материал активно перемешивался почвенной мезофауной и в процессе педотурбаций при набухании–усадке, стирая следы слоистости. Наконец, после распашки территории и выравнивания поверхности более глинистый материал повышенный был распределен по поверхности бывших микрозападин. Поэтому в настоящее время пахотный гор. PU в чашеподобной морфоструктуре имеет такой же глинистый состав с относительно высоким содержанием глины (более 53.5%), как весь почвенный профиль диапироподобной морфоструктуры и нижние горизонты в чашеподобной морфоструктуре.

Большая часть чашеподобной морфоструктуры представлена агрослитой темной квазиглеевой сверхмощной глубококарбонатной глинистой почвой по классификации почв России (2004), или лугово-черноземной выщелоченной слитой глинистой почвой по K-1977, или Pellic Vertisol (Aric, Mollic, Gilgaic, Humic, Stagnic) по WRB-2014.

Диапироподобная морфоструктура представлена агрослитой маломощной глинистой почвой по РК, или лугово-черноземной карбонатной слитой маломощной глинистой почвой по K-1977, или Narlic Vertisol (Aric, Mollic, Calcaric, Gilgaic, Stagnic) по WRB-2014.

В контактной области (если она достаточно широкая) можно выделить агрослитую темную высококарбонатную мощную глинистую почву по РК, или лугово-черноземную слитую мощную глинистую почву по K-1977, или Pellic Vertisol (Aric, Mollic, Calcaric, Gilgaic, Stagnic) по WRB-2014.

Статистические показатели чаше- и диапироподобных морфоструктур. На рис. 4–10 представлены гистограммы эмпирического статистического распределения шести измеренных и одного расчетного показателя рассматриваемых морфоструктур. На береговом обрыве обнаружено 46 чашеподобных морфострук-

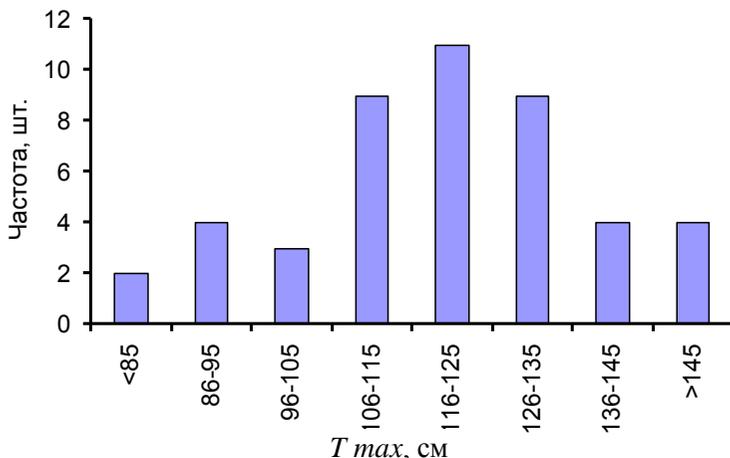


Рис. 4. Гистограмма распределения наибольшей мощности темноокрашенного горизонта в центре чашеподобной морфоструктуры вертисолей.

Таблица 2. Статистические показатели чаше- и диапироподобных морфоструктур вертисолей

Статистический показатель	Морфометрический показатель почв						
	T_{max}	T_{min}	$D_{верх}$	$D_{низ}$	ΔD	Wb	λ
n	44	44	44	44	44	44	43
Минимум	80	25	80	155	30	2.8	4.0
Нижний квартиль	111	30	110	177	50	4.1	5.2
Медиана	120	45	120	189	70	5.1	6.2
Верхний квартиль	130	55	135	204	80	6.9	8.5
Максимум	160	70	153	246	115	8.9	11.3
Размах	80	45	73	91	85	6.1	7.3
Среднее	120	44	121	191	70	5.4	6.8
Стандартное отклонение	19	15	16	22	21	1.7	2.0

Примечание. n – объем выборки, шт.; T_{max} – наибольшая мощность темноокрашенного горизонта в центре чашеподобной морфоструктуры, см; T_{min} – наименьшая мощность темноокрашенного горизонта в центре диапироподобной морфоструктуры, см; $D_{верх}$ и $D_{низ}$ – глубины верхней и нижней границ слоя с крупными поверхностями скольжения в центре чашеподобной морфоструктуры, см; ΔD – мощность слоя с крупными поверхностями скольжения, см; Wb – ширина чашеподобной морфоструктуры по ее верху, м; λ – длина волны по расстоянию между серединами диапироподобных морфоструктур, м.

тур, разделенных диапироподобными. В двух местах обрыв сильно осыпался, поэтому измерения в них не производили.

Выборочные статистические распределения всех морфометрических показателей отличаются от нормального по критерию χ^2 . Поэтому в табл. 2 приведены дополнительно значения непараметрических статистических показателей.

Наибольшая мощность темно-серых горизонтов в центре чашеподобной морфоструктуры, как правило, составляет 105–135 см, варьируя от 80 до 160 см. Статистическое распределение близко к нормальному по внешнему виду, хотя и отличается от него.

Наименьшая мощность темно-серых горизонтов в центре диапироподобной морфоструктуры в 75% случаев не превышает 55 см. Максимальное значение 70 см. Распределение сильно асимметрично в область малых значений (рис. 5). Минимальное значение этого показателя 25 см обусловлено срезанием поднимающегося материала и его перемешиванием во время ежегодной вспашки.

Ширина чашеподобной морфоструктуры, очевидно, имеет бимодальное распределение (рис. 9) в области 4–5 и 7–8 м с общим диапазоном варьирования от 2.8 до 8.9 м.

Распределение глубин верхней границы слоя с крупными поверхностями скольжения асимметрично в область более высоких значений (рис. 6). В 89% случаев эта граница проходит на глубине 105–150 см, чаще составляя 105–125 см. При этом мощность слоя с серией крупных поверхностей скольжения, повторяющихся через 8–10 м по вертикали, варьирует от 30 до 115 см, в 77% составляя 40–80 см (рис. 8).

Расстояние между серединами соседних диапироподобных морфоструктур (длина волны) варьирует от 4 до 11.3 м. Распределение асимметрично в область меньших значений (рис. 10) с модой около 6 м. Такая длина волны приблизительно соответствует параметрам гильгая в Янкульской котловине (Хитров и др., 1994; Хитров, 2003) и во многих регионах Мира (Hallsworth et al., 1955; Paton, 1974; Wilding, Puentes, 1988; Ahmad, Mermut, 1996; Coulombe et al., 1996; Eswaran et al., 1999).

Статистическая связь между морфометрическими показателями. Рассматриваемые показатели, отражающие глубину или мощность горизонтов, не связаны друг с другом, исключая пару

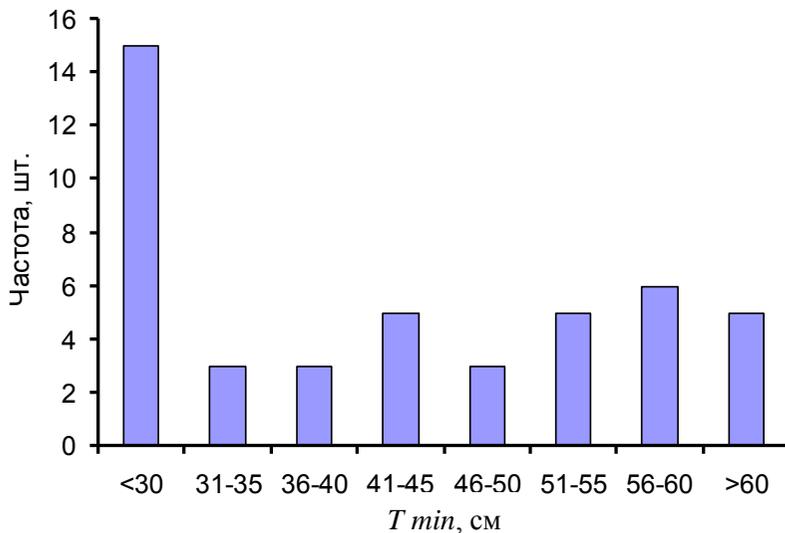


Рис. 5. Гистограмма распределения наименьшей мощности темноокрашенного горизонта в центре диапироподобной морфоструктуры вертисолей.

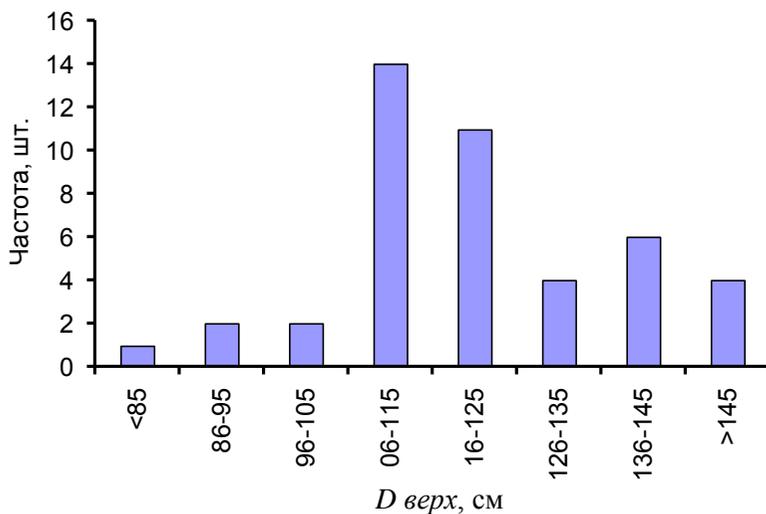


Рис. 6. Гистограмма распределения глубины верхней границы слоя с крупными поверхностями скольжения в центре чашеподобной морфоструктуры вертисолей.

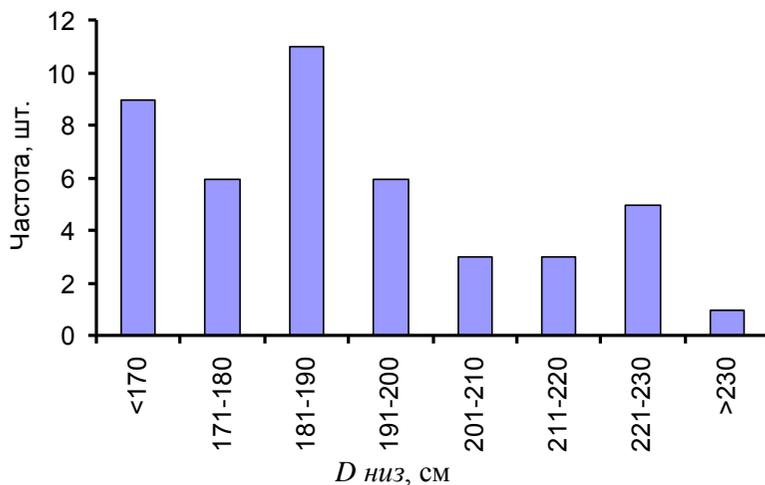


Рис. 7. Гистограмма распределения глубины нижней границы слоя с крупными поверхностями скольжения в центре чашеподобной морфоструктуры вертисолей.

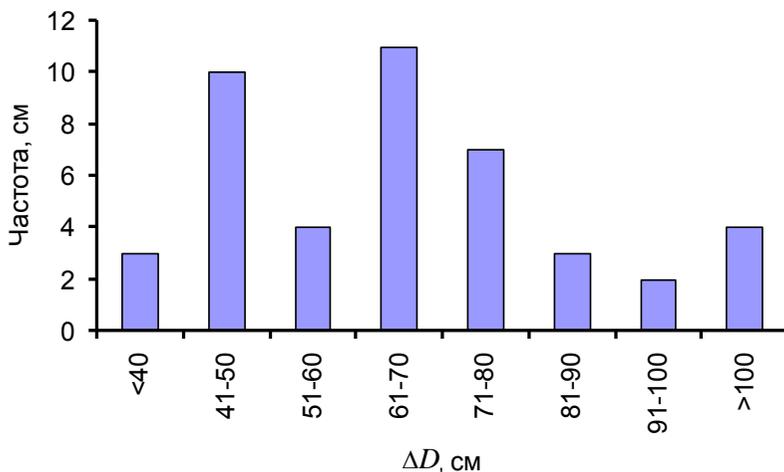


Рис. 8. Гистограмма распределения мощности слоя с крупными поверхностями скольжения в центре чашеподобной морфоструктуры вертисолей.

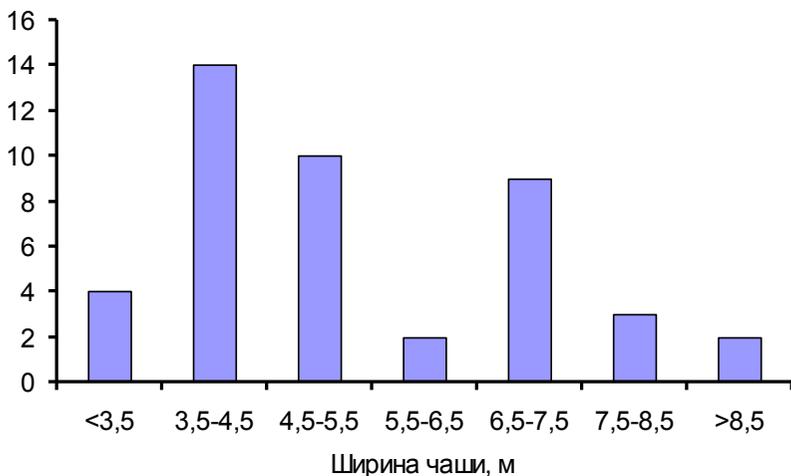


Рис. 9. Гистограмма распределения ширины чашеподобной морфоструктуры вертисолей по ее верху.

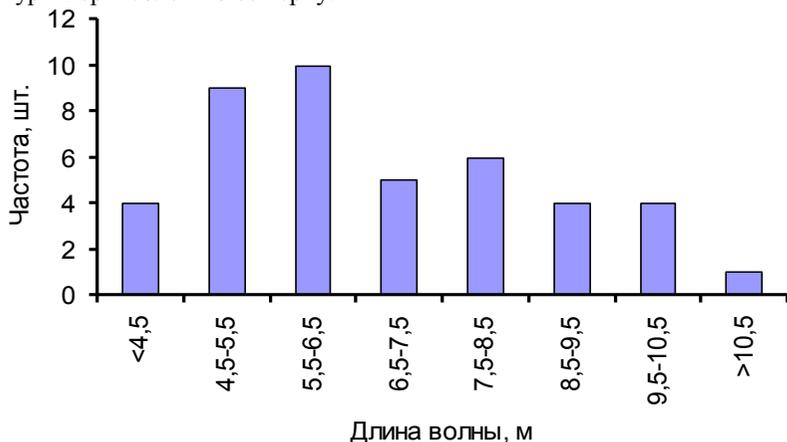


Рис. 10. Гистограмма распределения длины волны по расстоянию между серединами диапироподобных морфоструктур вертисолей.

T max и *D верх*. Эти показатели имеют близкий диапазон варьирования (80–160 см для *T max* и 80–153 см для *D верх*) и одинаковую медиану (120 см). В уравнении линейной регрессии с нулевым свободным членом между этими морфометрическими показателями угловой коэффициент 0.985 незначимо отличается от единицы. Это означает, что верхняя граница слоя с крупными поверхностями-

ми скольжения статистически не отличается от глубины нижней границы темно-серого горизонта.

Отклонение первой от второй составляет преимущественно ± 10 см. В редких случаях верхняя граница слоя с крупными поверхностями скольжения поднимается в сторону дневной поверхности до 43 см и опускается вглубь до 20 см относительно нижней границы темно-серых горизонтов.

Вполне ожидаемой является тесная корреляция между шириной чашеподобной морфоструктуры (Wb) и расстоянием между серединами соседних диапироподобных морфоструктур (длина волны λ). Связь между этими показателями аппроксимирована уравнением линейной регрессии:

$$\lambda = 1.0041 + 1.0432 Wb, R^2 = 0.924, n = 42, f_1 = 1, f_2 = 40, F = 86.$$

Все коэффициенты регрессии и уравнение в целом значимы при доверительной вероятности 0.95. Такая тесная линейная регрессия свидетельствует о взаимосвязанном происхождении формы чашеподобной морфоструктуры и горизонтальных сдвиговых смещений материала нижележащих горизонтов на большие расстояния.

Морфометрические показатели T_{min} , $D_{низ}$ и ΔD варьируют независимо от ширины чашеподобной морфоструктуры или длины волны (R^2 от 0 до 0.1). Тогда как показатели T_{max} и $D_{верх}$, статистически связанные друг с другом, а также мощность вогнутой части чаши ($\Delta T = T_{max} - T_{min}$), имеют слабую тенденцию увеличения по мере увеличения длины волны:

$$T_{max} = 93.2 + 4.5\lambda, R^2 = 0.250, n = 42, f_1 = 1, f_2 = 40, F = 12.2;$$

$$D_{верх} = 93.7 + 4.4\lambda, R^2 = 0.286, n = 41, f_1 = 1, f_2 = 39, F = 15.6;$$

$$\Delta T = 35.6 + 6.5\lambda, R^2 = 0.300, n = 42, f_1 = 1, f_2 = 40, F = 17.1.$$

Коэффициенты регрессии и уравнения в целом значимы при доверительной вероятности 0.95.

Используя гипотезу, предложенную Maxwell (1994, 2013), на основе отмеченных тенденций можно предположить, что чередование диапироподобных морфоструктур происходит с более высокими значениями длины волны при более глубоком расположении источника повышенного бокового давления в глинистой массе породы или почвы в местах, где впоследствии возникает центр чашеподобной морфоструктуры.

ВЫВОДЫ

1. В днище пади возле п. Воронцовка на Ейском полуострове изменение высоты нижней границы темно-серого горизонта в зависимости от горизонтального расстояния от центра чашеподобных морфоструктур вертисолей аппроксимировано уравнением регрессии в виде полинома второй степени. Это позволяет утверждать, что форма чашеподобной морфоструктуры похожа на параболоид вращения.

2. В центральной части чашеподобной морфоструктуры глубина верхней границы слоя с очень крупными поверхностями скольжения статистически не отличается от глубины нижней границы темно-серых горизонтов, варьируя преимущественно в диапазоне ± 10 см от последней с более редким отклонением в сторону дневной поверхности (до 43 см) и вглубь (до 20 см). Это свидетельствует о взаимосвязанном происхождении формы чашеподобной морфоструктуры и горизонтальных сдвиговых смещений материала нижележащих горизонтов на большие расстояния.

3. Максимальная мощность темно-серых горизонтов и глубина верхней границы слоя с очень крупными поверхностями скольжения в центре чашеподобной морфоструктуры имеют тенденцию увеличения по мере увеличения расстояния между серединами соседних диапироподобных морфоструктур (длина волны). На этом основании, используя гипотезу Maxwell (1994, 2013), предположено, что более глубокое расположение источника бокового давления в почве способствует более далекому образованию диапироподобных морфоструктур друг от друга по обе стороны от источника, на месте которого возникает центр чашеподобной морфоструктуры.

Благодарность. Работа выполнена при поддержке РФФИ, проект 14-04-01694.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Базовые шкалы морфологических элементов почв. Методическое руководство по описанию почв в поле. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 1982. 58 с.
2. Белоусов В.В. Структурная геология. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1986. 248 с.

3. *Величко А.А., Катто Н.Р., Тесаков А.С., Титов В.В., Морозова Т.Д., Семенов В.В., Тимирева С.Н., Кононов Ю.М.* Основные подходы к хроно-стратиграфическому расчленению лессово-почвенной формации Восточного Приазовья // Современное состояние и технологии мониторинга аридных и семиаридных экосистем юга России: Сборник научных статей. Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2010. С. 52–64.
4. *Герасимова М.И., Лебедева И.И., Хитров Н.Б.* Индексация почвенных горизонтов: состояние вопроса, проблемы и предложения // Почвоведение. 2013. № 5. С. 627–638. DOI: 10.7868/S0032180X13050031.
5. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
6. Классификация и диагностика почв СССР. М.: Колос, 1977. 223 с.
7. *Ковда И.В., Моргун Е.Г., Алексеева Т.В.* Формирование и развитие почвенного покрова гильгай (на примере Центрального Предкавказья) // Почвоведение. 1992. № 3. С. 19–34.
8. *Козловский Ф.И., Корнблюм Э.А.* Мелиоративные проблемы освоения пойм степной зоны. М.: Наука, 1972. 220 с.
9. *Корнблюм Э.А., Дементьева Т.Г., Зырин Н.Г., Бирин А.Г.* Некоторые особенности процессов передвижения и преобразования глинистых минералов при образовании южного и слитого черноземов, лиманной солоды и солонца // Почвоведение. 1972. № 5. С. 107–114.
10. Мировая коррелятивная база почвенных ресурсов: основа для международной классификации и корреляции почв / Перевод Герасимовой М.И. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2007. 278 с.
11. *Ортега Э., Лосано Ф.Х., Монтойа С., Асенсио К.* Влияние вертикальных процессов на свойства кальцисолей в южной Испании // Почвоведение. 2014. № 10. С. 1204–1214.
12. Полевой определитель почв России. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2008. 182 с.
13. *Турсина Т.В.* Почвы лиманов и их мелиоративная характеристика // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 1973. Вып. 7. С. 71–103.
14. *Хаин В.Е., Ломизе М.Г.* Геотектоника с основами геодинамики. М.: КДУ, 2005. 560 с.
15. *Хитров Н.Б., Королюк Т.В., Турсина Т.В., Чижикова Н.П., Шершуква Г.А., Беленева И.А., Морозов Д.Р.* Слитые почвы территорий с микрорельефом гильгай // Почвоведение. 1994. № 7. С. 33–44.
16. *Хитров Н.Б.* Генезис, диагностика, свойства и функционирование глинистых набухающих почв Центрального Предкавказья. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2003. 505 с.
17. *Хитров Н.Б.* Слитогенез в почвах Центрально-черноземных областей России // Почвоведение. 2012. № 9. С. 935–943.

18. *Хитров Н.Б., Роговнева Л.В.* Вертисоли и вертиковые почвы Поволжья // Почвоведение. 2014. № 12. С. 1383–1403. DOI: 10.7868/S0032180X14090068.
19. *Хитров Н. Б., Чевердин Ю. И., Чижикова Н. П., Роговнева Л. В.* Почвы Каменной Степи, имеющие признаки слитогенеза (вертигенеза) // Бюл. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. 2013. № 72. С. 3–25.
20. *Хитров Н.Б., Власенко В.П., Рухович Д.И., Брызжев А.В., Калинина Н.В., Роговнева Л.В.* География вертисолов и вертиковых почв Кубано-Приазовской низменности // Почвоведение. 2015. № 7.
21. *Aitchinson G.D.* The Mechanics of gilgai formation // Proc. Aust. Conf. Soil Science. 1953. No 6(25). P. 1–3.
22. *Ahmad N., Mermut A. (eds.)* Vertisols and Technologies for Their Management // Developments in soil Science. 1996. Vol. 24. 549 p.
23. *Blokhuis W.A.* Morphology and genesis of Vertisols // Vertisols and Rice Soils of the Tropics. Symposia papers 2. 12th Int. congress of Soil Sci. New Dehli, India. 1982. P. 23–47.
24. *Coulombe C.E., Wilding L.P., Dixon J.B.* Overview of Vertisols: Characteristics and Impacts on Society // Advances in Agronomy. 1996. Vol. 57. P. 289–375.
25. *Eswaran H., Beinroth F.H., Reich P.F., Quandt L.A.* Vertisols: Their Properties, Classification, Distribution and Management // The Guy D. Smith Memorial Slide Collection. CD-ROM. USDA NRCS, 1999.
26. *Florinsky I.V., Arlashina H.A.* Quantitative topographic analysis of gilgai soil morphology // Geoderma. 1998. Vol. 82. P. 359–380.
27. Guidelines for soil description. Fourth edition. FAO. Rome, 2006. 97 p.
28. *Gustavson T.C.* Microrelief (gilgai) structures on expansive clays in the Texas coastal plain – their recognition and significance in engineering construction // The University of Texas at Austin, Bureau of economic geology. Geological circular 75–76. Austin, 1975. 18 p.
29. *Hallsworth E.G., Robertson G.K., Gibbons F.R.* Studies in pedogenesis in New South Wales. VII. The “Gilgai” soils. // J. Soil Sci. 1955. Vol. 6. No. 1. P. 1–31.
30. IUSS Working Group WRB. World Reference Base for Soil Resources. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. World Soil Resources Reports No. 106. FAO, Rome. 2014. 181 p.
31. *Isbell R.F.* The Australian soil classification. Revised Edition. Australian Soil and Land Survey Handbooks Series 4. CSIRO Publishing. 2008. 152 p.
32. Management of Vertisols in sub-Saharan Africa / Eds. Jutzi S.C., Haque I., McIntire J., Stares J.E.S. Addis Ababa, 1988.
33. *Kabala C., Plonka T.* Relic of vertic properties and gilgai microrelief in Stagnic Chernozems of SW Poland // Book of abstracts. First divisional con-

ference of all commissions and working groups of IUSS Division 1 at University of Ulm, Germany, 2013. P. 87.

34. Kovda I., Mora C.I., Wilding L.P., 2006. Stable isotope compositions of pedogenic carbonates and soil organic matter in a temperate climate Vertisol with gilgai, southern Russia // *Geoderma*. Vol. 136. No. 1–2. P. 423–435.

35. Maxwell B. Influence of Horizontal Stresses on Gilgai Landforms // *J. Geotech. Eng., ASCE*. 1994. V. 120. P. 1437–1444.

36. Maxwell B. The Origin of Hog-wallows and Gilgai Landforms – Part I. 2013. <http://thecosmiccorner.blogspot.ru/2013/10/the-origin-of-hogwallows-and-gilgai.html>

37. Mermut A.R., Dasog G.S., Dowuona G.N. Chapter 4. Soil Morphology // *Vertisols and Technologies for Their Management* / Eds. Ahmad N., Mermut A. Amsterdam: Elsevier, 1996. P. 89–114.

38. Murthy R.S., Bhattacharjee J.C., Landey R.J., Pofali R.M. Distribution, Characteristics and Classification of Vertisols // *Vertisols and Rice Soils of the Tropics*. Symposia papers 2. 12th Int. Congress of Soil Sci. New Dehli, India. 1982. P. 3–22.

39. Paton T.R. Origin and terminology for gilgai in Australia. *Geoderma*. 1974. Vol. 11. P. 221–242.

40. *Soil Taxonomy. A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys. Second edition. Agric. Handbook 436. Washington, DC, USDA, NRCS. 1999. 871 p.*

41. Wilding L.P. Genesis of Vertisols // *Proceedings of fifth International Soil Classification Workshop*. Khartoum, Sudan. 1985. P. 47–62.

42. Wilding L.P., Tessier D. Genesis of Vertisols: shrink-swell phenomena // *Vertisols: Their Distribution, Properties, Classification and Management* / Eds. Wilding L.P., Puentes R. Texas, 1988. P. 55–81.

43. *Vertisols: Their Distribution, Properties, Classification and Management* / Eds. Wilding L.P., Puentes R. Texas, 1988. 193 p.

44. Wilding L.P., Williams D., Miller W., Cook T., Eswaran H. Close interval spatial variability of Vertisols: A case study in Texas // *Proceedings of the Sixth Soil Correlation Meeting (ISCOM). Characterization, Classification and Utilization of Cold Aridisols and Vertisols* / Ed. Kimble J.M. Lincoln, NE, 1990. pp. 232–247.

STATISTIC INDICES FOR BOWL-AND DIAPIR-LIKE MORPHOSTRUCTURES OF VERTISOLS IN VORONTSOVO DEPRESSION (PADI)

N. B. Khitrov¹, V. P. Vlasenko², L. V. Rogovneva¹

¹*V. V. Dokuchaev Soil Science Institute, 119017 Moscow, Pyzhevskii 7, bld. 2
e-mail: khitrovnb@gmail.com*

²*Kuban State Agrarian University, 350044, Krasnodar, Kalinin Str. 13, e-mail: kirsanov@mail.ru*

Under description is a profile configuration represented by stratified bowl-like morphostructures with the increased thickness of dark-gray humus horizons and diaper-like morphostructures consisted of the olive-brown material ascending from the lower horizons in Vertisols developed on the bottom of a huge closed depression (padi) in Eisk peninsula. Histograms are presented to show statistic distribution and non-parametric statistic indices for morphometric characteristics of the above morphostructures. The statistic relationship between the morphometric indices is estimated. Under discussion is also the genesis of such morphostructures in Vertisols.

Keywords: dark vertic soils, agro-vertic dark quasi-gley soils, empiric statistic distribution, non-parametric statistic indices.