

**БЕЛОРУССКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ
Кафедра почвоведения
и земельных информационных систем**

Н. В. Клебанович

ФИЗИКА ПОЧВ

**Учебные материалы по спецкурсу
«БИОФИЗИКА ПОЧВ»
для студентов
специальности 1–01 02 01 «География»**

**Минск
2015**

УДК 631.43
ББК 40.3я73
К48

Рекомендовано
учебно-методической комиссией
географического факультета
21 января 2015, протокол № 6

Рецензент
кандидат географических наук,
доцент *В. А. Бакарасов*

Клебанович, Н. В.

К48 Физика почв: учебные материалы по дисциплине «Биофизика почв» для студентов спец. 1–01 02 01 «География»/ Н. В. Клебанович. – Минск: БГУ, 2015. – 41 с.

В данном издании в соответствии с учебным планом изложены современные представления о физическом статусе и основных физических свойствах почв: текстуре, структуре, плотности, порозности, удельной поверхности, физико-механических свойствах, окраске, тепловых и электрических характеристиках. Показана взаимосвязь между этими свойствами и их важность для создания почвенного плодородия

УДК 631.43
ББК 40.3я73

© БГУ, 2015

ВВЕДЕНИЕ

Физика почв изучает физические свойства почвы и физические процессы, происходящие в почве. Она стремится описать и предсказать количественно физическое поведение почвогрунтов, их механических, тепловых и электрических характеристик, перенос энергии и материалов через почву, используя соответствующие эмпирически определенные свойства и переменные окружающей среды.

Физика почв использует примитивные количества, законы, методы и результаты классической физики, механики, особенно жидкости, вместе достижениями физической химии, чтобы понять и характеризовать физические явления, происходящие в почве. Вместе с химией почв и биологией почв физика почв образует ядро современного почвоведения.

Почва – гетерогенная субстанция и эта неоднородность проявляется на различных масштабах. Физика почв, в основном, работает в макроскопических масштабах, относительно более крупных, чем отдельные поры или частицы, которые окружают их, но достаточно малых для определения физических характеристик конкретной почвы и ее горизонтов, а иногда и ландшафта.

Необходимость познания этих характеристик возникла в далекой древности. Рост площадей орошаемого земледелия в Междуречье, Египте и в Китае стимулировал рост эмпирического понимания физических свойств почвы, составляющих основу успешного сельского хозяйства. Эти первые земледельцы понимали важность почвенных пор для роста растений. В «Георгики» римского поэта Вергилия (70–19 до н.э.), задуманного для «наслаждения читателей, а не как руководство фермерам», предостаточно практических советов по вспашке, скотоводству. Вергилий замечает (книга 1, строки 89-90), что «на некоторых почвах остатки стерни открывают новые каналы и скрытые поры, через которые соки почвы могут перейти к растущим растениям».

Концептуальное понимание физических механизмов – улучшенная вентиляция и транспортирование воды в корни растений – должны были ждать конца 19-го века, чтобы появилась физика, как отдельная дисциплина в области почвоведения. До этого основное внимание уделялось химии почв как основной причине для большинства аспектов продуктивности растений. Важные шаги в понимании динамики потока жидкостей в пористых средах были сделаны французским инженером Анри Дарси в 1850-х, но его работа, абсолютно центральная с точки зрения понимания и количественной оценки потока почвенной влаги, осознавалась медленно.

В настоящее время все большее распространение получает точка зрения, что физические свойства не менее важны для создания урожая, чем содержание элементов питания или реакция среды.

Почва состоит из 4-х компонентов: твердой фазы (комплекса минералов), органического вещества, воды и воздуха. Можно как обязательный включить 5-й компонент почвы – почвенную биоту, живые организмы, обитающие в почве. Взаимодействие всех почвенных компонентов приводит к формированию почвенного профиля, определяет плодородие почвы, разные ее свойства, в том числе экологические функции. Наряду с этими компонентами жизнь и эволюция почв определяется также действием факторов почвообразования (почвообразующей породы, климата, рельефа, воды, живых организмов, времени). Очевидно, чтобы понять действие этих факторов следует сначала оценить свойства почв, их различия в зависимости от условий образования.

Одним из главных комплексов свойств почвы можно считать ее физические свойства. К ним относят плотность почвы (плотность сложения), плотность твердой фазы, пористость (порозность) почвы в ненарушенном состоянии. Окраска (цвет) почв также является физическим параметром, крайне важным для диагностики почв. Реологические (пластичность, сопротивление сдвигу, расклиниванию и сдавливанию, или твердость) и физико-механические свойства также относят к физическим параметрам почвы. Особенности поведения воды в почве и ее физическое взаимодействие с ней (сорбция, движение, характер заполнения пор) выделяют часто как водные свойства почвы. Эта группа свойств, имеющих огромное значение для почвообразования и развития растений, будет рассмотрена в отдельном издании. В основе всех этих свойств почвы лежит ее гранулометрический состав (текстура). Физические свойства почвы во многом определяют жизнь живых организмов. Так, уплотненные глинистые почвы (старые дороги, плотность почв 2,0) в течение 30 лет после прекращения пользования ими еще не зарастают растениями. Гранулометрический состав определяет во многом растительный покров территории, влияя на водные свойства и водный режим почв.

1. ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ ПОЧВЫ

Гранулометрический состав почва в основном наследует от почвообразующей породы, но существуют данные, что некоторые почвенные процессы (лессиваж, оподзоливание, оглеение, метаморфизм) могут привести к изменению гранулометрического состава почвенных горизонтов.

В почве выделяют агрегаты (микроагрегаты) и элементарные почвенные частицы. Первые представляют собой комбинацию элементарных почвенных частиц, образующуюся в результате их взаимодействия, скрепления каким-либо цементом, клеем. Элементарные почвенные частицы представлены отдельными зёрнами минералов, обломков пород, коллоидами, в том числе органическими. Из гранулометрического состава обычно исключают карбонаты, гипс, другие новообразования и анализируют собственно мелкозем, измельченный до величины зёрен меньше 1 (2) мм. Если почва карбонатная, то ее обрабатывают кислотой для растворения карбонатов. Для дезинтеграции микроагрегатов навеску почвы обрабатывают или ультразвуком, или пиррофосфатом Na, или щелочью (NaOH). В свое время был предложен так называемый международный метод обработки почв перекисью водорода для сжигания органического вещества. Такое внимание к методикам лабораторного определения гранулометрического состава почв связано с тем, что изменения в этих методиках могут привести к систематическим изменениям в результатах гранулометрического анализа, поэтому сравнивать гранулометрические данные, полученные разными школами, следует очень осторожно. В классификациях разных стран выделяемые фракции часто различаются по размеру слагающих их частиц (табл. 1). В белорусской классификации ключевым понятием является «физическая глина» – сумма фракций ила, мелкой и средней пыли, то есть менее 0,01 мм, по величине которой почвы делятся на разновидности по гранулометрическому составу: до 5,0 % – рыхлопесчаные, 5,1–10,0 % – связнопесчаные, 10,1–15,0 % рыхлосупесчаные, 15,1–20,0 % – связносупесчаные. 20,1–30,0 % – легкосуглинистые, 30,1–40,0 – среднесуглинистые, 40,1–50,0 – тяжелосуглинистые, 50,1–65,0 – легкоглинистые, 65,1–80,0 – среднеглинистые, более 80 – тяжелоглинистые.

Существуют также классификации почв по гранулометрическому составу, учитывающие содержание трех фракций: песка (1(2)–0,05 мм), пыли (0,05–0,001 мм) и глины (ила), частиц размером меньше 0,001 мм.

В классификации, принятой в Беларуси, построенной на основании содержания физической глины, выделяют две фракции. На последнее место ставят преобладающую фракцию. Наименьшую по содержанию фракцию в название не включают. Почва, содержащая 27 % физической глины, 15 % ила, 50 % пыли и 35 % песчаной фракции называется пылевато-песчаный легкий суглинок.

Таблица 1

**Классификация гранулометрических фракций по размеру
в разных странах, мкм**

| Название фракции | Беларусь, Россия | США, ДСХ | ISSS | США, ДА | Англия | Германия | Россия, ИГ |
|------------------|------------------|----------|----------|----------|----------|----------|------------|
| Коллоиды | <0,1 | <0,2 | <0,2 | <0,2 | <0,2 | <0,2 | <0,25 |
| Ил | <1 | <2 | <2 | <5 | <2 | <2 | <1 |
| Пыль: | 1–50 | 2–50 | 2–20 | 5–50 | 2–60 | 2–60 | 1–50 |
| мелкая | 1–5 | – | – | – | 2–6 | – | 1–5 |
| средняя | 5–10 | – | – | – | 6–20 | – | 5–10 |
| крупная | 10–50 | – | – | – | 20–60 | – | 10–50 |
| Песок: | 50–1000 | 50–2000 | 20–2000 | 50–2000 | 60–2000 | 60–2000 | 50–2000 |
| тонкий | | 50–100 | | | | | 50–100 |
| мелкий | 50–250 | 100–250 | 20–200 | 50–250 | 60–200 | 60–200 | 100–250 |
| средний | 250–500 | 250–500 | – | – | 200–500 | 200–5000 | 250–500 |
| крупный | 500 | 500–1000 | 200–2000 | 250–2000 | 500–2000 | 500–2000 | 500–1000 |

Примечание. Беларусь, Россия – классификация Н.А. Качинского (модификация Почвенного института им В.В. Докучаева); ДСХ – департамент сельского хозяйства США; ISSS – классификация международного общества охраны почв; ДА – департамент автодорог; Англия – британский стандарт; Германия – немецкий стандарт; Россия, ИГ – классификация, принятая в инженерной геологии в России

В зарубежной литературе используют несколько другую классификацию почв по гранулометрическому составу (табл. 2), построенную на содержании пыли, песка и ила (глины). К глине в этом случае относят частицы с диаметром меньше 2 мкм, к пылеватой фракции – частицы размером 2–50 мкм и к песчаной фракции – частицы диаметром более 50 мкм. Выделяют также тонкую (очень тонкую) и мелкую (тонкую) песчаные фракции (50–100 мкм и 100–250 мкм). Как видно из сравнения двух классификаций, они не всегда совпадают, американская классификация более подробная, и в ней есть две градации почв, отмеченные звездочкой в таблице 2, которые выделяются отдельно по содержанию тонких фракций песка.

В Соединенных Штатах Америки выделяется семь размерных классов, которые на самом деле являются подразделениями континуума, а изменения в характеристиках постепенны во всем диапазоне. Однако подразделение этого континуума необходимо, чтобы обеспечить идентификацию и описание почвы.

Ограничения на размеры частиц, принятые Международным обществом почвоведения, были предложены Atterberg (1905) на основе исследований, проведенных в южной Швеции. Он первым изучил поведение многих почв в узком интервале размеров, например, 1–2 мм, 0,1–0,2 мм, 0,02–0,05 мм, и 0,001–0,002 мм. Им определялась способность удерживать воду, скорость

капиллярного подъема, тенденция к свертыванию в виде суспензии, и броуновское движение. По этим параметрам было первоначально выделено 4 группы почв. Представления об разделении почв по гранулометрическому составу постепенно эволюционировали в сторону ставшего уже классическим текстурного треугольника (рис. 1–2).

Таблица 2

Классификация почв США по гранулометрическому составу

| Название по гранулометрическому составу, американская и российская номенклатура | Гранулометрические фракции, % | | |
|---|-------------------------------|-------------------------|-------------------------|
| | Clay (ил) <2мкм | Silt (пыль) 2–50 мкм | Sand (песок) >50 мкм |
| Sands(пески) | <10 | 0–10 | 85–100 |
| Loamy sands (оглиненный песок), супесь средняя, легкий суглинок | 10–15 | 0–15 | 70–85 |
| Sandy loam (опесчаненный суглинок), супесь тяжелая, легкий суглинок | 15–20 | 0–15 | 70–85 |
| Fine sandy loam (тонко-песчаный суглинок), легкий суглинок* | 15–20 | 0–15 | 70–85 |
| Very fine sandy loam (очень тонко-песчаный суглинок), легкий суглинок* | 15–20 | 0–15 | 70–85 |
| Loam (суглинок), легкий, тяжелый суглинок | 5–27 | 28–50 | 45–80 |
| Silt loam (пылеватый суглинок), тяжелый суглинок, глина | 0–30 | 73–88 | 20–45 |
| Silt (пыль), пылеватая глина | 0–12 | 88–100 | 0–20 |
| Sandy clay loam (опесчаненный и оглиненный суглинок), легкий, тяжелый суглинки | 20–36 | 0–28 | 45–80 |
| Silty clay loam (пылеватый оглиненный суглинок), пылеватая глина | 28–40 | 60–73 | 0–20 |
| Clay loam (илистый суглинок), глина | 27–0 | 60–70 | 20–45 |
| Sandy clay (опесчаненная глина), тяжелый суглинок, глина | 36–55 | 0–20 | 45–65 |
| Silty clay(глина), глина | 40–60 | 40–60 | 0–20 |
| Clay | 40–100 | 0–60 | 0–45 |

Распределение частиц образцов почвы по размерам частично осуществляется путем просеивания и частично путем осаждения. Песчаные составляющие отделяются из ила и пыли путем просеивания, и фракционируются. Определение фракций пыли и ила делается с помощью пипетки или ареометра.

Техника пипетки была введена в начале 1920-х годов Дженнингс и Робинсон (Gee, Or, 2002). Метод предусматривает извлечение известного объема суспензии для измерения плотности суспензии при достижении критической глубины для частиц данной размерности в соответствии с правилом Стокса. Метод пипетки является основным для почвоведов, тогда как инженеры часто практикуют ареометры определенной конструкции.

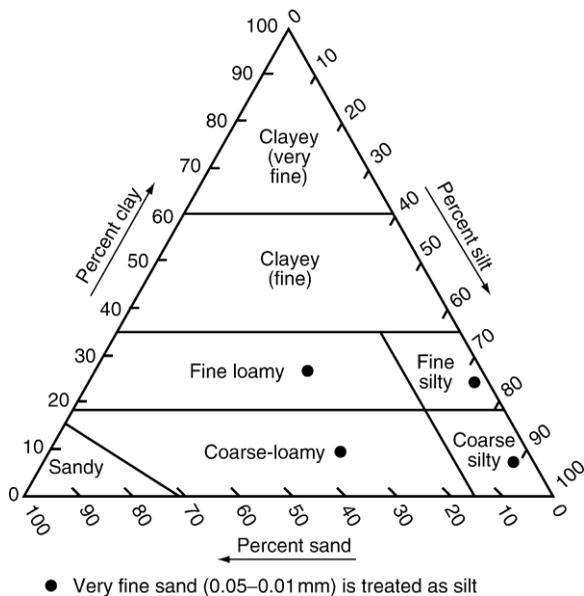


Рисунок 1. Текстуры классы почв, применяемые в департаменте по сельскому хозяйству США

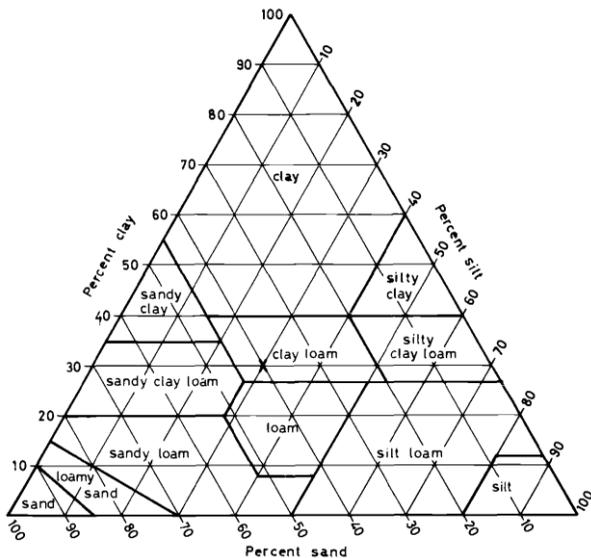


Рисунок 2. Текстуры классы почв, принятые в Европе

Следует обратить внимание на тот факт, что само определение гранулометрического состава достаточно сложная операция, и полученные данные очень широко варьируют, поэтому оценить изменения в гранулометрическом составе почвы в результате процессов почвообразования очень трудно. Нужны более точные методы оценки гранулометрического состава почвы. Необходимо учитывать другие свойства, которые функционально связаны с гранулометрическим составом. Но эта прямая функциональная зависимость нарушается тем, что разные почвы различаются по минеральному составу, а для разных минералов функциональная связь между размером их зерен и свойствами разная.

Частицы мелкодисперсных минералов разлагаются в целом быстрее, чем более крупных, хотя бы потому, что их удельная поверхность существенно выше, то есть больше площадь, на которую осуществляется активное воздействие. О различиях в этом аспекте хорошо говорит количество частиц на 1 г почвы и их удельная (или специфическая, как ее называют в англоязычных странах) поверхность (табл. 3). Эти цифры наглядно показывают, почему физико-химическая поглотительная способность почв, гигроскопичность и многие другие свойства зависят почти полностью от содержания илистых частиц. Кстати, сама форма илистых частиц обычно напоминает пластину, а не сферу, что еще более усиливает сорбционную способность почвы, повышает липкость и пластичность.

Таблица 3

Количество частиц и удельная поверхность, приходящиеся на 1 г почвы определенной фракции гранулометрического состава

| Фракции | количество частиц на 1 г почвы | удельная поверхность, см ² /г |
|---------------|--------------------------------|--|
| Ил | 90260,9 млн. | n * 10 ⁶ |
| Пыль: | 5,78 млн. | 454 |
| Песок тонкий | 720000 | 227 |
| Песок мелкий | 46000 | 91 |
| Песок средний | 5700 | 45 |
| Песок крупный | 720 | 23 |

Фракции состоят из минеральных зерен, и сам гранулометрический состав во многом определяется минеральным составом породы, так как разные минералы не одинаково поддаются выветриванию. Так, кварц – наиболее устойчивый минерал, поэтому обычно он накапливается в крупных фракциях, полевые шпаты преобладают в среднем и мелком песке, например, в лессах (табл. 4)

Распределение преобладающих минералов в гранулометрических фракциях лесса (по В.П. Аняньеву)

| Размер фракции, мм | Минералы |
|--------------------|--|
| >0,25 | кварц |
| 0,25–0,005 | кварц, полевые шпаты, кальцит, тяжелые минералы, |
| 0,005–0,001 | полевые шпаты, кварц, кальцит, каолинит, гидрослюда |
| 0,001–0,0001 | гидрослюда, каолинит, кальцит, монтмориллонит, вторичный кварц |
| 0,0001 | монтмориллонит, гидрослюда, органическое вещество, вторичный кварц |

Особенно четко зональны водорастворимые минералы: карбонаты, гипс, соли натрия и т.п. Они отсутствуют в гумидных и присутствуют, часто в больших количествах, в аридных почвах.

Минеральный состав почв, особенно их глинистой фракции, может меняться в зависимости от типа почв (на зональном уровне). Для ряда зональных почв Европейской части России эта закономерность выглядит очень ярко (табл. 5)

Различные группы гранулометрических элементов по-разному влияют на свойства почв, что объясняется различиями их минералогического, физического и химического состава и свойств. Например, песок обладает значительной проницаемостью, слабыми влагемкостью и капиллярными свойствами, а гранулометрические элементы крупнее 2,0 мм почти не обладают капиллярной способностью.

Функциональная зависимость также изменяется в зависимости от содержания в почве гумуса. Некоторые свойства почв, наряду с гранулометрическим составом, определяются гумусом, поэтому выбор свойств почв, которые могут корректировать с гранулометрическим составом, – очень актуальная задача.

Гранулометрический состав определяет многие другие свойства почвы, как физические, так и химические. Упаковка частиц создает пористость почв, удельная поверхность зависит от количества илистых частиц, а сама удельная поверхность почв определяет взаимодействие корней растений и почвы, извлечение питательных веществ из почвы, содержание доступной растениям воды и пр. Именно удельная поверхность почв привлекает сейчас внимание исследователей как показатель их гранулометрического состава.

Многие физические параметры определяются именно гранулометрическим составом (табл. 6). В большинстве почв, кроме акрисолой, плотность агрегатов явно увеличивается с уменьшением их размеров. Превышение плотности агрегатов над плотностью почвы в целом связано с пористостью упаковки агрегатов, которая может достигать значительной величины.

Таблица 5

Минеральный состав и основные компоненты почвенных частиц менее 1 мкм, % от массы фракции (по А.Д. Воронину)

| Почва | Горизонт | Гумус, % | Карбонаты и легкорастворимые соли | Группа монтмориллонита | Гидро-слюды | Каолинит + хлорит | Кварц и др. |
|--|----------|----------|-----------------------------------|------------------------|-------------|-------------------|-------------|
| Ретисоль (дерново-подзолистая (Московская обл.)) | A1 | 10 | нет | 23 | 26 | 36 | 5 |
| | A1 A2 | 6 | 44 | 19 | 33 | 32 | 10 |
| | A2 | 4 | 44 | 15 | 38 | 29 | 14 |
| | B1 | 1 | 44 | 35 | 31 | 28 | 5 |
| чернозем типичный целина (Курская обл.) | A1 | 15 | 2 | 27 | 36 | 15 | 5 |
| | B1 | 11 | 2 | 26 | 35 | 21 | 5 |
| | B2 | 4 | 12 | 19 | 33 | 27 | 5 |
| | C1 | 2 | 12 | 24 | 35 | 25 | 2 |
| чернозем обыкновенный (Каменная степь, Воронежская обл.) | A1 | 14 | 5 | 48 | 25 | 5 | 3 |
| | B1 | 6 | 4 | 63 | 20 | 5 | 2 |
| | B2 | 2 | 18 | 50 | 22 | 5 | 3 |
| | B3 | 1 | 18 | 53 | 21 | 5 | 2 |
| каштанозем (Волгоградская обл.) | A1 | 5 | 4 | 34 | 53 | 1 | 3 |
| | B1 | 3 | 5 | 44 | 44 | 2 | 2 |
| | B2 | 2 | 16 | 34 | 43 | 3 | 2 |
| | C1 | 1 | 24 | 35 | 35 | 3 | 2 |
| солонец среднестолбчатый (Волгоградская обл.) | A1 | 6 | 5 | 32 | 44 | 1 | 6 |
| | B1 | 3 | 7 | 48 | 36 | 1 | 5 |
| | B2 | 2 | 15 | 42 | 38 | 1 | 3 |
| | C1 | 1 | 20 | 34 | 42 | 2 | 1 |
| Кальцисоль (темный серозем (Чаткальская ГМОС)) | A1 | 5 | 20 | 25 | 47 | 1 | 2 |
| | A1 B1 | 2 | 24 | 15 | 56 | 1 | 2 |
| | B1 | 2 | 24 | 15 | 56 | 1 | 2 |
| | BC | 1 | 21 | 22 | 38 | 17 | 1 |
| | C | 1 | 16 | 15 | 45 | 22 | 1 |

Обобщая сказанное, следует подчеркнуть, что гранулометрический состав почв определяет многие другие их свойства. С ним связан валовой состав почв, содержание гумуса, питательных элементов, влагоемкость, пористость. Чем тяжелее гранулометрический состав, тем больше в почвах (при прочих равных условиях) пористость, содержание гумуса, воды, питательных веществ (табл. 7). Это значит, что более тяжелые почвы потенциально более плодородны. Плодородие почв определяется и их физическими свойствами, которые также определяются текстурой.

Таблица 6

**Изменение физических свойств почв в зависимости от
гранулометрического состава**

| Почва, регион | Горизонт | Содержание частиц <0,01 мм, % | Плотность | Пористость, % | МГ, % | ВЗ, % | НВ, % |
|---|----------|-------------------------------------|-----------|------------------|----------|----------|----------|
| Темный каштанозем (Волгоградская обл.) | A | 53 | 1,07 | 60 | 8,6 | 11,0 | 28 |
| | A | 37 | 1,20 | 52 | 5,5 | 7,5 | 22 |
| | A | 28 | 1,30 | 50 | 3,8 | 5,2 | 20 |
| | A | 16 | 1,42 | 48 | 2,6 | 4,1 | 13 |
| Чернозем выщелоченный (Молдова) | A | 39 | 1,20 | 54 | 7,2 | 10,0 | – |
| | B | 39 | 1,34 | 53 | 7,7 | 17,7 | – |
| | A | 53 | 1,21 | 56 | 7,7 | 17,1 | – |
| | B | 54 | 1,30 | 50 | 8,2 | 12,4 | – |
| | A | 64 | 1,19 | 5 | 9,4 | 14,4 | – |
| | B | 64 | 1,28 | 52 | 10,4 | 14,0 | – |
| Чернозем выщелоченный (Западная Сибирь) | A | 18 | 1,21 | 56 | 3,8 | 5,9 | 20 |
| | B | 19 | 1,46 | 44 | 2,3 | 3,0 | 12 |
| | A | 23 | 1,00 | 60 | 6,4 | 7,0 | 32 |
| | B | 25 | 1,30 | 50 | 4,5 | 4,7 | 15 |
| | A | 41 | 0,91 | 65 | 6,8 | 8,3 | 35 |
| | B | 34 | 1,19 | 55 | 4,5 | 6,8 | 22 |
| | A | 48 | 0,79 | 69 | 12,7 | 18,3 | 55 |
| | B | 60 | 0,95 | 65 | 13,3 | 19,2 | 39 |
| | A | 64 | 0,70 | 72 | 14,9 | 21,4 | 57 |
| | B | 74 | 1,17 | 56 | 12,4 | 18,1 | 29 |

Таблица 7

Содержание питательных элементов в разных гранулометрических фракциях почв лесной зоны (% от массы почвы)

| Фракция | P | K | Ca |
|---------|------|-----|-----|
| песок | 0,05 | 1,4 | 2,5 |
| пыль | 0,10 | 2,0 | 3,4 |
| ил | 0,30 | 2,5 | 3,4 |

В целом очевидно, что гранулометрический состав почв – важнейшее свойство почв, определяющее многие ее другие свойства: снабжение растений водой и питательными элементами, освоение почвы корнями, и целый комплекс физических свойств, например, структуру.

2. СТРУКТУРА ПОЧВ

В почве помимо отдельно залегающих элементарных почвенных частиц выделяют агрегаты (педы), которые представляют собой комбинацию элементарных частиц, образующуюся в результате их взаимодействия, скрепления каким-либо цементом, клеем. В качестве склеивающего начала обычно выступают коллоиды, как минеральные, так и органические.

Структура почвы – совокупность агрегатов различной величины, формы и качественного состава. **Структурность** – способность почвы распадаться на агрегаты. В песчаных и супесчаных почвах структурные элементы обычно находятся в раздельно-частичном состоянии, то есть такие почвы – бесструктурны. В суглинистых и глинистых почвах иногда структура также может отсутствовать.

Агрономическое значение структуры очень велико. Она определяет физические свойства почв, условия обработки и сильно влияет на рост и развитие растений. Структура оценивается по ее размеру, пористости, механической прочности, водопрочности. Наиболее агрономически ценными считаются макроагрегаты 0,25–7(10) мм, обладающие высокой пористостью (более 45 %), механической прочностью и водопрочностью. Структурной считается почва, содержащая более 55 % водопрочных агрегатов размером 0,25–10 мм. Часто используют коэффициент структурности – отношение количества мезоагрегатов к сумме макро- (более 7 или 10 мм) и микроагрегатов (до 0,25 мм). Структуру характеризуют два основных показателя – связность и водопрочность. Под связностью структуры понимается ее устойчивость к механическим воздействиям. Водопрочность – способность не разрушаться при увлажнении. Только связная и водопрочная структура способна сохранять благоприятное сложение при многократных обработках и увлажнении. В ином случае структура быстро разрушается при обработке или увлажнении осадками, и почва становится бесструктурной.

Крайне важно, чтобы водопрочные агрегаты были пористые, имели рыхлую упаковку, легко воспринимали воду, допускали легкое проникновение корней и микроорганизмов. Обычно такая структура у легких суглинков и связных супесей. В тяжелых породах упаковка агрегатов слишком прочная, поры тонкие, то есть такая структура не имеет ценности в агрономическом плане.

При наличии агрономически ценной структуры в почве создается благоприятное сочетание капиллярной и некапиллярной пористости. Между агрегатами преобладают некапиллярные, внутри – капиллярные поры. В бесструктурной почве механические элементы лежат плотно, поэтому образуются только капиллярные поры. Структурные почвы благодаря наличию некапиллярных пор хорошо впитывают влагу, которая по мере

движения впитывается комками, а промежутки между комками заполняются воздухом. Воздух содержится и в порах аэрации внутри комка. Потери воды от поверхностного стока в такой почве минимальны, а наличие некапиллярных пор предохраняет от испарения влаги с поверхности. В структурных почвах создаются благоприятные условия обеспечения растений влагой и воздухом. Даже при увлажнении до НВ в таких почвах сохраняется хороший воздухообмен и господствуют окислительные процессы. Достаточная аэрация при наличии доступной влаги создает хорошие условия для потребления элементов питания растениями по сравнению с бесструктурной почвой, активнее идут микробиологические и др. процессы, нет процессов денитрификации, накопления несиликатных форм полуторных окислов.

Бесструктурная почва медленно поглощает воду, потери воды велики вследствие стока. Сплошная капиллярная связь вызывает большие потери от испарения. В такой почве часто бывает крайнее положение увлажнения: избыточное и недостаточное. При избыточном увлажнении все промежутки заняты водой, ощущается недостаток воздуха, развиваются анаэробные процессы, ведущие к потерям азота вследствие денитрификации, образованию токсичных закисных форм железа и марганца, накоплению несиликатных форм полуторных окислов (что способствует закреплению фосфора в труднодоступной форме). При недостаточном увлажнении ощущается недостаток влаги.

Агрономически ценная структура, имея рыхлое сложение, облегчает прорастание семян и распространение корней растений, уменьшает энергетические затраты на механическую обработку почвы. Более плотное сложение и повышенная связность тяжелых бесструктурных почв повышает удельное сопротивление и ухудшает развитие корней растений.

Благоприятное влияние на агрономические свойства почв оказывает и микроструктура при условии ее пористости и водопрочности. Лучшими считаются микроагрегаты 0,25–0,01 мм. Более мелкие микроагрегаты затрудняют водо- и воздухопроницаемость, повышают испарение.

Во влажных зонах особенно важно иметь более крупные макроагрегаты для лучшей водопроницаемости и водоотдачи. В засушливых условиях важно ослабить испаряемость, поэтому здесь благоприятнее мелкие агрегаты.

Главное, что в любых условиях структурная почва всегда имеет более благоприятные условия для жизни растений, чем бесструктурная.

В образовании структуры участвуют 2 процесса: механическое разделение на агрегаты и образование водопрочных отдельностей. Механическое разделение идет при изменении давления вследствие резких колебаний сухих и влажных условий, замерзания и оттаивания, деятельности почвенных животных, рыхлящем воздействии

почвообрабатывающих орудий. Водопрочность агрегаты приобретают под влиянием коагуляции и цементации благодаря почвенным коллоидам, органическим и минеральным. Хорошими коагуляторами чаще бывают двух-, трехвалентные катионы: Ca, Mg, Al, Fe. При преобладании натрия и иных одновалентных катионов прочной структуры не образуется. Хорошие структурообразователи – глинистые минералы и гидроксиды Al, Fe; гуминовые кислоты. При временном избыточном увлажнении часто проявляется оструктурирующая роль железа. Водорастворимые закисные формы при подсыхании переходят в нерастворимые окисные, цементируя почвенные агрегаты.

Из растений наиболее сильное оструктурирующее действие оказывает многолетняя травянистая растительность, образующая при разложении большое количество связанного с кальцием гумуса. Широко известна деятельность любрицидов, оструктурирующих почву копролитами.

Наиболее прочной структурой обладают в целинном состоянии черноземы, чуть меньшей – камбисоли, лувисоли, каштаноземы. Минимальную водопрочность имеют структуры криосолей, ареносолей.

Структурой называются соединенные между собой механические элементы (агрегаты), на которые может распадаться почва. Форма, размер и качественный состав структурных элементов неодинаков. Он изменяется в различных почвах, а также в разных горизонтах одной и той же почвы.

В зависимости от **формы** структурных элементов различают три основных типа структуры (рис. 3–5):

1) кубовидная, когда структурные элементы равномерно развиты по трем взаимно перпендикулярным осям. Основными видами данного типа структуры являются глыбистая, комковатая, ореховатая и зернистая.

2) призмовидная, когда структурные элементы развиты преимущественно по вертикальной оси. Основные виды – столбовидная, столбчатая и призматическая.

3) плитовидная, когда структурные элементы развиты преимущественно по двум горизонтальным осям и укорочены в вертикальном направлении. Основные виды – плитчатая и чешуйчатая.

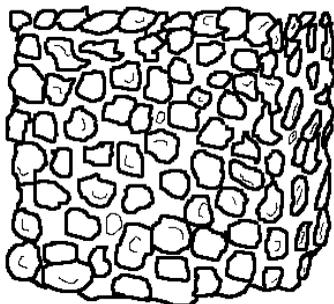


Рисунок 3. Кубовидная структура

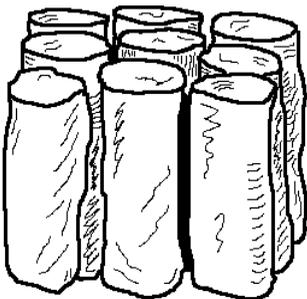


Рисунок 4. Призмовидная структура

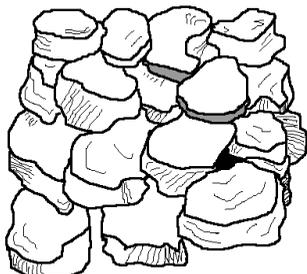


Рисунок 5. Плитовидная структура

В почвоведении США или стран Западной Европы чаще рассматривают 4 типа структура, к выше упомянутым добавляется еще блочная. Структура почв динамична. Разрушение происходит под влиянием обработки, передвижения по почве, ударов капель дождя, при замене двухвалентных катионов в ППК на одновалентные (гипсование, известкование). Улучшение структурного состояния почв осуществляется агротехническими методами: посев многолетних трав и культур с мощной корневой системой (пшеница, кукуруза, подсолнечник), обработка почв в спелом состоянии, проведение химической мелиорации, внесение органических и минеральных удобрений.

3. УДЕЛЬНАЯ ПОВЕРХНОСТЬ

Удельная поверхность почвы – суммарная поверхность всех частиц почвы, отнесенная к единице веса или объема, выражается чаще всего в $\text{м}^2/\text{г}$. Удельная поверхность почвенных частиц является важной физической характеристикой почвы. Процесс диспергации (дробления) минеральной части почвы означает переход ее в более активное состояние, так как увеличивается поверхность твердой фазы в единице веса или объема, а вместе с тем возрастает и поверхностная энергия. С увеличением удельной поверхности связаны явления поглощения минеральных веществ, зольных элементов, паров, газов, передвижение в почве воды и воздуха, а также другие физические и технологические свойства почвы.

Выделяют внешнюю поверхность, или как ее еще называют кинетическую поверхность дисперсного вещества и внутреннюю поверхность внутри элементарных почвенных частиц, микропор, трещин и т.п. Поверхность почвенных частиц имеет свой сложный микрорельеф, отдельные участки которого энергетически неравноценны. Особой энергетической активностью характеризуются выпуклые элементы частиц. Удельная поверхность частиц разного размера может различаться на 6 порядков: от мм²/г почвы у песка до десятков м²/г у коллоидов.

Обычно удельную поверхность почвы определяют насыщением почвы водяным паром (или этиленгликолем). По Кутилеку, насыщение идет до образования мономолекулярного слоя вокруг каждой почвенной частицы. Этот показатель вычисляется по формуле:

$$S=3610 (V_2-V_1) / (V_1-V_0),$$

где V_2 , V_1 , V_0 – вес после насыщения, до насыщения и тары соответственно.

Различия в специфической поверхности почв, удельной поверхности почвенных частиц определяет гранулометрический состав. Особенно четко это можно проследить для почв одного типа, но разного гранулометрического состава (табл. 8).

Таблица 8

Удельная поверхность дерново-подзолистых почв в зависимости от гранулометрического состава, м²/г (по А.В. Шевченко)

| Гранулометрический состав | Оподзоленные горизонты | Неоподзоленные горизонты |
|---------------------------|------------------------|--------------------------|
| песчаный | <19 | <23 |
| супесчаный | 19–36 | 23–40 |
| легкосуглинистый | 36–54 | 40–68 |
| среднесуглинистый | 54–71 | 69–91 |
| тяжелосуглинистый | 71–89 | 91–114 |
| глинистый | >89 | >114 |

Для разных типов почв зависимость от гранулометрического состава перекрывает влияние гумуса на удельную поверхность (табл. 9). Поскольку разные почвы в илистой фракции, наиболее коррелирующей с удельной поверхностью, могут содержать разные минералы (каолинит, монтмориллонит), то при высоком содержании ила отмечаются вариации зависимости удельной поверхности от состава фракции. В акрислоях, где ил обогащен каолинитом и гидроксидами железа, меньшее возрастание удельной поверхности с ростом содержания ила, возможно, определяется именно его минеральным составом.

Таблица 9

**Содержание ила (частиц < 1мкм) и удельная поверхность (S)
некоторых почв (по О.А. Трубецкому)**

| Почва | Горизонт | <1 мкм, % от почвы | S, м ² / г |
|-----------------------------|----------|--------------------|-----------------------|
| дерново-подзолистая глеевая | Ап | 13 | 72 |
| | А2 | 6 | 47 |
| | В | 24 | 120 |
| | С | 16 | 95 |
| чернозем типичный | А | 26 | 117 |
| | АВ | 31 | 140 |
| | В1 | 29 | 132 |
| | В2 | 29 | 131 |
| чернозем слитой | А | 45 | 162 |
| | А1 | 46 | 169 |
| | АВ | 44 | 167 |
| | В | 43 | 160 |
| | ВС | 39 | 151 |
| черноземно-луговой солонец | А | 25 | 140 |
| | В1 | 34 | 172 |
| | В2 | 42 | 192 |
| | В2 | 40 | 179 |
| | С | 32 | 156 |
| хромик камбисоль | А | 33 | 112 |
| | В1 | 47 | 128 |
| | В2 | 40 | 121 |
| | С | 31 | 110 |
| акрисоль | А | 23 | 103 |
| | В1 | 34 | 120 |
| | В2 | 40 | 134 |
| | С | 36 | 122 |

Различия в удельной поверхности почв обычно связаны с разным содержанием гумуса, гранулометрическим и минеральным составом почв. Добавление в почву других соединений может изменить ее удельную поверхность. Так, внесение 10 % свежесажденного оксида железа в целом увеличило удельную поверхность монтмориллонита и каолинита (соответственно на 18 и 13 м²/г). Сам оксид железа имеет большую удельную поверхность, которая заметно уменьшается при его старении, втрое через 2 года (по данным П.М. Сапожникова).

Эти данные показывают, что процессы почвообразования, связанные с накоплением или выносом соединений железа, будут изменять удельную поверхность почв. Изучение удельной поверхности показало, что даже в пределах одной почвы мелкозем существенно неоднороден по удельной поверхности, а, следовательно, и по гранулометрическому составу.

Итак, удельная поверхность почвы – одно из важнейших ее свойств. Оно характеризует экологические возможности почв, их способность удерживать воду, снабжать растения питательными элементами. Обычно в работах по гранулометрическому составу используют удельную поверхность, определенную по сорбированной почвой воде.

4. ПЛОТНОСТЬ ПОЧВ

Плотность почвы (объемная масса) – масса единицы объема абсолютно сухой почвы, взятой в естественном сложении. Она зависит от минералогического и гранулометрического состава, структуры, содержания органического вещества. Обработка почвы уменьшает плотность, проход техники – увеличивает. Плотность почвы сильно влияет на поглощение влаги, газообмен в почве, развитие корней, микробиологические процессы.

Влажность почвы влияет на плотность не только почвы с естественной влажностью, но и на величину плотности в пересчете на абсолютно сухую массу. Для почв, набухающих при увлажнении, в основном суглинистого и глинистого гранулометрического состава, плотность почв в пересчете на абсолютно сухую массу уменьшается с увеличением влажности. Это явление (уменьшение плотности почв с влажностью) имеет важное экологическое и методическое значение.

Так, методика определения плотности почв сводится к определению массы почвы в известном объеме (буре). Во влажной почве бур извлекает сравнительно однородно набухшую массу, и плотность почв характеризует именно среднюю величину массы почвы в данном слое. В сухое время, когда почва иссушена, почва обычно извлекается из блоков между трещинами, поэтому плотность почв характеризует плотность этих блоков и не учитывает объем трещин. Эта плотность отражает истинное состояние почвы, ее экологические возможности как среды обитания животных и растений. Но эта плотность не пригодна для расчета запасов влаги и питательных веществ в почве, так как дает преувеличенное их значение. Для таких расчетов необходимо использовать плотность влажной почвы, преимущественно в весенний-раннелетний период.

Известно, что плотность почвы свыше 1,4 является предельной для нормального развития большинства растений. Это связано с тем, что корни растений с трудом проникают в такую плотную почву. А.Г. Бондарев установил экологически благоприятные для растений амплитуды плотности

почв разного гранулометрического состава: для глинистых и суглинистых почв – 1,0–1,30, легкосуглинистых – 1,10–1,40, супесчаных – 1,20–1,45, песчаных – 1,25–1,60. Как следует из анализа гранулометрического состава почв, пески исходно обладают высокой плотностью. Именно поэтому пески как субстрат для поселения пригодны далеко не для всех растений. Их осваивают в основном псаммофиты – растения, выдерживающие засыпания, выдувания, умеющие осваивать песчаную толщу, несмотря на ее высокую плотность, следовательно, небольшую пористость (хотя в среднем поры в песке крупнее пор в суглинках и глинах).

Оптимальная плотность пахотного горизонта – 1,0–1,2 г/см³, при 1,2–1,3 г/см³ почва уплотнена, при 1,3–1,4 – сильно уплотнена, 1,4–1,6 г/см³ – типичные величины для подпахотных горизонтов, 1,6–1,8 – для иллювиальных горизонтов.

Объемная плотность почвы находится в обратно пропорциональной зависимости от пористости. Почвы без структуры, очень легкие или массивные почвы, будут иметь плотность около 1,6–1,7 г/см³. Формирование структуры увеличивает поровое пространство, что приводит к уменьшению объемной плотности. Обычно с увеличением содержания глины наблюдается тенденция к увеличению развития структуры и уменьшению плотности. Когда ил аккумулируется в В горизонте, он заполняет существующее поровое пространство, что ведет к увеличению плотности.

Органические почвы имеют очень низкую плотность по сравнению с минеральными почвами, которая сильно варьирует в зависимости от природы органического вещества и влажности на момент отбора проб для определения насыпной плотности. Плотность для органической почвы, как правило, находится в диапазоне от 0,1 до 0,6 г/см³.

Значения плотности почвы важны для расчетов ряда параметров в виде запасов. Для пересчета с единицы веса на единицу площади используют обычно стандартные значения 2 млн. фунтов/акр в США и 3 тыс. т/га в Беларуси. Это значение получается из расчета

$$1,2 \text{ г/см}^3 * 25 \text{ см} * 1 \text{ га} = 1,2 \text{ т/м}^3 * 0,25 \text{ м} * 10^4 \text{ м}^2 = 3000 \text{ т.}$$

Здесь 1,2 г/см³ – примерная плотность пахотного слоя, 25 см средняя мощность пахотного слоя.

Вес пахотного слоя учитывают, например, при расчете дозы извести, необходимой для нейтрализации повышенной кислотности. Так, при величине гидролитической кислотности 4 смоль/кг содержание протонов на 1 га в пахотном слое составит 40 моль/т * 3000 т = 120 000 моль/га, или 120 кмоль/га. Так как 1 моль Н⁺ нейтрализуется 50 г СаСО₃, то общая доза извести составит 6 т/га.

Плотность почвы определяется твердой фазой почвы и упаковкой

составляющих ее частиц и агрегатов.

Плотность твердой фазы (удельная масса) почвы – отношение массы твердой фазы к массе воды в том же объеме при 4° С. Плотность самой твердой фазы почвы зависит от минерального состава и содержания гумуса. Она определяется обычно пикнометрически, при заполнении водой всех пор почвы. Почвы образуются из рыхлых осадочных пород, прошедших цикл выветривания, а эти породы содержат в основном такие минералы легкой фракции, как кварц, полевые шпаты, слюды с относительно небольшой плотностью (2,5–3,0 г/см³). В реальных почвах плотность колеблется в пределах 2,50–2,90 (в среднем 2,65), в органогенных горизонтах – в диапазоне от 1,4 до 1,8 г/см³. Для органических веществ плотность твердой фазы изменяется от 0,2 до 1,4 г/см³. Плотность твердой фазы определяется обычно пикнометрически, при заполнении водой всех пор почвы.

На практике нередко встречаются значения плотности твердой фазы ниже 2,40 и даже около 2,20. Такие низкие значения пытаются объяснить высокой гумусированностью почв. Но исследования показывают, что, скорее всего, низкие значения плотности твердой фазы определяются гидрофобностью почв, плохой их смачиваемостью водой.

Предварительное замачивание почвы в воде в течение трех суток снимает эффект гидрофобности и позволяет получить результаты, соответствующие истинной плотности твердой фазы (вместо 2,24, после замачивания в воде плотность почвы – 2,64). Отмеченное явление позволяет более критически оценить другой артефакт, часто встречающийся в почвенной литературе. Существует мнение, что плотность сорбированной на почвенной матрице воды резко возрастает по сравнению со свободной водой. Приводили значения плотности почвенной сорбированной воды 1,5 (Н.А. Качинский, М.В. Чапек, Ф. Респондек). Однако совместное изменение при уменьшении влажности почвы объема системы почва-вода заставляет отвергнуть эту гипотезу. Белорусский ученый П. Олодовский показал, что плотность воды на почвенной матрице не превышает 1,19. Но и это величина может быть артефактом.

5. ПОРОЗНОСТЬ ПОЧВ

К почвенной **пористости** относят ту часть объема почвы, которая занята водой и воздухом. Она определяется по разности плотности твердой фазы почвы и почвы в естественном состоянии

$$P=(dtf - ds) / dtf,$$

где dtf – плотность твердой фазы почвы, ds – плотность естественной почвы.

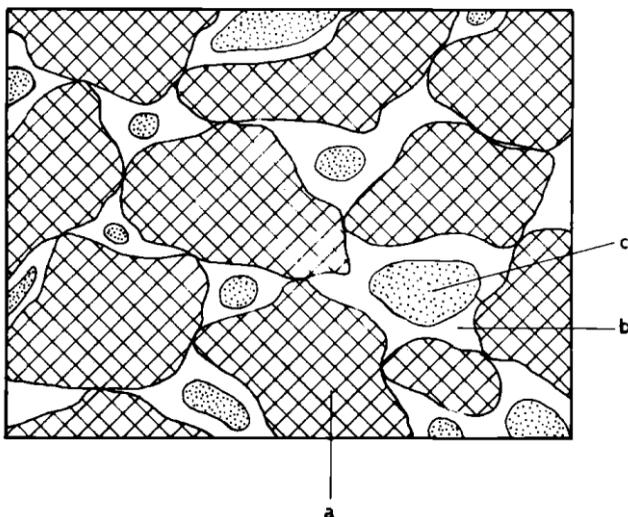


Рисунок 6. Между почвенными частицами (а) образуются почвенные поры, занятые либо водой (b), либо воздухом (с).

Пористость (порозность) – одно из основных свойств почв. Именно в порах происходят все почвенные процессы. В них распределяются корни растений, живут микроорганизмы, мелкие животные. Соотношение воды и воздуха в порах почвы определяют окислительно-восстановительный режим. Пory определяют передвижение воды в почве, вынос соединений из почвенного слоя, капиллярный подъем воды.

Чтобы представить себе поровое пространство, сложим одинаковые шары в коробку определенного размера. При максимально компактной упаковке пустое пространство будет занимать 26 % объема, при хаотичном расположении шаров пористость может увеличиться до 48 %. Форма конкретных частиц далека от формы шара, особенно крупных, песчаных. В зависимости от гранулометрического состава и агрегированности почв объем общей порозности закономерно изменяется (табл. 10): возрастает от песков к глинам, но уменьшается снова в слитых почвах. Низкая порозность песчаных почв обусловлена слабой их структурированностью. Высокую пористость обычно имеют гумусовые горизонты, хорошо оструктуренные, в которых пористость может достигнуть 60 % Текстурно-иллювиальные горизонты Вt имеют в большинстве случаев повышенную плотность из-за заполнения части порового пространства лессивированным илом.

Увеличение порозности в более тяжелых почвах обусловлено степенью их агрегированности: чем она выше, тем выше порозность. В слитых почвах нет даже микроагрегированности, и порозность мала. В целом от глин к суглинкам уменьшается общая порозность почв; агрегированность, в том числе и количество микроагрегатов, при этом порозность агрегатов меньше общей порозности, так как последняя включает 10–40% межагрегатной пористости.

Для понимания почвенных процессов, таких как движение воды в почве, проникновение в почву корней необходимо знать размеры почвенных пор и их конфигурацию. Корневые волоски могут проникать лишь в поры с диаметром крупнее 0,01 мм, мелкие корешки – в поры крупнее 0,1 мм, простейшие и водоросли живут в порах с диаметром крупнее 0,02 мм, бактерии – 0,001 мм.

Таблица 10

Плотность и пористость почв (по данным А.Д. Воронина)

| Горизонт | Глубина, см | Плотность, г/см ³ | | Пористость, % от объема почвы | | | |
|--------------------------|-------------|------------------------------|-------|-------------------------------|------------|---------------|----------------|
| | | твердых фаз | почвы | общая | агрегатная | межагрегатная | агрегатная с/в |
| Ретисоль | | | | | | | |
| А пах. | 10–20 | 2,66 | 1,32 | 50,4 | 37,5 | 12,3 | 41,2 |
| A2 | 27–31 | 2,67 | 1,45 | 45,6 | 36,0 | 9,6 | 36,1 |
| A2B1 | 35–45 | 2,69 | 1,57 | 41,6 | 31,7 | 9,9 | 35,2 |
| B1 | 45–55 | 2,70 | 1,44 | 46,7 | 22,8 | 23,9 | 30,0 |
| B2 | 55–65 | 2,70 | 1,70 | 37,0 | 26,7 | 10,3 | 29,8 |
| Чернозем мощный типичный | | | | | | | |
| АдА1 | 5–15 | 2,62 | 1,11 | 57,8 | 19,1 | 38,7 | 30,3 |
| A1 | 15–25 | 2,61 | 1,16 | 55,5 | 20,8 | 34,7 | 31,0 |
| B1 | 60–70 | 2,63 | 1,21 | 54,0 | 27,0 | 27,0 | 37,1 |
| B2 | 90–100 | 2,68 | 1,25 | 53,4 | 38,2 | 15,2 | 44,7 |
| Темный каштанозем | | | | | | | |
| A | 2–25 | 2,65 | 1,28 | 52,0 | 34,0 | 18,8 | – |
| B1 | 26–35 | 2,68 | 1,44 | 46,0 | 31,0 | 15,0 | – |
| B2 | 90–100 | 2,71 | 1,65 | 39,0 | 30,0 | 9,0 | – |
| C | 56–75 | 2,71 | 1,75 | 35,0 | 29,0 | 6,0 | – |
| Акрисоль (краснозем) | | | | | | | |
| A пах | 10–20 | 2,58 | 0,67 | 74,0 | 46,3 | 27,7 | 60,2 |
| B1 | 25–35 | 2,76 | 0,85 | 69,2 | 43,5 | 25,7 | 58,3 |
| B2 | 40–50 | 2,81 | 1,00 | 64,4 | 25,9 | 38,5 | 42,1 |
| BC | 80–90 | 2,82 | 0,92 | 67,4 | 29,9 | 37,5 | 47,9 |

Примечание. Прочерк – нет данных.

По причине различий в размерах пор легкие песчаные почвы хорошо пропускают воду по сравнению с суглинистыми, хотя имеют меньшую пористость. В песках доминируют крупные некапиллярные поры, обеспечивающие хороший дренаж.

Именно поровое пространство обеспечивает аэрацию почв, бесперебойную поставку кислорода для дыхания корней и микроорганизмов. Если поровое пространство состоит из мелких микропор, занятых водой, это может служить препятствием для нормального воздухообмена (диффузия кислорода через воду в 10000 раз медленнее, чем в воздухе) и растения могут страдать от недостатка кислорода в почвенном воздухе.

Определение размеров пор можно производить или в шлифах, или по количеству воды, удерживаемой почвой при разном потенциале почвенной воды. Чем меньше диаметр капилляра, тем прочнее удерживается вода в почве, тем большую силу следует приложить, чтобы извлечь эту воду из почвы. Оценка порозности почвы по удерживаемой воде опирается на формулу Жюрена. Существует несколько классификаций пор по размеру. И. Либрот использует следующую:

1. Крупные поры, диаметр больше 10 мкм. Разделяют на поры быстрого дренажа (>50 мкм и замедленного дренажа – 10–50 мкм)
2. Средние поры, диаметр 0,2–10 мкм. Вода прочно удерживается в этих порах, но корни еще проникают в них.
3. Мелкие поры, диаметр <0,2 мкм. Вода прочно удерживается в порах. Корни, в том числе корневые волоски, не проникают в поры.

В грунтоведении (инженерной геологии) применяется несколько другая классификация пор пород (табл. 11). Она учитывает кроме размера пор их связь с субстратом, влияние растений и животных и движение воды в порах.

Голландские ученые (Коогеваар Р. и др.) выделяют макропоры, более 100 мкм, мезопоры – 30–100 мкм, и микропоры – до 100 мкм.

Классификация включает более широкий диапазон размеров пор, от 0,1 мкм до >1000 мкм, хотя количество классов в обеих классификациях одинаково. Недостатки обеих классификаций в том, что они оценивают поры как округлые образования с определенным диаметром. На самом деле поры также резко различаются по форме (как и по размеру). Их протяженность, извилистость, "тупиковость" играет важную роль в движении воды, корней растений, животных.

Оценка пор почвы будет неполной, если не будет учтена форма пор. Учитывая, что форма пор оценивается в шлифах, Е.Б. Скворцова разработала критерий F (критерий формы) для оценки формы пор.

Типы пор дисперсных грунтов

| Название и размер пор, мкм | Связь пор со структурой субстрата | Движение воды в порах | В каких породах преобладают |
|-----------------------------|---|--|---|
| Макропоры >1000 | поры образованы обломками горных пород, остатками растений, ходами землероев, трещинами усадки | свободный сток гравитационной воды, капиллярный подъем отсутствует (кроме слитых почв) | крупнообломочные, биогенные, слитые |
| Мезопоры 1000–10 | поры образованы мезо- и микроструктурными элементами, песчаными и пылеватыми зёрнами, остатками растений, микроорганизмов | движение гравитационной воды идет при напоре, капиллярный подъем идет быстро на небольшую величину | песчаные, лессовые, биогенные |
| Микропоры 10–0,1 | поры образованы микроагрегатами и микроблоками, отдельными минеральными частицами, остатками растений и животных | капиллярный подъем идет медленно на большую высоту, движение гравитационной воды отсутствует | органо-химические и слабосцементированные, глинистые, биогенные |
| Ультракапиллярные поры <0,1 | поры микро- и ультрамикроагрегатов, микро- и ультрамикроблоков | гравитационное и капиллярное передвижение воды практически отсутствует, поры заполнены связанной водой | глинистые |

Он характеризуется формулой:

$$F = (4\tau S/P^2 + D/L)/2,$$

где F – обобщенный фактор формы, S – площадь, P – периметр, D – ширина, L – длина пор в шлифе. На основании фактора формы (F) можно охарактеризовать микропоры почвы (табл. 12).

Приведенная система оценок позволяет понять структуру порового пространства почвы, прогнозировать движение воды в ней. Так, ясно, что в зависимости от ориентации пор, по трещинам может ускоряться фильтрация воды в почве (вертикальные трещины) или вода не сможет участвовать в фильтрации (при горизонтальной ориентации пор, что характерно, например, для горизонта A2(E) подзолистых и дерново-подзолистых почв).

Особо следует остановиться на изменении порозности почв при набухании и усадке. Этот процесс развит в суглинистых и глинистых почвах и зависит кроме содержания ила также от агрегированности почвы. Если почва хорошо агрегирована, то набухание уменьшает пористость межагрегатную и

почти не изменяет общий объем почвы. В случае, если почва не агрегирована, то отмечается заметное увеличение общего объема почвы. Аналогичные процессы идут при усадке почвы. А.Д. Воронин показал, что на первом этапе идет структурная усадка, когда объем потерянной воды больше, чем уменьшение объема почвы (отношение потери объема почвы к потере воды $<0,9$). Такое несоответствие обязано тому, что часть воды теряется из крупных пор и не влияет на усадку почвы.

Таблица 12

**Группировка почвенных пор в шлифах
по величине фактора формы F**

| Значение фактора F | Форма среза пор | Описание пор |
|--------------------|------------------------------|---|
| $<0,2$ | трещиновидная | трансагрегатные трещины, трещиновидные поры упаковки угловато-блоковых и пластинчатых структурных |
| 0,2–0,4 | вытянутая изрезанная | поры упаковки комковато-зернистых агрегатов и состоящих из них блоков, другие вытянутые изрезанные поры в агрегированной и неагрегированной почве |
| 0,4–0,6 | изометричная изрезанная | поры упаковки округло-комковатых агрегатов, поры-ваги в слабоагрегированной почве |
| 0,6–0,8 | изометричная слабоизрезанная | каналы в субпоперечном срезе, слабоизрезанные поры, защемленные в неагрегированной почве |
| 0,8–1,0 | округлая и близкая к ней | каналы в поперечном срезе, камеры, пузырьки |

На втором этапе идет нормальная усадка: объем потерянной воды равен снижению объема почвы. Отношение потери объема почвы к объему потерянной воды $=1-0,9$. На следующем этапе проявляется остаточная усадка. В этом случае потеря воды опять преобладает над уменьшением объема, и отношение потери объема почвы к потере объема воды снова $<0,9$. Такое отклонение определяется тем, что почвенные частицы начинают соприкасаться непосредственно друг с другом, что препятствует дальнейшему сокращению объема почвы.

На последнем этапе наступает предельная усадка (табл. 13). Вода удаляется как из межпакетного пространства набухающих минералов, так и из пространства, образованного доменами и кристаллами.

Гранулометрический состав и степень агрегированности определяют общую пористость почв, следовательно, плотность сложения, удельную поверхность, площадь взаимодействия корней растений и почвы, другие свойства почв. Сводная характеристика ряда свойств отдельных почв показана в таблице 14.

Таблица 13

**Влажность разных этапов усадки,
% от массы сухой почвы (по данным А.Д. Воронина)**

| Горизонт | Влажность предельной усадки | Влажность структурной усадки |
|------------------|-----------------------------|------------------------------|
| Глейик флювисоль | | |
| А пах | 4,4 | 21,0 |
| А2Вg | 4,0 | 15,0 |
| В | 7,5 | 25,0 |
| Ретисоль | | |
| А пах | 2,9 | 22,0 |
| А2 | 1,6 | 14,9 |
| В1 | 7,0 | 21,5 |
| В2 | 6,1 | 22,0 |
| ВС | 6,9 | 24,0 |

Порозность почв и размеры отдельных пор, группировка их по размерам и форме, определяют соотношение твердой, жидкой и газообразной фаз почв. Но это соотношение также зависит от водных свойств почвы. Физические свойства почвы во многом определяют жизнь живых организмов. Так, уплотненные глинистые почвы (старые дороги, плотность почв 2,0) в течение 30 лет после прекращения пользования ими еще не зарастают растениями. Гранулометрический состав определяет во многом растительный покров территории, влияя на водные свойства и водный режим почв.

Таблица 14

**Гранулометрический состав и физические свойства
слоя 0–50 см ряда суглинистых зональных почв**

| Почва | Ил, % | Пыль, % | Песок, % | УП, м ² /г | ds | dtf | P, % |
|------------|-------|---------|----------|-----------------------|------|------|------|
| кальцисоль | 14 | 62 | 24 | 43 | 1,32 | 2,68 | 51 |
| каштанозем | 23 | 60 | 16 | 101 | 1,25 | 2,61 | 52 |
| ретисоль | 24 | 67 | 10 | 53 | 1,35 | 2,64 | 49 |
| солонец | 25 | 60 | 15 | 93 | 1,28 | 2,63 | 49 |
| каштанозем | 30 | 58 | 11 | 112 | 1,25 | 2,62 | 56 |
| чернозем | 37 | 56 | 6 | 117 | 1,00 | 2,58 | 52 |

Примечание. ds – плотность почвы, dtf – плотность твердой фазы, P – пористость, УП – удельная поверхность.

6. ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

К **физико-механическим** свойствам почв относится пластичность, липкость, набухание, усадка, связность, твердость и сопротивление при обработке. Эта группа свойств имеет большое значение для оценки технологических свойств почв.

Пластичность – способность почв изменять свою форму под влиянием какой-либо внешней силы без нарушения сплошности и сохранять приданную форму после устранения этой силы. Пластичность обусловлена илистой фракцией почв и зависит от влажности. Различают верхний (весовая влажность, при которой стандартный конус под действием собственной массы погружается в почву на глубину 10 см) и нижний (весовая влажность, при которой образец почвы можно раскатать в шнур диаметром 3 мм без образования в нем разрывов) пределы текучести. Число пластичности – разность между показателями верхнего и нижнего пределов. Глины имеют число пластичности более 17, суглинки 7–17, супеси 1–7, пески не обладают пластичностью. Пластичность возрастает при увеличении доли натрия в почве и уменьшении доли кальция, магния, содержания гумуса.

Липкость (прилипание) – свойство влажной почвы прилипать к другим телам. Липкость отрицательно влияет на технологические свойства почв, увеличивая тяговое сопротивление. Чем тяжелее гранулометрический состав, тем больше липкость. Предельно вязкие почвы имеют липкость более 15 г/см^2 , сильновязкие – 5–15, средневязкие 2–5, слабовязкие – менее 2 г/см^2 .

С липкостью связано важное агрономическое свойство почвы – физическая спелость, то есть состояние, при котором почва хорошо крошится на комки, не прилипая к орудиям обработки. Раньше спеют легкие почвы, более гумусированные.

Набухание – увеличение объема почвы при увлажнении. Оно обусловлено сорбцией влаги почвенными частицами и гидратацией обменных катионов. Наибольшей набухаемостью обладают минералы монтмориллонитовой группы и вермикулит, малой – каолинитовые. Набухаемость увеличивает насыщение почвы натрием или увеличение содержания органического вещества. Набухаемость выражается в процентах от исходного объема почвы и является отрицательным качеством, способствуя разрушению почвенных агрегатов.

Усадка – сокращение объема почвы при высыхании, то есть обратное высыханию. Сильная усадка приводит к образованию трещин, разрыву корней растений, повышению потерь влаги от испарения. Усадка подобно набуханию обычно достигает существенных значений в тяжелых почвах, особенно с высоким содержанием монтмориллонита.

Связность почвы – способность сопротивляться внешнему усилию, стремящемуся разъединить частицы почвы, выражают в $\text{кг}/\text{см}^2$. Вызывается силами сцепления между частицами почвы, зависит от минералогического и гранулометрического состава, структурности, гумусированности, влажности почвы. Наибольшей связностью обладают глинистые почвы; при влажности, близкой к ВЗ; при насыщении ионами натрия, что способствует диспергированию почвы и увеличению удельной поверхности; при ухудшении структурного состояния.

Удельное сопротивление – усилие, затрачиваемое на подрезание пласта, его оборот и трение о рабочую поверхность ($\text{кг}/\text{см}^2$). Этот показатель колеблется в пределах 0,2–1,2 $\text{кг}/\text{см}^2$. Зависит от гранулометрического состава, вида земель, влажности.

В земледельческой практике обычно регулируют физико-механические свойства при выборе сроков и приемов обработки. Эти свойства улучшают внесением органических удобрений, посевом многолетних трав, минимализацией обработок, химической мелиорацией, использованием машин-орудий с низкими уплотняющими параметрами.

7. ЦВЕТ ПОЧВ

Окраска почвы – это морфологический признак, легко определяемый и очевидный, который является существенным показателем генезиса почвы, характера протекающих в ней почвообразовательных процессов и ее принадлежности к тому или иному типу. Цвет почвы дает информацию о дренированности почв, аэрации, содержании органического вещества, железа и других свойствах. Многие почвы имеют название в соответствии со своей окраской: подзол, чернозем, каштанозем.

Окраску почв создают три группы соединений: 1) гумус, 2) соединения железа, 3) кремнекислота или углекислая известь. В основе лежит цвет почвообразующей породы. При этом все разнообразие окраски почвы можно свести к комбинациям и сочетаниям основных цветов: черного, красного, синего и белого.

Гумусовые вещества обуславливают черную, темно-серую и серую окраску. Иногда черная окраска может быть обусловлена другими причинами: цветом почвообразующей породы, скоплением окислов и гидратов окислов марганца, содержанием сернистого железа. Люди часто отождествляют плодородные почвы с черным цветом верхнего горизонта. Серый и сизый цвет чаще всего указывает на переувлажненность почв, плохую аэрацию.

Красный цвет почвы обуславливается содержанием в ней соединений водного оксида железа ($\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$). При значительном содержании

оксида железа почва имеет красную, ржавую или красно-бурую окраску, при небольшом – желтую или оранжевую. Ярко-красный цвет многих тропических почв обусловлен гематитом (Fe_2O_3), гидратированное железо (гетит – FeOOH) имеет желтый или желтовато-коричневый цвет.

Соединения закисного железа ($\text{FeO} \cdot n\text{H}_2\text{O}$) окрашивают почву или ее отдельные горизонты в голубоватые или сизые тона. Они образуются в почвах с избыточным увлажнением и недостаточной аэрацией.

Белая окраска обусловлена значительным содержанием кремнезема (SiO_2), углекислой извести (CaCO_3), каолинита ($\text{H}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot \text{H}_2\text{O}$) или гидратом глинозема ($\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$). В ряде случаев белесоватый оттенок могут придавать гипс и легкорастворимые соли.

Бесструктурные почвы выглядят светлее, чем комковатые или зернистые. Влажные кажутся более темными, чем сухие. Восприятие цвета носит субъективный характер, более точно цвет в мировом почвоведении характеризуют формулой с помощью атласа цветов Манселла, отражающей тон (hue), насыщенность (chroma), светлота (value). В обозначении 10YR 6/4, 10YR является тоном (оттенок), 6 представляет собой светлоту и 4 – цветность (насыщенность цвета). Этот цвет – светло-желтовато-коричневый. Система цветом Манселла позволяет человеку унифицировать подходы к оценке цвета любой почвы в мире.

8. ТЕПЛОВОЙ РЕЖИМ ПОЧВЫ

Почва получает тепло с прямой и рассеянной радиацией. Известно, что от Солнца поступает $1,94 \text{ кал/мин} \cdot \text{см}^2$ (солнечная постоянная), но в зависимости от угла падения солнечных лучей реальное количество тепла существенно отличается. Баланс тепла зависит от таких параметров, как интенсивность солнечной радиации, альбедо, теплоемкость и теплопроводность почв, а в вулканически-активных регионах дополнительное тепло поступает из магмы, а также с теплыми ключами.

Главная особенность теплового режима всех почв – движение тепловой волны от поверхности в нижние почвенные горизонты. Эти движения идут с определенным запаздыванием, связанным с теплопроводностью почв.

В пределах биоценоза поступление энергии от солнца неравномерно, зависит от растительного покрова, его полноты, количества ярусов и т.д. Так, сведение леса на многолетней мерзлоте увеличивает поступление тепла с солнечной радиацией и приводит к частичной деградации мерзлоты (она опускается на 20–40 см и более).

В высокополотных ельниках на одних и тех же широтах тепла в почву поступает заметно меньше, чем в березняках или на лугах. Поэтому, кроме общего баланса тепла, для зонального ландшафта важно знать локальные характеристики радиационного баланса, как и локальные коэффициенты

увлажнения. Температура почвы – наиболее ярко выраженное ее циклическое свойство. Она постоянно восстанавливается, замыкает цикл, в зависимости от времени года. Тепловой режим оценивается рядом параметров. В первую очередь – тепловыми свойствами почвы: теплоемкостью, тепло- и температуропроводностью. Температура почвы – наиболее ясный показатель, широко используемый в практике. При оценке теплового режима почвы используют сумму среднесуточных температур воздуха, больше 5° и 10°С. Также оценивают ранние и поздние заморозки, что может оказать решающее влияние на урожай сельскохозяйственных растений и обитание некоторых видов растений. Ранние заморозки, например, могут не дать некоторым видам образовать семена, и вид уступит свою экологическую нишу другим видам растений. Так, каштаны могут расти в средней полосе достаточно долго, но при морозах ниже –30° они вымерзают. Поэтому эту экстремальную температуру можно считать одним из экологических пределов распространения каштана естественным путем.

Тепловым режимом почвы называется совокупность явлений теплообмена в системе приземный слой воздуха – почва – почвообразующая порода. Тепловой режим определяет в первую очередь солнечная радиация, точнее соотношение поглощенной радиации и теплового излучения Земли. Сравнительно небольшую роль играют экзо- и эндотермические реакции в почве, а также внутренняя энергия нашей планеты. Интенсивность альбеда зависит от окраски почвы, характера ее поверхности, теплоемкости. Темные почвы, богатые органическим веществом и глинистыми минералами, энергично поглощают солнечное излучение. Светлые, особенно песчаные малогумусные почвы имеют альбеда 40–45 %, или почти вдвое меньше.

Под теплоемкостью понимают количество теплоты (кал), необходимое для нагревания на 1° С 1 г почвы (массовая теплоемкость) или 1 см³ почвы (объемная теплоемкость). Теплоемкость жидкой фазы – около 1, твердой – 0,1–0,5, газовой фазы – 0,0003. Из этих величин следует, что теплоемкость почвы увеличивается с увеличением влажности почвы, то есть для нагревания влажной почвы требуется больше тепла, чем для нагревания сухой.

Излучение теплоты также зависит от состава и влажности почвы, строения поверхности. Поступающее количество энергии (радиационный баланс) тратится на испарение, нагревание почвы, отдачу тепла в атмосферу. В среднем за год тепловой баланс почвы равен нулю.

Теплопроводность – способность почвы проводить теплоту, она определяет глубину прогревания и охлаждения почв. Этот показатель у воды в 20 с лишним раз выше, чем у воздуха, поэтому влажные почвы прогреваются на большую глубину, хотя и медленнее, чем сухие. Биологически активное прогревание соответствует температуре выше 10° С.

Колебания суточных температур распространяются обычно до глубины 1 м. Сезонные колебания захватывают значительно большую толщину почвы.

Тепловой режим характеризуется **радиационным и тепловым балансами**. Радиационный баланс:

$$T_b = Q_p + Q_g - Q_{отр} - Q_{изл},$$

где Q_p – приход коротковолновой солнечной энергии, прямой и рассеянной, Q_g – приход длинноволнового излучения из атмосферы, $Q_{отр}$ – отраженная поверхностью коротковолновая радиация, $Q_{изл}$ – длинноволновое излучение подстилающей атмосферу поверхности.

Формулу используют для оценки радиационного баланса за любой период (час, сутки, месяц, год, многолетний период). На верхней границе экосистемы альbedo равно отношению падающей на поверхность солнечной энергии и отраженной этой поверхностью энергии. Альbedo – характерная величина для экосистем, может различаться до 4 раз, от в среднем 0,18 в тундре, лиственных лесах, степях до 0,25–0,30 в (полу)пустынях и 0,70–0,80 при устойчивом снежном покрове.

Тепловой баланс почвы определяется по формуле:

$$T_b + T_t + T_p + T_k = 0,$$

где T_b – радиационный баланс, T_t – затраты тепла на транспирацию и физическое испарение воды, T_p – расход тепла на теплообмен с глубокими слоями, T_k – количество тепла, идущего на нагрев воздуха.

Для понимания сути влияния тепла на почвообразование и экосистемы важно знать в первую очередь радиационный баланс, глубину проникновения тепловой волны в почву, сумму температур более 10° С на глубине 20 см (зона максимума корней). Температура служит «сигналом» для прорастания семян, и для разных видов растений эта температура различается. Так, по данным Л.М. Томпсона и Ф.Р. Троу, овес, люцерна и костер начинают прорастать при средней дневной температуре в слое 0–5 см почвы 10°С, кукуруза – при 15°, хлопчатник – более 20°. Активность микрофлоры в почве достигает максимума при 35°С.

Опыты, проведенные с подогревом слоя почвы 0–100 см, в среднем повысили урожай кукурузы на 28 %, суданской травы на 54 %, овсяницы на 19 %, перца на 41 %. Важность температуры в оценке теплового режима почв подтверждается всей практикой тех сельских хозяйств, где строго учитывают температуру почвы, заморозки и т. д. Поглощение растениями азота резко растет при температуре выше 5° С, фосфора – выше 15° С.

Известно, что продуктивность зональных экосистем выше в южных регионах (при условии достаточного снабжения водой). Повышение продуктивности в первую очередь определяется повышением средней температуры воздуха и почвы.

Особенно ярко эта закономерность проявляется при сравнении сосны, растущей на легких (песчаных и супесчаных) почвах от лесотундры до полупустыни. С ростом температуры ее бонитет и запасы древесины растут, и только в сухой степи и полупустыне, где мало воды, бонитет и продуктивность сосны падают. Сумма активных температур, по теории Д.С. Орлова, влияет на биологическую активность, на глубину гумификации в почве органического вещества (табл. 15).

Таблица 15

Содержание гумуса, (%), и глубина гумификации (Сгк/Сфк) в горизонте А₁ в зависимости от продолжительности периодов (дни) с дневной температурой >10°C (Т1) и с продуктивной влажностью, W, (Т2) – 1–2%

| Почвы | С, % | Сгк/Сфк | Т1 | Т2 | Т1–Т2 |
|------------------------|------|---------|-----|-----|-------|
| тундровые | 1,7 | 0,48 | 50 | нет | 50 |
| глее-подзолистые | 1,9 | 0,54 | 70 | нет | 70 |
| подзолистые | 0,4 | 0,70 | 92 | нет | 92 |
| дерново-подзолистые | 1,7 | 0,75 | ПО | нет | ПО |
| серые лесные | 3,1 | 1,10 | 130 | нет | 130 |
| черноземы выщелоченные | 4,2 | 2,29 | 144 | нет | 144 |
| черноземы типичные | 4,9 | 2,40 | 154 | нет | 154 |
| черноземы обыкновенные | 4,2 | 2,90 | 170 | нет | 170 |
| черноземы южные | 2,7 | 2,20 | 175 | 5 | 170 |
| каштановые | 1,5 | 1,63 | 190 | 50 | 140 |
| бурые полупустынные | 0,7 | 0,59 | 215 | 125 | 90 |
| серо-бурые | 0,3 | 0,44 | 210 | 137 | 73 |
| сероземы северные | 0,4 | 0,53 | 210 | 137 | 73 |

В первом приближении глубину гумификации для почв тундровых – серых лесных можно аппроксимировать уравнением:

$$H(\text{Сгк/Сфк})=0,0008 * T_1,$$

где Т₁ – продолжительность периода с суммой температур более 10°C, в днях.

Из этой формулы следует один важный вывод: климатические флуктуации могут заметно повлиять на состав гумуса, на глубину гумификации.

Промерзание почвы зависит от ряда причин: географического положения, климатических особенностей, температуры замерзания почвенного раствора, мощности снежного покрова и времени его выпадения, наличия древесной растительности. Растительность задерживает солнечную радиацию, поэтому летом температура почвы может быть ниже, чем воздуха. Пониженную теплопроводность имеет лесная подстилка. Но зимой температуры почвы под лесом выше, чем на соседнем поле.

Тепловой режим в значительной степени объясняет интенсивность механических, геохимических и биологических процессов в почве. С повышением температуры на 10°C скорость химической реакции возрастает в 2–3 раза (правило Ван Гоффа). В разных районах Земли в этой связи скорости химических реакций могут отличаться в десятки раз. От температуры зависит сорбция и десорбция, растворимость газов, соотношение твердой и жидкой фаз в почве, пептизация и коагуляция коллоидов.

Многие минералы отличаются значительными коэффициентами объемного расширения, например, у полевых шпатов он вдвое меньше, чем у кварца. При периодическом нагревании и охлаждении в породах образуются трещины, а капиллярное давление в тонких трещинах и замерзающая вода в более крупных способствуют механическому разрушению минералов и пород. Нагревание увеличивает биохимическую деятельность бактерий, по крайней мере, до температуры 40°C .

Повышение температуры почвы, и, соответственно, почвенного раствора, приводит к тому, что в почвенном растворе увеличивается концентрация растворимых солей, таких как NaCl, нитраты, сульфаты и т.д. Одновременно повышение температуры снижает содержание в растворе газов, в том числе кислорода, поэтому формирование застойного гидрологического горизонта в летний период может резко снизить окислительно-восстановительный потенциал почвы и ухудшить состояние растений, вплоть до полной их гибели. Именно в этот период усиливаются процессы оглеения.

Отдельно следует отметить роль температуры в питании растений. В теплых почвах растворы быстрее "разносят" питательные вещества, чем в холодных. При увеличении температуры ускоряются многие химические реакции, в том числе и в почве. Усиливаются процессы окисления органического вещества, процессы обмена между почвой и раствором, процессы диффузии веществ в почве. Все эти реакции прямо влияют на доступность питательных веществ для растений. Именно поэтому более бедные питательными элементами почвы влажных тропиков и субтропиков лучше снабжают растения пищей и производят больше фитомассы естественных и сельскохозяйственных растений. В акрисулях (красноземах) диффузия питательных веществ к корню идет значительно быстрее, чем в северных почвах, хотя для одной и той же температуры коэффициент диффузии в

акрисолях меньше, чем в других почвах. Температура почв определяет газовый режим: увеличение температуры усиливает биологическую активность почв.

На тепловой режим влияют и другие природные факторы: высота над уровнем моря, экспозиция склона, тип почвообразующей породы, количество осадков и т.д. Изменчивость теплового режима в любые периоды сопровождается изменением в жизнедеятельности биоты, в скорости химических реакций, в проявлениях водного, пищевого и газового режимов почв, поэтому оценка теплового, как и водного режима, лежит в основе понимания динамичности других свойств почв.

Следует отметить, что поступающий в экосистемы свет имеет разный спектральный состав в зависимости от высоты местности. В суб(альпийском) поясе в спектре света больше ультрафиолетовых лучей, которые, как известно, обладают бактерицидными свойствами. Возможно, что роль этих лучей в жизни горных экосистем намного больше, чем мы до сих пор представляем, и высокая гумусированность горных почв связана со спектральным составом света.

В принципе можно выделить почвы теплые (обычно песчаные и супесчаные, содержащие мало воды), имеющие теплопроводность 3,5–5,0 ккал/см*сек*град и теплоемкость 0,5–0,6 ккал/см³*град, и холодные (глинистые переувлажненные) с показателями в 3–4 раза меньше. Благодаря высокой теплоемкости воды переувлажненные почвы медленнее согреваются, чем более легкие или менее увлажненные.

Более высокая температура почвы способствует иссушению ее, но в то же время обеспечивает более быстрое поступление в корни питательных элементов, более быстрый их подток к корню, активизирует биологические процессы в почве, активность микрофлоры. С ростом температуры увеличивается выделение углекислого газа из почвы, скорость обменных и других реакций, диффузия, капиллярный подъем воды, фильтрация и пр. Таким образом, тепловой режим – важный экологический параметр почвы, во многом определяющий ее экологические функции (питание, водоснабжение, окислительно-восстановительные условия и пр.).

Существуют способы улучшения теплового режима: мульчирование торфом, соломой, пленкой, опилками; рыхление и уплотнение; возделывание растений определенного вида с конкретной густотой; применительно к снежному покрову – хорошему термоизолятору – снегозадержание, щиты, кулисы.

9. ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПОЧВЫ

Почва состоит из множества минеральных зерен. На части этих зерен образуются минеральная и органо-минеральная матрицы, в свою очередь состоящие из кластеров (активных центров). На матрицах находятся разные катионы, которые нейтрализуют отрицательный заряд почвенной матрицы. Таким образом, почва – носитель электрического заряда. Каждая коллоидная

частица в почве обладает к тому же двойным электрическим слоем, и при наложении поля на почву возникает электрокинетический потенциал. Движение воды в почве приводит к переносу ионов в порах субстрата, что создает движение ионов (зарядов), т.е. к возникновению электрического тока определенной силы. Его улавливают электроды, помещенные в почву. Таким образом, можно сказать, что почва имеет естественное, или стационарное, электрическое поле, которое можно измерить с помощью пары электродов. На потенциал точки влияют содержание поглощенных катионов, влажность почвы, ее гранулометрический состав в данной точке. Высокая влажность способствует выравниванию электрического поля в почве между горизонтами. Легкий гранулометрический состав, напротив, увеличивает разность потенциалов в разных точках почвы. Исследования показывают, что потенциал верхних горизонтов почвы, таких, как A1, A2 (AE), меняется в зависимости от вида растения, произрастающего на этой почве. Основным параметром, характеризующим естественное (и искусственное) электрическое поле – объемная плотность зарядов, то есть количество ионов и других заряженных частиц в объеме почвы, измеряют в мВ.

Электрофизические свойства и характеристики почв определяют давно, а сейчас все активнее и активнее эти исследования применяют в почвоведении. Наиболее активно используются параметры естественных и искусственных электрических полей.

Естественные электрические поля самопроизвольно возникают в почвах вследствие неравномерности распределения самых разных носителей электрических зарядов в почвах в основном под действием почвообразовательных процессов. Параметры естественных полей – это разности электрических потенциалов между различными точками почвенного покрова, профилями почв или их частями. Поведение стационарных электрических полей (СЭП) тесно связано с процессами почвообразования и может быть объяснено исходя из электромагнетизма и термодинамики.

Установить точные количественные величины плотностей подвижных электрических зарядов для реально функционирующих в природной обстановке нативных почв не представляется возможным. Приближенные значения можно получить путем суммирования концентраций ионов, определяющих емкость катионного обмена (ЕКО), и ионов почвенного раствора (ПР). Поэтому электрические параметры тесным образом связаны с такими свойствами почв, как сумма поглощенных оснований (S), емкость поглощения (Т), содержание солей (засоленность почвенных растворов).

Электрическое сопротивление относится к таким параметрам почвы, которые легко измеряются в полевых и лабораторных условиях и при этом достаточно объективно позволяют оценивать многие почвенные свойства. Применение электрического сопротивления в качестве обобщенного показателя может основываться только на выявленных тесных связях его со

свойствами почвы. Таким образом, в зависимости от конкретных условий и поставленной задачи по потенциалу и удельному электрическому сопротивлению можно оценивать достаточно большой спектр почвенных свойств К настоящему времени разработана теоретическая концепция поведения СЭП в почвах и модельные представления о них на морфонно-горизонтном, профильном, катенно-ландшафтном и зональном уровнях организации почвенного покрова (А.И. Поздняков).

Профильные кривые параметров СЭП почв основных генетических типов почвообразования отражают текстурно-химическую организацию и дифференциацию профилей, а также сопряжены с интенсивностью проявления характерных почвообразовательных процессов.

Так, в автономных ландшафтах гумидной зоны для целинных дерново-подзолистых почв установлено S-образное изменение параметров СЭП в профиле, сопряженное с закономерным изменением большинства свойств (емкостью поглощения, изменением SiO_2 , R_2O_3 и содержанием ила).

В элювиальных горизонтах, характеризующихся интенсивным выносом высокодисперсных частиц и накоплением кварца, полевых шпатов и других устойчивых минералов, оподзоливание обуславливает относительную обедненность почв подвижными электрическими зарядами по сравнению с аккумулятивно-гумусовыми и иллювиальными горизонтами, что определяет в них более высокие параметры.

Процессы окультуривания в дерново-подзолистых почвах направлены на снижение параметров СЭП, которое происходит в соответствии с их интенсивностью. Процессы оглеения также уменьшают величины параметров СЭП по сравнению с автоморфными почвами, что объясняется накоплением ионогенных соединений за счет распада алюмо- и ферросиликатов в результате перехода в подвижное состояние их продуктов – соединений железа, магния, алюминия, а также формированием сложных органических и органо-минеральных соединений.

В гетерономных ландшафтах гумидной зоны, где геохимически подчиненные супераквальные ландшафты выполняют роль аккумуляторов веществ, поступающих с элювиальных автономных ландшафтов, параметры СЭП распределены также сообразно катенно-ландшафтной организации почвенного покрова: более высокие величины параметров СЭП наблюдаются в элювиальной части катены, несколько меньшие – в трансэлювиальном и трансаккумулятивно гидроморфном секторах супераквальной части катен, а минимальные – в подчиненных ландшафтах, где интенсивно протекают процессы, направленные на усиление плотности электрических зарядов, – торфонакопление и оглеение.

В черноземах наблюдается уменьшение параметров СЭП и смена их профильного распределения на двухслойное в соответствии со слабой двучленной текстурно-химической дифференциацией профиля. В солонцах и солончаках

величины параметров СЭП еще больше снижаются в солонцеватых и засоленных горизонтах.

Разработанные концепции поведения СЭП почв позволяют их рассматривать как фундаментальные свойства почв и существенно расширяют область применения методов СЭП в практике общего генетического и прикладного почвоведения.

Метод сопротивления представляется перспективным в применении к различным типам почв, в основном в связи с его экспрессностью, информативностью, возможностью проведения измерений как в полевых, так и в лабораторных условиях, с использованием дешевого, простого и доступного оборудования. Особенно успешно применение методов сопротивления в случаях, когда резко изменяется какое-либо одно почвенное свойство, оказывающее влияние на сопротивление, – содержание солей, влажность, скелетность – или когда профиль почвы резко дифференцирован на генетические горизонты. Сложности в применении электрического сопротивления для оценки почв в полевых условиях возникают при одновременном варьировании многочисленных почвенных свойств, оказывающих влияние на плотность подвижных электрических зарядов, на почвах, слабо дифференцированных по профилю. Такие условия складываются на пойменных почвах различных климатических зон, образовавшихся под действием многочисленных факторов геологического и биологического характера.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Физические свойства почв играют важнейшую роль в почвообразовании и плодородии почв. Важнейшими физическими параметрами почв, которые должен изучать почвовед в первую очередь, являются гранулометрический состав (текстура), структура, плотность сложения, порозность, удельная поверхность, липкость, цвет, температура.

Гранулометрический состав почв определяет многие другие их свойства. С ним связан валовой состав почв, содержание гумуса, питательных элементов, влагоемкость, пористость. Чем тяжелее гранулометрический состав, тем больше в почвах (при прочих равных условиях) содержание гумуса, питательных веществ, воды, пористость. Это значит, что более тяжелые почвы потенциально более плодородны.

Но плодородие почв определяется также их физическими свойствами, которые также определяются гранулометрическим составом. Продуктивность почв выше, если их плотность колеблется в пределах 1,0–1,4, пористость 50–60%. Пористость почв зависит от их гранулометрического состава и агрегированности. Пористость увеличивается с утяжелением гранулометрического состава и уменьшением

плотности почвы. Плодородная почва всегда имеет развитую кубовидную структуру, что обеспечивает благоприятное соотношение между твердой, жидкой и газообразной фазами почв, определяет достаточную влаго- и воздухоемкость, хороший дренаж. Хорошая структура формируется только при достаточной удельной поверхности, не менее $10 \text{ м}^2/\text{г}$, которая обусловлена наличием коллоидов, как минеральных, так и органических. Они выполняют функции сцепления элементарных почвенных частиц в агрегаты.

Плодородные почвы в восприятии человека обычно ассоциируются с черным цветом верхнего, гумусового горизонта. Именно органическое вещество позитивно влияет практически на все физические характеристики. Более гумусированные почвы более теплые, более оструктуренные, менее плотные и, в конечном счете, более продуктивные.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Вадюнина А.Ф., Корчагина З.А.* Методы исследования физических свойств почв. М., 1986.
2. *Воронин А.Д.* Основы физики почв. Издательство Московского университета. М., 1986.
3. *Воронин А.Д.* Структурно-функциональная гидрофизика почв. М.: МГУ, 1984.
4. *Карпачевский Л.О.* Экологическое почвоведение. М, 2005.
5. *Поздняков А.И., Позднякова Л.А., Позднякова А.Д.* Стационарные электрические поля в почвах. М.: КМК Scientific Press Ltd., 1996.
6. Полевые и лабораторные методы исследования физических свойств почв, М., 2001. Под ред. Е.В. Шеина.
7. Теории и методы физики почв. / Под ред. Е. В. Шеина и Л. О. Карпачевского. – М.: «Гриф и К», 2007.
8. *Шеин Е.В.* Курс физики почв. – М., 2005.
9. *Foth H.D.* Fundamentals of soil science. 1990. 8th ed. 382 p.
10. *Gee G.W., and Or D.* Particle-size analysis. // Dane, J.H., and Topp, G.C., co-eds., Methods of Soil Analysis. Part 4, Physical Methods. Madison, WI: Soil Science Society of America, 2002. pp. 255–293.
11. *Hillel D.* Environmental soil physics. 1998. 801 p.
12. *Koorevaar P., Menelik G., Dirksen C.* Elements of soil physics. Amsterdam, The Netherlands. 1999. 229 p.
13. *Lal R., Shukla M.K.* Principles of soil physics. 2004. 699 p.

СОДЕРЖАНИЕ

| | |
|------------------------------------|----|
| Введение | 3 |
| 1. Гранулометрический состав почвы | 4 |
| 2. Структура | 13 |
| 3. Удельная поверхность | 16 |
| 4. Плотность | 19 |
| 5. Порозность почв | 22 |
| 6. Физико-механические свойства | 27 |
| 7. Цвет почв | 29 |
| 8. Тепловой режим почв | 30 |
| 9. Электрические свойства почв | 35 |
| Заключение | 38 |
| Литература | 40 |

Учебное издание

Клебанович Николай Васильевич

ФИЗИКА ПОЧВ

**Учебные материалы по курсу «Биофизика почв»
для студентов
специальности 1–01 02 01 «География»**

В авторской редакции

Ответственный за выпуск *Н. В. Клебанович*

Подписано в печать 05.02.2015. Формат 60×84/16. Бумага офсетная.
Усл. печ. л. 2,56. Уч.-изд. л. 2,05. Тираж 50 экз. Заказ

Белорусский государственный университет.
Свидетельство о государственной регистрации издателя,
изготовителя, распространителя печатных изданий
№ 1/270 от 03.04.2014.

Пр. Независимости, 4, 220030, Минск.

Отпечатано с оригинал-макета заказчика
на копировально-множительной технике
географического факультета
Белорусского государственного университета.
Ул. Ленинградская, 14, 220030, Минск.