

3.5.1. Водно-физические и тепловые свойства осушенных торфяников водосбора р. Бобриск

Водно-физические свойства почв

Водосбор, в пределах которого размещался опытный участок площадью 100 га, находится в пойме р. Бобриск на территории Полесской опытно-мелиоративной станции. Схема опытного участка приведена на рисунке 3.27.

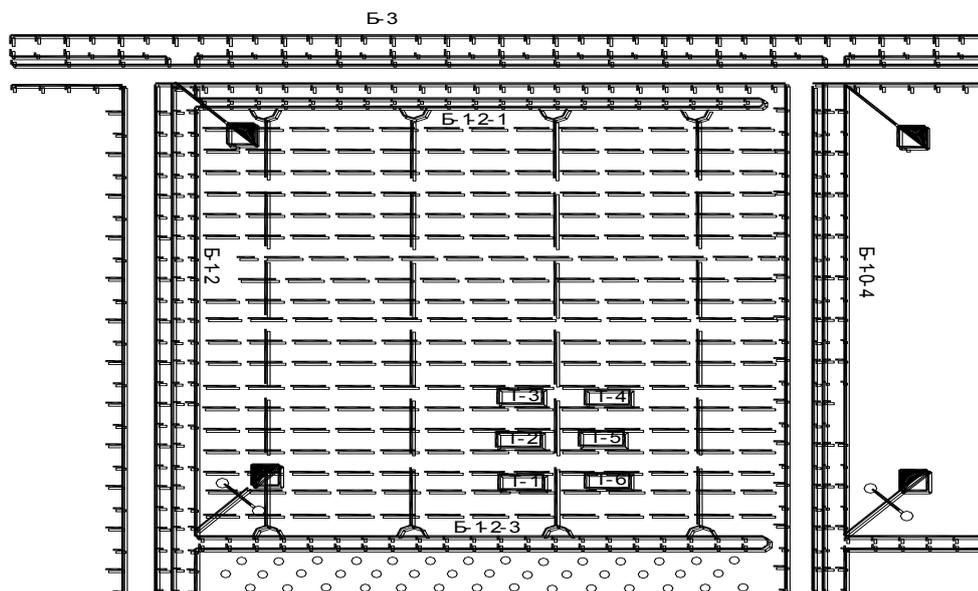


Рисунок 3.27 – Схема опытного участка водосбора р. Бобриск (т-1, т-2, т-3, т-4, т-5, т-6 – места установки оборудования)

Он ограничен каналами с юга – Б-3, севера – Б-1-2-3, запада – Б-1-0-4, востока – Б-1-2. Исследование пространственной неоднородности водно-физических свойств почвы проводилось с учетом требований достаточности объема выборочной совокупности [603]. Объем выборки N при проведении исследований определялся по ожидаемому коэффициенту вариации C_V и принимаемой точности опыта ε по формуле

$$N = \frac{C_V}{\varepsilon}. \quad (3.111)$$

При принятых значениях коэффициента вариации 20 % и точности опыта 5 % потребовался объем выборочной совокупности, равный 62 значениям. Фактический объем выборки был принят по условиям работ, равным 63 значениям.

На опытном участке было разбито девять створов с расстоянием между ними 100 м перпендикулярно водоприемнику дренажного стока, что обеспечивает охват почв с наибольшей изменчивостью водно-физических свойств. Отбор почвы производили через каждые 100 м послойно через 10 см в однократной повторности на глубину 40 см. Эта глубина соответствует средней мощности промерзаемого слоя почвы за период наблюдений. Отбор образцов почвы осуществляли методом шурфования. Объем кольца пробоотборника составлял 50 см³.

Для получения полного представления о водно-физических свойствах почвы в пределах ее деятельного слоя на шести точках опытного участка в местах установки лизиметрического оборудования были выполнены почвенные разрезы на глубину 1,0 м. Вертикальная стенка шурфов выполнялась с южной стороны, что предохраняло почву от высыхания. Отбор образцов производился послойно через каждые 10 см в пятикратной повторности на глубину 30 см и трехкратной повторности на глубину до 1,0 м пробоотборником с объемом кольца 50 см³.

Коэффициент фильтрации почвы определялся в полевых условиях прибором Дарси в трехкратной повторности для каждого слоя почвы при трех различных величинах напора. В качестве колонки с почвой были использованы цилиндры бурового комплекта, что дало возможность использовать образцы ненарушенной структуры почвы. Отбор образцов производился согласно технике их отбора буровым методом, разработанным Н. А. Качинским. В заключение отметим, что при проведении опыта образцы почвы выдерживали вместе с цилиндрами в ванне, охлажденной до 0 °С (опыты производили в осенний период) не менее трех суток для вытеснения из пор заземленного воздуха.

Почвы опытного участка и всего водосбора представлены среднемошными, глубиной 70 ± 5 см, осоко-тростниковыми торфами со степенью разложения $R = 40-50$ %. Залегают они на мощной толще (50 м) песчаных отложений. Непосредственно подстилающими породами являются пески аллювиальных отложений. Граница раздела слоев тонкая, около 5 см, ею служит мульчирующий слой торфа.

Водопроницаемость торфа оценивалась посредством коэффициента фильтрации, который был определен для тех же точек, где производился отбор образцов почвы, и тех же горизонтов. Измерение коэффициента фильтрации произведено с использованием прибора Дарси в полевых условиях в трехкратной повторности.

Результаты анализа пространственной изменчивости плотности и коэффициента фильтрации исследуемой почвы приведены в таблицах 3.28 и 3.29.

Таблица 3.28 – Статистические характеристики плотности почвы по профилям в пределах водосбора

Горизонт отбора образцов почвы, см	Значения плотности торфа, г/см ³						
	Точка 1	Точка 2	Точка 3	Точка 4	Точка 5	Точка 6	Среднее
0–10	0,22	0,23	0,22	0,19	0,20	0,21	0,21
10–20	0,27	0,28	0,25	0,27	0,3	0,28	0,27
20–30	0,29	0,22	0,22	0,20	0,21	0,24	0,23
30–40	0,18	0,18	0,18	0,24	0,19	0,19	0,19
40–50	0,16	0,20	0,17	0,19	0,19	0,18	0,18
50–60	0,15	0,23	0,15	0,19	0,17	0,15	0,17
60–70	0,24	0,23	0,16	0,22	0,24	0,19	0,21
70–80	0,59	1,47	0,24	0,71	1,50	0,32	0,80
80–90	1,28	1,50	1,31	1,47	1,53	1,14	1,37
90–100	1,56	1,57	1,60	1,58	1,66	1,49	1,57

Таблица 3.29 – Изменение коэффициента фильтрации осушенных торфяников в пределах опытного участка водосбора р. Бобрин

Горизонт отбора образцов почвы, см	Значения коэффициента фильтрации, м/сут						
	Точка 1	Точка 2	Точка 3	Точка 4	Точка 5	Точка 6	Среднее
0–10	1,83	0,98	2,51	1,44	1,11	1,39	1,54
10–20	1,26	0,62	0,19	0,32	1,08	0,77	0,71
20–30	0,76	0,76	0,32	0,29	0,59	1,22	0,66
30–40	0,74	1,76	0,45	0,89	1,25	2,29	1,23
50–60	0,91	2,79	1,48	1,81	1,76	2,93	1,95
60–70	0,58	1,8 1	1,59	1,47	1,0	1,78	1,37
70–80	3,29	1,80	3,22	3,39	2,62	2,19	2,70
80–90	6,00	4,16	6,00	5,91	5,30	5,00	5,40
90–100	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00

Анализ таблицы 3.28 показывает, что среднеарифметическое значение плотности возрастает с глубиной до подошвы пахотного слоя 0–30 см. Ниже, где структура почвы не нарушена, плотность торфа значительно снижается. Объяснить это можно воздействием хозяйственных, природных и антропогенных факторов, в частности минерализацией торфа. Значение коэффициента вариации плотности с увеличением глубины снижается и, в общем, имеет незначительную амплитуду – от 0,159 на поверхности до 0,130 на глубине 40,0 см.

Исходя из распределения плотности торфа можно предположить, что и тепловые его характеристики будут тоже однородны по слоям, а следовательно, процесс промерзания почвы будет происходить равномерно по глубине.

При оценке фильтрационных свойств торфяной почвы установлена следующая закономерность: в пахотном слое и до глубины 30–40 см коэффициент фильтрации снижается в среднем с 2,9 до 0,6 м/сут с последующим плавным увеличением до 1,6–1,8 м/сут у границы раздела торф – подстилающий песок. На границе раздела торфа и песка наблюдаются отложения разложившегося торфа слоем 3–4 см, коэффициент фильтрации здесь снижается до 0,3–0,4 м/сут.

Тепловые свойства почв

При обосновании выбора метода определения тепловых характеристик торфяных почв исходим из того, что чаще всего используются стационарные и нестационарные методы. Общим присущее наличие температурного градиента, который определяет наиболее весомую часть теплообмена – миграцию влаги в направлении теплотока. Это является причиной ошибок при определении теплофи-

зических характеристик экспериментальным путем. Недостатком стационарного метода можно назвать значительную продолжительность опыта, вследствие чего массопоток оказывает существенное влияние на достоверность результатов эксперимента. Продолжительность опыта при нестационарном опыте короче, в итоге достоверность выше. Следовательно, применение метода, основанного на нестационарном тепловом режиме, обладает преимуществом при определении теплофизических свойств дисперсных материалов.

Объемная теплоемкость c_p , коэффициент теплопроводности λ , коэффициент температуропроводности a являются основными теплофизическими характеристиками влажных дисперсных материалов. Они связаны между собой уравнением

$$\lambda = a \cdot (Cp). \quad (3.112)$$

Объемная теплоемкость, как известно, равна сумме теплоемкостей каждой фазы. Теплоемкость влажного торфа в трехфазном состоянии равна

$$Cp = C_e \cdot \rho_e + C_n \cdot \rho_n + C_{\text{воз}} \cdot \rho_{\text{воз}}, \quad (3.113)$$

где c_e – удельная теплоемкость воды; c_n – удельная теплоемкость почвы; $c_{\text{воз}}$ – удельная теплоемкость воздуха; ρ_e – плотность воды; ρ_n – плотность почвы; $\rho_{\text{воз}}$ – плотность воздуха.

Во всех случаях $c_{\text{воз}}$ и $\rho_{\text{воз}}$ пренебрегаем ввиду их малости.

Удельная теплоемкость скелета почвы была принята равной $19,70 \cdot 10^2$ Дж/(кг °С). Для мерзлой почвы процесс определения объемной, или так называемой эффективной, теплоемкости несколько усложняется, так как здесь в состав почвы входит еще лед и имеют место фазовые превращения. Поэтому эффективную теплоемкость определяем по формуле

$$(Cp)_{\text{мер}} = C_e \cdot \rho_e + C_n \cdot \rho_n + C_{\text{воз}} \cdot \rho_{\text{воз}} + W_{\text{л}} / dt, \quad (3.114)$$

где $W_{\text{л}}/dt$ – изменение объемного содержания незамерзшей воды при изменении температуры на 1 °С.

Температуропроводность торфа определялась с помощью калориметра, принцип которого основан на теории регулярного режима Г. М. Кондратьева. Тангенс угла наклона ξ , характеризующий скорость охлаждения образца, определялся по известной формуле

$$\xi = \frac{\ln(t_o - t_1) - \ln(t - t_1)}{(\tau - \tau_o)}, \quad (3.115)$$

где t – температура какой-либо точки тела в момент времени τ ; t_1 – постоянная температура среды; t_o – температура в той же точке тела в начальный момент времени τ_o .

В этом случае коэффициент температуропроводности определяется по формуле

$$a = \gamma \cdot \xi, \quad (3.116)$$

где γ – постоянная прибора, зависящая от формы и размера образца.

В эксперименте использовались цилиндрические латунные бюксы, для которых постоянная прибора определяется по формуле

$$\gamma = \frac{1}{2,40488/R^2 + (\pi/h)^2}, \quad (3.117)$$

где R – радиус цилиндра; h – высота цилиндра.

Для бюкса, применявшегося в исследованиях, $\gamma = 0,70$. Определение коэффициента температуропроводности проводили с образцами торфа, отобранными в сезонно промерзающем слое почвы 0–40 см верхнего горизонта по шести точкам, привязываясь к местам установки лизиметрического оборудования с известными водно-физическими характеристиками.

Образцы исследуемой почвы помещались в тонкостенные (0,4–0,5 мм) латунные цилиндры, закрывались крышкой, а места соединения для достижения полной герметизации покрывались водостойким клеем. После этого в центре образца просверливалось узкое отверстие, в которое помещался на середине высоты образца один из спаев медно-константовой термопары. Провода пропускались через узкую трубку, встроенную в крышке цилиндра. Второй спай помещался в окружающую образец жидкость. Провода от спаев подводились к зеркальному гальванометру высокой чувствительности. Образец почвы, выдержанный при постоянной температуре в ультратермостате в течение двух-трех суток, помещался в термостат. Температура воды в термостате измерялась психометрическим термометром с точностью 0,05 °С. Выводы термопары быстро подсоединялись к гальванометру, и сразу включался секундомер. Расчет температуры образца производился через каждые 10 секунд до тех пор, пока температура образца и воды не выравнивались. При определении температуропровод-

ности почвы в другом диапазоне температур задавалась требуемая температура воды в термостате, и опыт повторялся вновь. В каждом из опытов разность температур воды и образца была не ниже 20 °С. Поэтому определение теплофизических характеристик проводили в такой последовательности:

1. По результатам проведения опытов строилась зависимость $\ln t = f(\tau)$ и определялся коэффициент ξ по уравнению (3.115).

2. Рассчитывалось значение γ по формуле (3.117), после чего определялся коэффициент температуропроводности a .

3. По известному значению коэффициента температуропроводности и удельной теплоемкости и плотности по формуле (3.112) определялся коэффициент теплопроводности λ .

4. Объемная теплоемкость исследуемой почвы определяли по формуле (3.113), используя табличные значения удельной теплоемкости составных компонентов, предварительно определив термостатно-весовым способом его влажность.

Опыты по определению теплофизических характеристик мерзлых почвы проводились по изложенной методике. Однако наличие фазовых превращений почвенной влаги позволяет получить величину «кажущегося» или «эффективного» коэффициента температуропроводности. Истинный коэффициент температуропроводности рассчитывался по формуле, исключаяющей величину фазовых превращений.

Описанные эксперименты проводили при различной влажности образцов – от абсолютно сухо-го до полного насыщения в двукратной повторности. Если результаты двух опытов различались более чем на 10 % при одном и том же значении влажности, опыт повторяли вновь.

Результаты расчета объемной теплоемкости талого и мерзлого торфа при различной объемной влажности и плотности приведены в таблице 3.30.

Таблица 3.30 – Средние значения объемной теплоемкости талой и мерзлой почвы

Объемная влажность, %	Талая							Мерзлая						
	Плотность, кг/м ³													
	160	180	200	220	240	260	280	160	180	200	220	240	260	280
0	0,31	0,35	0,39	0,43	0,47	0,51	0,55	0,31	0,35	0,39	0,43	0,47	0,51	0,55
10	0,73	0,77	0,82	0,85	0,89	0,93	0,97	0,58	0,62	0,68	0,71	0,74	0,78	0,82
20	1,15	1,19	1,23	1,27	1,31	1,35	1,38	0,85	0,89	0,94	0,98	1,02	1,06	1,10
30	1,57	1,61	1,65	1,69	1,72	1,76	1,81	1,11	1,17	1,24	1,25	1,29	1,34	1,37
40	1,99	2,03	2,07	2,11	2,15	2,19	2,23	1,38	1,45	1,49	1,53	1,57	1,62	1,66
50	2,41	2,44	2,48	2,53	2,56	2,61	2,65	1,64	1,72	1,76	1,93	1,85	1,89	1,94
60	2,82	2,86	2,91	2,95	2,98	3,03	3,06	1,92	1,98	2,04	2,08	2,13	2,17	2,21
70	3,24	3,28	3,32	3,36	3,41	3,44	3,48	2,11	2,26	2,26	2,41	2,42	2,44	2,49
80	3,67	3,71	3,75	3,78	3,82	3,86	3,90	2,46	2,54	2,59	2,64	2,68	2,72	2,76

Анализ данных показывает, что объемная теплоемкость талого и мерзлого торфа растет с увеличением плотности и влажности. Доминирующим фактором в увеличении теплоемкости является влажность. Это следует из того, что для двух крайних значений плотности объемная теплоемкость для талого торфа при объемной влажности 0 % различается в 1,7 раза, тогда как при 80 % – всего в 1,08 раза. С увеличением влажности объемная теплоемкость приближается по своему значению к теплоемкости воды. В отношении эффективной теплоемкости мерзлого торфа необходимо отметить, что при прочих равных условиях ее значение меньше, чем талой почвы. Объясняется это тем, что с ростом содержания льда в почве эффективная теплоемкость нарастает значительно медленнее из-за того, что удельная теплоемкость льда практически в два раза ниже воды. На значительно меньшую величину снижается плотность льда по сравнению с водой (0,917 и 1,0 г/см³).

Установлено, что коэффициент температуропроводности талого торфа непрерывно возрастает с увеличением влажности. Только для торфа плотностью 0,16–0,18 г/см³ зависимость имеет более четко выраженный характер. Монотонно возрастая в области низкой влажности до 50 %, она выравнивается с остальными с ростом влажности. Это обусловлено малым содержанием сухого вещества, а следовательно, и малой площадью контакта, т. е. значительной пористостью. Последняя определяет роль конвективной и лучистой составляющей теплообмена в почве. Результаты исследований Н. С. Иванова [135] показали, что этот вид теплопередачи для торфа может не учитываться, так как лучистая составляющая не превышает 1 % теплопередачи, а конвективный теплообмен может возникнуть в порах толщиной больше 10 мм при температурном градиенте больше 0,3 °С. В щелях и прослойках до 5 мм конвекция отсутствует даже при перепаде 100 °С.

Для исследуемого талого торфа аналитическая зависимость $a_T = f(W \rho_n)$ имеет вид

$$a_T = \exp(-0,104W + 0,663\rho_n), \quad (3.118)$$

где W – объемная влажность почвы %; ρ_n – плотность почвы, г/см³.

Коэффициент корреляции связи равен 0,87.

Коэффициент теплопроводности талого торфа также возрастает непрерывно с увеличением влажности и плотности, аналитическое выражение $\lambda_T = f(W, \rho_n)$ имеет вид

$$\lambda_T = \exp(0,037W + 0,86\rho_n - 2,31). \quad (3.119)$$

Коэффициент корреляции связи равен 0,89. Данные по a_T и λ_T хорошо согласуются с результатами исследований низинного торфа, приведенными в работе [157].

Анализ данных показывает, что температуропроводность мерзлого торфа в 3–4 раза выше талого при одной и той же влажности. Это же соотношение наблюдается и для теплопроводности мерзлого торфа. Подобное явление объясняется тем, что пористость уменьшается за счет расширения воды при переходе ее в лед.

Результаты хорошо согласуются с выводами и данными исследований, приведенных в работах [34, 37, 38, 157, 168, 192, 532] и др.

Определение фазового состава почвенной влаги

В основу определения количества незамерзшей воды был положен калориметрический метод, разработанный Н. А. Цытовичем и З. А. Нересовой [296, 297]. Опыты проводились в гидрофизической лаборатории ГТИ на специально изготовленном для этой цели калориметре, принципиальная схема которого приведена на рисунке 3.28.

Главной частью калориметра является емкость объемом 1,5 литра, в качестве которой был использован сосуд Дьюара, помещенный в теплоизолированную защиту 1, собранную из пенопластовых шайб. Сверху он накрывался пенопластовой крышкой 2, на которой при помощи подставки 2 укреплен электродвигатель СД-60, приводивший в движение лопатки мешалки 3. Для предотвращения нагрева воды от электродвигателя ось мешалки 4 и втулка 5, в которой он вращается, выполнены из фторопласта. Ход температуры воды в калориметре регистрировался лабораторным термометром с точность 0,05 °С.

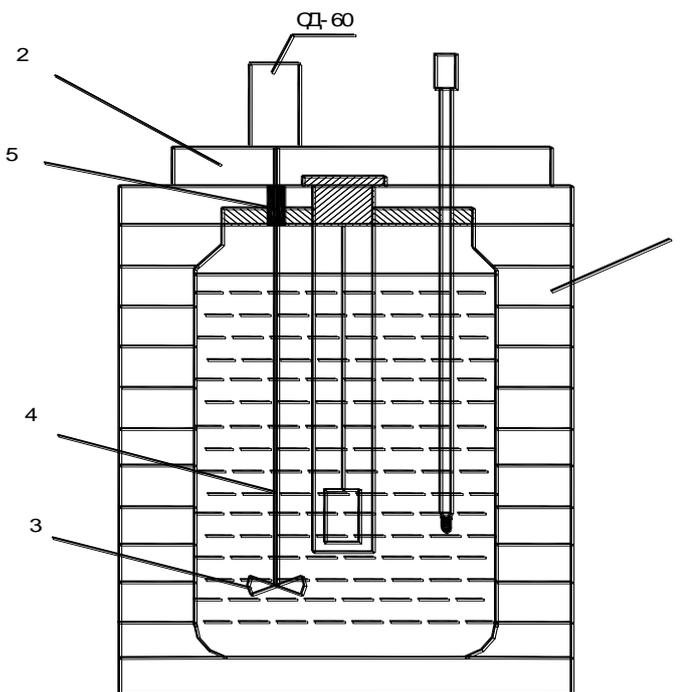


Рисунок 3.28 – Принципиальная схема калориметра для определения количества незамерзшей воды

Образцы исследуемой почвы помещались в тонкостенные (0,4–0,5 мм) латунные цилиндры, закрывались крышкой, а места соединения для достижения полной герметизации покрывались водостойким клеем.

Для замораживания образцов почвы при калориметрировании использовалась специальная холодильная установка с холодильным агрегатом РКФ-09. Камера установки позволяла поддерживать температуру с точностью 0,05 °С от комнатной температуры до –25 °С.

Термическая выстойка образцов производилась в низкотемпературном холодильном столе НСЛ–80. В камере выдерживалась любая температура от 0 до –70 °С с точностью 1,5 °С. Процесс определения незамерзшей воды осуществлялся в такой последовательности:

1. Включалась мешалка калориметра за 20–30 минут до начала опыта.
2. После установившегося падения температуры воды в калориметре, не превышающего 0,01 °С за каждые 30 минут, снимался отсчет по термометру калориметра, а потом из шахты холодильной установки вынимался бюкс с образцом почвы и переносился в калориметр и сразу же включался секундомер.
3. Отсчет температуры воды в калориметре производился через каждые 2–3 минуты до тех пор, пока падение температуры не становилось меньше 0,01 °С.
4. По разности количества льда и общей влажности было вычислено количество незамерзшей воды в диапазоне температур от 0 до 15 °С.

В таблице 3.31 приведены результаты лабораторных исследований по определению количества незамерзшей воды в осушенных торфяниках.

Зависимость содержания незамерзшей воды от температуры и плотности имеет вид

$$W_{нз} = \frac{1}{0,0019 \cdot T + 0,0033 \cdot \rho}, \quad (3.120)$$

где $W_{нз}$ – содержание незамерзшей воды по отношению к массе сухого торфа, %; ρ – плотность торфа, г/см³; T – температура почвы, °С.

Формула (3.120) дает удовлетворительные результаты для торфов плотностью от 0,12 до 0,36 г/см³ и может быть использована для прогноза изменения содержания незамерзшей воды в процессе осушения и освоения болот. Анализ ее показывает, что наиболее активно фазовые превращения происходят при понижении температуры от 0 до –3 °С. Количество незамерзшей воды уменьшается в среднем на 15–16 %, а наибольшее снижение составляет 22 % для торфа с максимальной плотностью. От –3 °С наблюдается некоторое затухание процесса и с –5 °С фазовые превращения принимают монотонно убывающий характер. Из анализа таблицы 3.31 следует, что с ростом плотности торфа фазовые превращения более активны, а содержание незамерзшей воды уменьшается.

Таблица 3.31 – Массовая доля незамерзшей воды в осушенных торфяниках водосбора р. Бобрик в зависимости от температуры, %

Вид торфа	Плотность торфа, г/см ³	Температура, °С						
		-0,5	-1,0	-2,0	-3,0	-5,0	-10,0	-15,0
Осоко-тростниковый	0,16	164	142	120	107	99	92	91
	0,18	149	135	113	102	91	88	84
	0,20	136	127	108	96	84	82	79
	0,22	132	121	102	90	78	76	74
	0,24	128	114	95	82	75	71	68
	0,26	118	106	84	74	70	65	63
	0,28	106	88	78	70	64	61	58

В процессе просачивания талой воды сквозь мерзлую почву протекающие фазовые превращения изменяют не только живое сечение потока, но и водные и тепловые свойства почвы. Талая вода, проникая в почву, охлаждается и кристаллизуется. Выделяющееся при кристаллизации легкоподвижной влаги тепло передается почве, присутствующей влаге, и температура их повышается. Дальнейшее развитие процесса инфильтрации зависит от запаса холода в почве. Если он незначительный, то при дальнейшем притоке талой воды и тепла с ним процесс закупорки крупных пор приостанавливается, а затем прекращается. Имеет место неустановившаяся фильтрация талых вод с развитием процесса во времени.

В случае если запас холода в почве большой, то талая вода, отдавая свое тепло, кристаллизуется, повышая при этом температуру почвы, но имеющегося притока тепла недостаточно для оттаивания почвы. Оттаивает только связанная вода, не участвующая в процессах фильтрации. Происходит постепенное наращивание льда в порах вплоть до их полной закупорки, образуется водонепроницаемый слой. Его мощность определяется тепловыми характеристиками почвы, количеством незамерзшей воды, влажности и температуры. Влажность и температуру, при которых возникает водонепроницаемый слой, называют критическими. Критическую начальную влажность рассчитывают, задаваясь начальной температурой и используя теплофизический метод [157], по формуле

$$W_{нк} = (L + c_w \cdot T_n) [P \cdot \rho_l + \rho \cdot W_{нз}(0) \cdot (1 - \rho_l / \rho_w)] + \frac{[c_n + W_{нз}(T_k) \cdot (c_w - c_l)] \rho \cdot T_k - L \cdot \rho [W_{нз}(0) - W_{нз}(T_k)]}{\rho(L + c_w \cdot T_n - c_n T_k)}, \quad (3.121)$$

где L – удельная теплота плавления льда; c_w, c_n, c_l – теплоемкость воды, почвы, льда; $W_{нз}(0), W_{нз}(T_{кр})$ – количество незамерзшей воды при температуре 0°С и T_k в г/г сухой почвы; ρ, ρ_l, ρ_w – плотность почвы, льда и воды; P – общая пористость почвы.

Задаваясь критической температурой и используя полученные данные по количеству незамерзшей воды, приведенные в таблице 3.31, по формуле (3.121) рассчитали критическую влажность для осоко-тростниковых торфов водосбора р. Бобриск. Результаты приведены в таблице 3.32.

Таблица 3.32 – Критическая влажность и критическая температура для осоко-тростниковых торфов водосбора р. Бобриск, %

Вид торфа	Плотность торфа, г/см ³	Начальная критическая объемная влажность (в долях единицы) при критической температуре, °С						
		-0,5	-1,0	-2,0	-3,0	-5,0	-10,0	-15,0
Осоко-тростниковый	0,16	0,83	0,805	0,76	0,73	0,695	0,665	0,635
	0,18	0,81	0,79	0,75	0,705	0,682	0,645	0,62
	0,20	0,80	0,78	0,73	0,70	0,665	0,63	0,60
	0,22	0,79	0,77	0,72	0,695	0,65	0,618	0,59
	0,24	0,78	0,75	0,695	0,67	0,638	0,585	0,57
	0,26	0,76	0,73	0,67	0,645	0,608	0,58	0,54
	0,28	0,75	0,72	0,63	0,615	0,60	0,56	0,52

Из таблицы 3.32 следует, что со снижением критической температуры значение критической влажности также снижается. Данная закономерность прослеживается для торфа по всему спектру представленной плотности. Однако можно заметить, что градиент влажности более высокий для торфов с высокой плотностью. Например, для торфа с плотностью 0,16 г/см³ он равен 0,013 1/°С, а для торфов с плотностью 0,28 г/см³ – 0,015 1/°С. Это следует из того, что теплопроводность более минерализованных торфов выше и возможность возникновения водонепроницаемого слоя возрастает.

Использование данной методики позволяет оценить возможность возникновения водонепроницаемого слоя в точке. Для того чтобы перейти от точки к водосбору, следует провести комплекс полевых исследований по определению влажности почвы по профилю пахотного слоя, измерить температурный режим. Выполнение этого комплекса полевых исследований позволит прогнозировать возможность возникновения водонепроницаемого слоя, объем впитывания талой воды, объем поверхностного стока, продолжительность затопления сельскохозяйственных культур и его площадь.

Конструкции грунтозаборных устройств для проведения почвенных изысканий

При проведении гидрофизических исследований почвы выявлению их свойств уделяется большое внимание как в стационарных, так и в экспедиционных условиях. При составлении крупно- и мелкомасштабных почвенных карт землевладельцев и землепользователей, а также мелкомасштабных региональных почвенных съемках необходимо давать характеристику основных почвенных типов. В настоящее время для изучения физических свойств почвы применяются различные методы: космосъемка, аэросъемка, наземная съемка [55]. Наземная съемка позволяет достичь наиболее высокой точности исследований. Для изучения почвы в лаборатории необходимо правильно взять образцы почвы в поле. Для этого разработана техника отбора проб почвы с генетических горизонтов. При небольшой глубине отбора проб почвы, до одного метра, чаще всего образцы берут из открытых разрезов, очищая стенку перед взятием пробы на 4–5 см. Пробоотборник, применяемый в практике полевых исследований БелНИИМиЛ, имеет вид, показанный на рисунке 3.29.

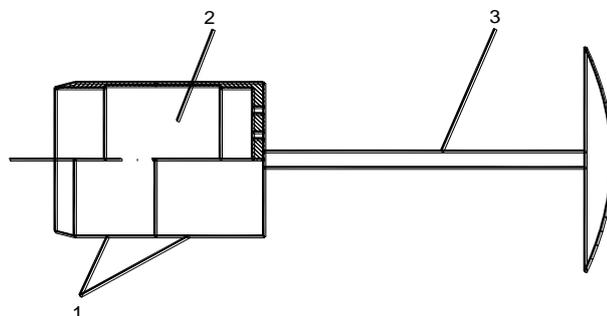


Рисунок 3.29 – Пробоотборник для отбора образцов почвы со стенок открытых разрезов (1 – составной корпус, 2 – калибровочное пробоотборное кольцо, 3 – толкатель)

Данным прибором, как это следует из его конструкции, можно отбирать образцы почвы с ненарушенной структурой, что является положительным моментом. Процесс подготовки к отбору проб почвы требует отрывки шурфов заданной глубины, что предполагает затраты времени и труда. Произвести отбор образцов почвы из горизонтов, затопленных водой, особенно в зимний или предпаводковый период, не представляется возможным.

Для отбора проб почвы с нарушенной структурой и при высоком стоянии грунтовых вод и больших глубин пользуются буровым методом. Для этого используют буры Измайльского, Качинского, Некрасова, Смертина, Розанова, мотобуры [55].

В каждой из конструкций используется шнек или желонка. Желонка более предпочтительна, так как в ней образец почвы перемешивается меньше. За один прием берется слой почвы высотой 50–80 см. Бур повышает производительность и облегчает труд при закладке скважин. Пробы из бура берут стамеской во взвешенный сушильный стаканчик (бюкс), который плотно закрывают, вытирают полотенцем и устанавливают в специально изготовленный ящик.

Для расширения возможностей изыскателей авторами был разработан комплекс грунтозаборных устройств, которые сохраняют достоинства метода шурфования и бурового метода, т. е. позволяют производить отбор проб почвы с ненарушенной структурой буровым методом. Устройства защищены авторскими свидетельствами на изобретения [110, 111, 507].

Конструкция первого из вариантов грунтозаборных устройств представлена на рисунке 3.30.

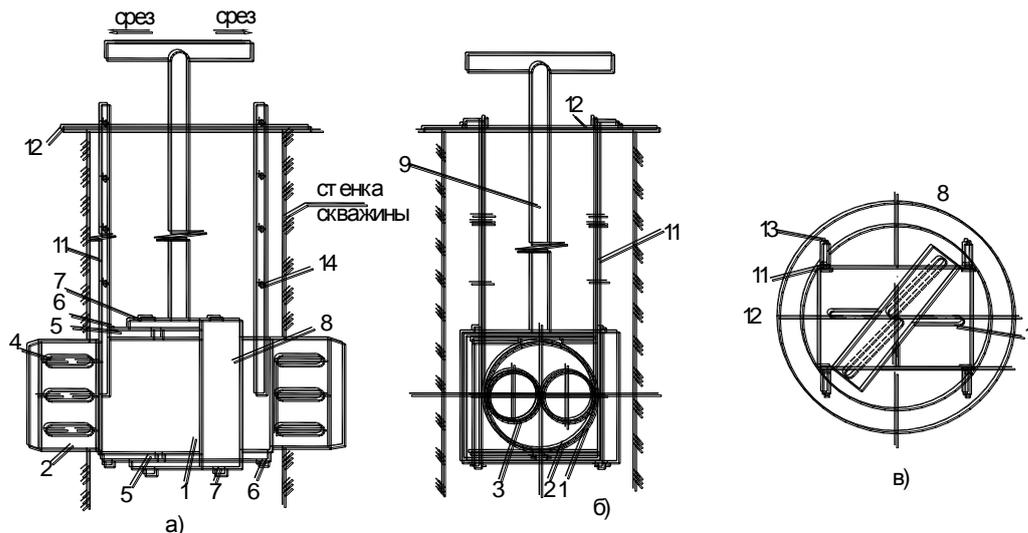


Рисунок 3.30 – Конструкция грунтозаборного устройства
(а) продольный разрез, б) поперечный разрез, г) план)

Устройство включает корпус 1, представляющий собой горизонтально расположенный полый цилиндр. В фиксирующих стаканах 2, смонтированных в корпусе 1 с возможностью свободного перемещения в продольном направлении, расположены грунтозаборные стаканы 3 с эксцентриситетом, равным половине их наружного диаметра относительно центра фиксирующих стаканов 2. По образующей фиксирующих стаканов выполнены разгрузочные отверстия 4. Задавливающий механизм представляет собой кривошип, в котором качалки 5 шарнирами 6 соединены со стаканами, а шарнирами 7 с маховиком 8. С последним неподвижно соединена поворотная штанга 9. Направляющие пазы 10, выполненные в корпусе 1, обеспечивают заданное положение шарнирных соединений качалок 5 и фиксирующих стаканов 2 в корпусе 1. Стойки 11 соединены с верхним опорным диском 12 посредством штифтов 13, которые для изменения положения грунтозаборного устройства могут переставляться в отверстиях 14, выполненных в стойках 11. Расстояние между отверстиями принято равным диаметру режущего кольца грунтозаборного стакана 3.

Как следует из конструкции прибора, одновременно возможен отбор образцов в 4-кратной повторности.

Модифицированный вариант грунтозаборного устройства представлен на рисунке 3.31.

Отличительной особенностью данного грунтозаборного устройства является то, что оно обеспечивает возможность отбора образцов почвы с глубины 1,0 м и более, когда ширина скважины не позволяет поворотом штанги 9 произвести срез образца почвы от основного монолита. Устройство отличается тем, что поворотная штанга соединена с маховиком 8 посредством шарнира 15, а корпус 1 фиксирующего цилиндра соединен тросовой тягой 16 с винтовым подъемником 17. Поворотом винтового подъемника тросовая тяга натягивается и поворачивает фиксирующий стакан вокруг своей оси, чем достигается срез образца почвы, т. е. его отделение от основного монолита.

Универсальным является грунтозаборное устройство, представленное на рисунке 3.32. Оно позволяет производить отбор образцов почвы также со стенок скважины. При этом глубина отбора образцов почвы не ограничена. Не является препятствием и высокое стояние уровня грунтовых вод.

Грунтозаборное устройство содержит режущий элемент 1, представляющий собой две плоско-параллельные пластины 2 и 3 в форме полукруга с направляющими фасками 4 по периферии криволинейной части, жестко соединенных между собой втулкой 5 с внутренней шлицевой нарезкой. Втулка 5 расположена с эксцентриситетом в половину диаметра относительно пластин 2 и 3. Устройство содержит подрезающий элемент 6 в форме ножа с цилиндрической поверхностью по образующей пластин 2 и 3 с ребром 7 жесткости и жестко связанного, например, сваркой, плечом 8 со своей осью 9 вращения, которая нужна для взаимосвязи элементов 1 и 6 и обеспечивает дополнительную жесткость пластин 2 и 3. Поворотная штанга 10 может фиксироваться в положении «низ» и положение «верх» штифтом 11 (не показан), что позволяет дифференцированно передавать усилие на режущий 1 и подрезающий 6 элементы.

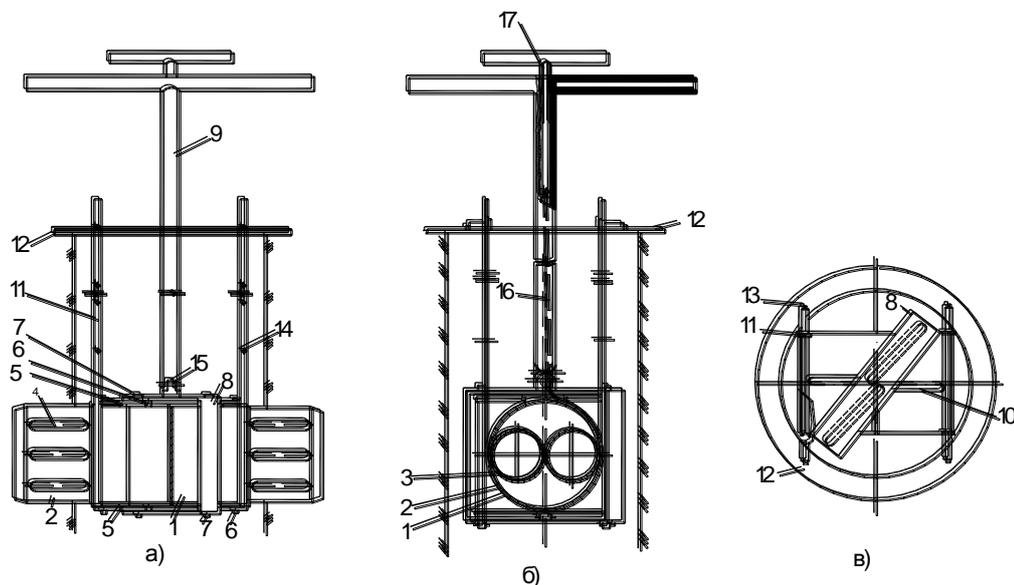


Рисунок 3.31 – Конструкция модифицированного грунтозаборного устройства (а) продольный разрез, б) поперечный разрез, г) план

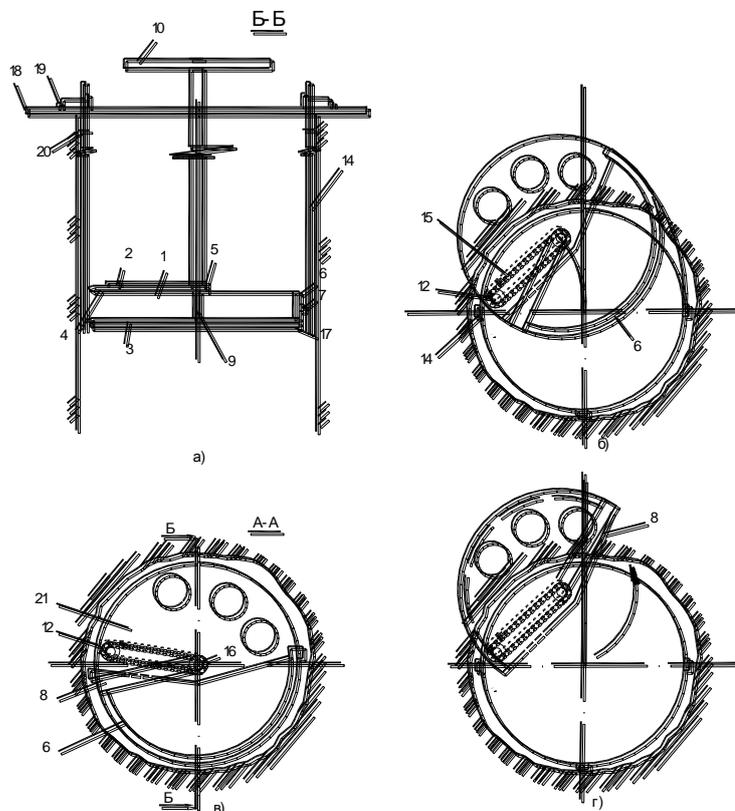


Рисунок 3.32 – Грунтозаборное устройство со стенок скважины (а) продольный разрез, б) план, в) рабочее положение 1, г) рабочее положение 2)

В первой позиции поворотная штага 10 с наружной шлицевой нарезкой входит в шлицевое соединение с втулкой 5, во второй – с ведущей звездочкой 12. Последняя прижимается пружиной 13, жестко соединенной верхним концом со стойкой 14, к режущему элементу 1 для обеспечения надежной связи. Ведущая звездочка 12 цепной передачей 15 связана с ведомой звездочкой 16. Последняя насажена жестко на ось вращения 9 подрезающего элемента 6. Диски 17 и 18 являются опорными. Стойки 14 соединены с диском 17 жестко. Фиксация устройства в скважине и изменение положения последнего осуществляется посредством штифтов 19 и отверстий 20 в стойках 15. Для отбора проб почвы в верхней пластине грунтозаборного устройства имеются отверстия диаметром или несколько больше диаметра пробоотборного стакана, а расстояния между пластинами 2 и 3 принимают равными или несколько меньшими его высоты. В исходном положении подрезающий элемент 6 на 2–4 мм входит в направляющие фаски 4 пластин 2 и 3.

Предлагаемое устройство позволяет производить отбор образцов почвы со стен скважины в малостойчивых грунтах с сохранением естественной структуры проб.

3.5.2. Исследование закономерностей промерзания торфяной почвы

Глубина промерзания почвы в предвесенний период определяет в значительной степени величину потерь талых вод на инфильтрацию. Характер хода нулевой изотермы в мерзлом слое почвы во времени непостоянный и определяется балансом теплотоков – атмосферы и земли. Мощность мерзлого слоя и запас холода в нем предопределяют возможность блокировки инфильтрующейся талой воды, приводя к формированию преимущественно поверхностного стока. Неравномерность промерзания почвы по площади формирует различный тепловой режим на сельскохозяйственных угодьях и обуславливает разновременность подготовки ее к весеннему севу.

Общая климатическая характеристика водосбора р. Бобриск

Климат данного района формируется в результате сложного взаимодействия солнечной радиации, циркуляции атмосферных потоков и подстилающей поверхности почвы. Большое значение в формировании климата имеют воздушные массы Атлантики, поступающие в зимний период на данную территорию.

Экспериментальные данные приняты за многолетний период с 1985 по 1988 год.

Годы исследований по состоянию увлажнения отличались существенно: 1985 год – обеспеченность по осадкам – 81,0 %, 1986 – 71 %, 1987 – 33 %, 1988 – 43 %. Таким образом, имели место засушливые, умеренные и влажные годы. Наибольшее количество осадков отмечалось в летние месяцы (июнь – август), наименьшее – в феврале и марте. Такая закономерность распределения осадков присуща Полесской низменности и обусловлена характером циклонической деятельности.

Зима на Полесской низменности наступает обычно в конце ноября, а со второй половины декабря отмечается устойчивый переход температуры через 0 °С.

Распределение температуры за годы наблюдений приведено в таблице 3.33.

Таблица 3.33 – Распределение среднемесячной температуры воздуха (0 °С) за годы исследований (данные Полесской болотной метеостанции)

Год	Месяцы					
	I	II	III	IV	V	VI
1	2	3	4	5	6	7
1985	-12,4	-13,8	-2,1	7,3	14,5	14,9
1986	-3,3	-11,8	-0,4	8,8	13,5	15,5
1987	-16,5	-2,07	-5,2	4,5	13,3	16,2
1988	-3,5	-2,6	0,1	5,9	14,5	16,4
Год	Месяцы					
	VII	VIII	IX	X	XI	XII
8	9	10	11	12	13	14
1985	15,8	17,9	10,5	7,2	-1,0	4,75
1986	17,4	17,3	9,5	5,3	-3,56	6,02
1987	17,5	14,2	11,3	6,1	-2,9	4,8
1988	19,4	16,9	12,5	4,9	-3,4	6,55

В годы исследований зимы отличались суровостью. Зима 1985–1986 гг. характеризовалась устойчивым снежным покровом. Средневзвешенная мощность снега за зиму составила 17 см при общей сумме отрицательных температур за зиму –6380 °С. Устойчивая отрицательная температура установилась во второй половине декабря. Оттепели были немногочисленны. Первая из них появилась в конце декабря и продолжалась один день. В январе наблюдалось две волны тепла, что привело