

Учреждение образования
«БЕЛОРУССКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
ТЕХНОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»

Кафедра лесных культур и почвоведения

НАУКИ О ЗЕМЛЕ

**Методические указания к практическим занятиям
для студентов специальности 1-57 01 01 «Охрана окружающей
среды и рациональное использование природных ресурсов»**

Минск 2010

УДК 55.4(076.4)

ББК 26я73

Н34

Рассмотрены и рекомендованы к изданию редакционно-издательским советом университета

Составитель

А. И. Русаленко

Рецензент

кандидат сельскохозяйственных наук, доцент,
заведующий кафедрой лесоустройства БГТУ

В. П. Машковский

По тематическому плану выпуска изданий учебно-методической литературы университета на 2010 год. Поз. 4.

Для студентов специальности 1-57 01 01 «Охрана окружающей среды и рациональное использование природных ресурсов».

© УО «Белорусский государственный
технологический университет», 2010

ПРЕДИСЛОВИЕ

Практические занятия являются составной частью курса по дисциплине «Науки о Земле» специальности «Охрана окружающей среды и рациональное использование природных ресурсов». Они способствуют закреплению теоретических знаний, направлены на овладение методами определения характеристик компонентов окружающей природной среды. На практических занятиях студенты получают навыки по квалифицированному описанию явлений и процессов, протекающих в природной среде, и приобретают опыт вычисления показателей, отражающих особенности формирования и функционирования компонентов окружающей природной среды.

Методические указания составлены в соответствии с типовой учебной программой № ТД-І. 134/тип. для высших учебных заведений по специальности 1-57 01 01 «Охрана окружающей среды и рациональное использование природных ресурсов».

В методических указаниях представлены четыре практические работы. Для каждой из них указывается цель работы, в краткой форме излагается теоретическая часть, приводится порядок выполнения и контрольные вопросы.

Практическая работа № 1 посвящена определению морфометрических характеристик озер. В результате студент, используя план озера в изобатах, определяет длину, ширину, глубину озера, длину береговой линии и ее изрезанность, форму озерной котловины, объем воды озера и строит батиграфические кривые площадей и объемов, а также определяет величину удельного водосбора.

Тематикой практической работы № 2 является вычисление статистических показателей и построение эмпирической и теоретической кривых обеспеченности годовых расходов воды в реке. На основании расходов воды в реке за 40-летний период студент определяет среднее арифметическое значение, коэффициент вариации и асимметрии, устанавливает репрезентативность данных, вычисляет ординаты кривых обеспеченности и осуществляет построение кривых обеспеченности.

В практической работе № 3 предусматривается овладение методом треугольника для установления направления движения и уклона грунтового потока, а также приводится порядок вычисления скорости движения и расхода грунтовых вод.

Завершающая практическая работа № 4 посвящена определению запасов и дефицита влаги в дерново-подзолистой автоморфной почве. На основании характеристики почвенного профиля и фактической

влажности почвы студент определяет почвенно-гидрологические константы, проводит статистическую обработку данных фактической влажности и вычисляет запасы и дефицит влаги в почве.

Для успешного выполнения практических работ студент должен предварительно ознакомиться с содержанием работы и четко представлять цель и порядок ее выполнения.

Предусматривается следующий порядок зачета практических работ. Выполненные работы после аудиторных занятий оформляются в виде брошюры, где помещаются необходимые таблицы, рисунки и вычисления. При вычислениях сначала приводится формула, потом проставляются необходимые фактические данные и без промежуточных вычислений указывается результат. При зачете учитываются ответы на контрольные вопросы, помещенные в конце каждой работы.

Практические работы должны быть зачтены до начала экзаменационной сессии.

Практическая работа № 1 **ОПРЕДЕЛЕНИЕ МОРФОМЕТРИЧЕСКИХ** **ХАРАКТЕРИСТИК ОЗЕР**

Цель работы: 1) определить длину и максимальную ширину озера; 2) измерить длину береговой линии озера; 3) определить площадь поверхности (зеркала); 4) вычислить объем воды, среднюю ширину и глубину, изрезанность береговой линии озера и коэффициент формы озерной котловины; 5) определить удельный водосбор озера; 6) построить батиграфические кривые площадей и объемов озера.

Теоретическая часть

Озера – естественные водоемы в углублениях суши (котловинах) земного шара, заполненных водой. В гидрологии принято считать озерами те водоемы, которые не имеют непосредственной связи с Мировым океаном. В отличие от рек, водная поверхность озер является горизонтальной, без одностороннего уклона.

Морфометрические (от греч. *morphé* – форма; *metréō* – измеряю) *характеристики* озер – абсолютные и относительные величины, характеризующие размеры и форму озерной котловины и количество находящейся в ней воды. Морфометрические особенности озер ока-

зывают существенное влияние на их режим, освоение водной массы озер живыми организмами, а также служат основой для разработки мероприятий по использованию озер.

Порядок определения морфометрических характеристик

Морфометрические характеристики определяются по плану озера в изобатах (рис. 1), который строится по результатам промеров глубины. *Изобаты* (от греч. *isos* – равный, одинаковый; *bathos* – глубина) – изолинии, соединяющие точки дна водоема с одинаковой глубиной. Первая изобата (нулевая) соответствует среднемуголетнему уровню воды в озере и является береговой линией.

Для выполнения практической работы студент на листе формата А4 строит план озера с числом изобат не менее шести (рис. 1). Необходимо предусмотреть, чтобы площадь на плане, ограниченная последней (внутренней) изобатой, была около 1 см^2 или несколько больше. Форма озера должна быть вытянутой вдоль листа и занимать по длине 16–20 см, а по ширине около 10 см. Береговая линия у озер, как правило, извилистая.

Масштабы планов и карт читаются следующим образом. Например, $1 : 5000$ означает, что 1 см на плане соответствует 5000 см на местности, или 50 м, а 1 мм на плане равен 5 м; $1 : 600\,000$ – в 1 см на плане 600 000 см на местности, или 6000 м, или 6 км на местности. После построения плана приступают к определению морфометрических характеристик озера.

Длина (L) озера – кратчайшее расстояние (в метрах или километрах) между двумя наиболее удаленными друг от друга точками береговой линии озера, измеренное по его поверхности. Эта линия будет прямой лишь в случае сравнительно простых очертаний озера; для извилистого озера она может быть и не прямой, а состоящей из отдельных прямых отрезков, но не выходящих за пределы береговой линии, т. е. на сушу.

На рис. 1 линия $L-L$ равна длине озера и состоит из двух отрезков. Длину каждого из них измеряем линейкой и суммируем. Оказалось, что в нашем примере длина ломаной линии равна 15,9 см, что при масштабе плана $1 : 5\,000$ составляет 795 м ($15,9 \cdot 50$).

Максимальная ширина (B_{\max}) озера в метрах или километрах – наибольшее расстояние между берегами по перпендикуляру к длине озера. На рис. 1 максимальная ширина оз. Голубое (линия $B-B$) равна 510 м ($10,2 \cdot 50$).

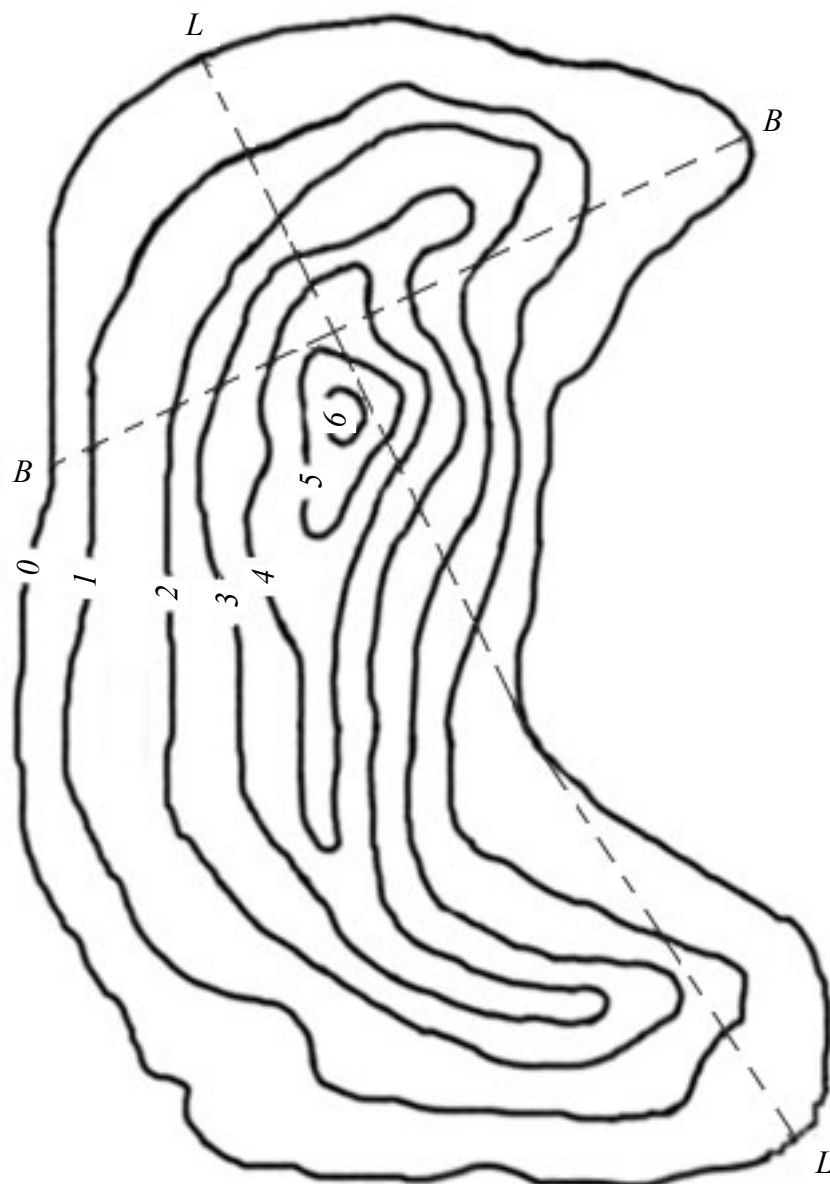


Рис. 1. План оз. Голубое в изобатах:
 0–6 – изобаты; L–L – ломаная линия длины озера; B–B – максимальная ширина озера; масштаб 1 : 5000

Для вычисления объема воды в озере необходимо определить площади зеркала озера, соответствующие каждой изобате. Площадь зеркала определяется палеткой или планиметром. *Палетка* (от франц. *palette* – пластинка) – прозрачная пластинка с нанесенными на ней линиями, предназначенная для вычисления площадей на планах и картах. Линии могут быть нанесены в виде сетки или параллельно одна другой с расстояниями между ними в 4 мм.

Для определения площади, например круга, палетку накладывают так, чтобы крайняя точка А была размещена на середине между параллельными линиями (рис. 2). Для исключения смещения палетки при измерении она прикрепляется к плану скрепками.

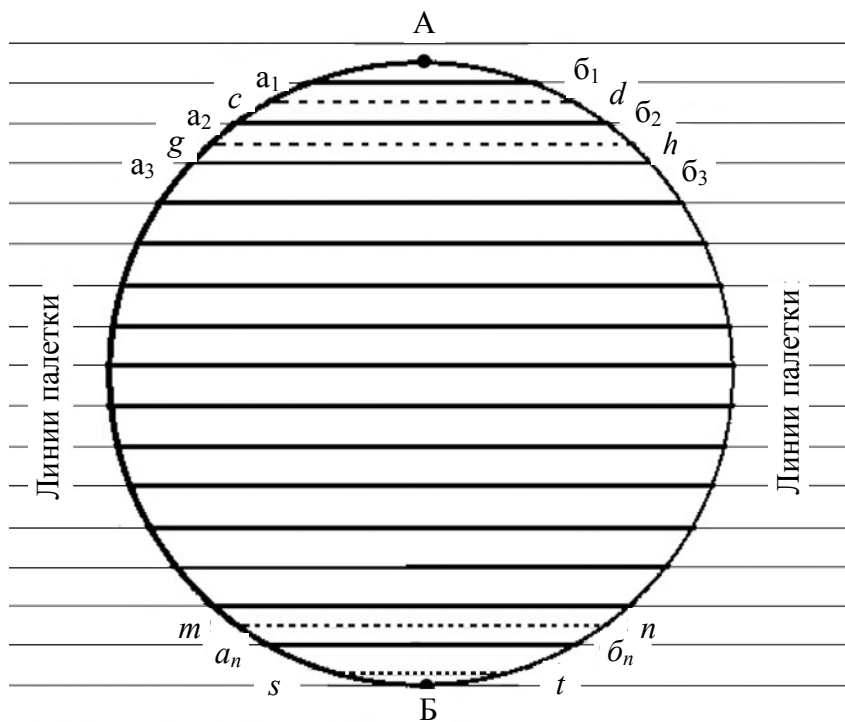


Рис. 2. Схема измерения площади круга палеткой (обозначения в тексте)

Площадь определяемого контура будет разделена на трапеции ($Acd, cdgh, \dots, mnst$), у которых сплошные линии $a_1b_1, a_2b_2, \dots, a_nb_n$ являются средними линиями трапеций, а пунктирные (на палетке их нет) – основаниями трапеций. Высоты всех трапеций одинаковы, т. е. на плане равны 4 мм.

Для определения площади круга надо циркулем (предпочтительнее) или линейкой измерить средние линии трапеций, которые на рис. 2 в пределах измеряемого круга имеют большую толщину, чем линии палетки. При измерении длина каждого отрезка в миллиметрах записывается на черновом листе. Если точка Б, находящаяся в нижней части измеряемого круга, располагается на середине между линиями палетки, измерения заканчивают. Суммируют длину всех измеренных отрезков (средних линий трапеций) и полученную сумму умножают на 4 мм (расстояние между линиями палетки). В итоге получают площадь измеряемого круга в квадратных миллиметрах. При масштабе

1 : 5 000 на плане 1 мм соответствует 5 м на местности, а 1 мм^2 будет равен 25 м^2 . Следовательно, площадь измеряемого круга будет равна произведению площади круга на плане в квадратных миллиметрах на 25 м^2 .

Иногда точка Б может располагаться с отклонением от середины. Так, на рис. 2 она располагается на линии палетки. Поэтому последний отрезок $a_n b_n$ является средней линией трапеции $mnst$. При этом оказывается не измеренной площадь фигуры $stБ$. На рис. 2 эта площадь является сегментом, площадь которого S можно вычислить по формуле

$$S = \frac{2}{3} ah, \quad (1)$$

где a – длина хорды (линия st); h – высота сегмента (стрелка).

Данная площадь может иметь форму, приближающуюся к прямоугольнику, треугольнику и т. п. В итоге получаем полную площадь круга.

В табл. 1 приведен порядок вычисления объема воды в озере.

Измеренные палеткой площади зеркала озера, соответствующие каждой изобате, записываются в графу 2. Объем воды в озере вычисляется аналитическим способом. При этом объемы слоев воды озера, ограниченные плоскостями изобат, принимаются за правильные геометрические тела. Более точные результаты дает формула усеченного конуса

$$V_1 = \frac{h}{3} (f_n + f_{n+1} + \sqrt{f_n f_{n+1}}), \quad (2)$$

где V_1 – объем слоя воды между нулевой и первой изобатами, тыс. м^3 ; h – сечение изобат (в нашем примере равно 1 м); f_n – площадь зеркала озера при нулевой изобате, тыс. м^2 ; f_{n+1} – то же при первой изобате.

При определении объема воды в озере сначала, используя значения площадей зеркала смежных изобат, вычисляются данные граф 3 и 4, являющиеся составляющими формулы (2). Так, $f_0 + f_1 = 278,5 + 163,8 = 442,3$ тыс. м^2 , а $\sqrt{f_0 f_1} = \sqrt{278,5 \cdot 163,8} = 213,58$ тыс. м^2 . Тогда объем воды между нулевой и первой изобатами (графа 5) вычисляется по формуле (2)

$$V_1 = \frac{h}{3} (f_0 + f_1 + \sqrt{f_0 f_1}) = \frac{1}{3} (442,3 + 213,58) = 218,63 \text{ тыс. м}^3.$$

Вычисление объема воды в оз. Голубое

Изобата	Площадь зеркала (f)	$f_n + f_{n+1}$	$\sqrt{f_n f_{n+1}}$	Объем воды между изобатами	Объем воды, соответствующий изобате
0	278,5	442,3	213,58	218,63	466,44
1	163,8				
2	92,5	256,3	123,09	126,46	121,35
3	51,7	144,2	69,15	71,12	50,23
4	21,0	72,7	32,95	35,22	15,01
5	5,2	26,2	10,45	12,22	2,79
6	0,7	5,9	1,91	2,60	0,19
–	–	–	–	0,19	–
–	–	–	–	∑466,44	–

В таком порядке вычисляется объем воды между последующими изобатами.

В табл. 1 данные граф 3, 4 и 5 записываются со смещением на полстроки, так как эти данные являются средними между смежными изобатами. Объем воды ниже последней изобаты (в нашем примере шестой) вычисляется по формуле конуса

$$V_7 = \frac{1}{3} f_6 h, \quad (3)$$

где V_7 – объем воды ниже шестой изобаты, тыс. м³; f_6 – площадь зеркала озера при шестой изобате, тыс. м²; h – глубина воды, равная разности между максимальной глубиной озера и отметкой нижней изобаты ($H_{\max} - 6$ м), м. Максимальная глубина озера (H_{\max}) устанавливается при промерах глубин. В оз. Голубое она оказалась равной 6,8 м.

Объем воды ниже шестой изобаты по формуле (3) будет равен

$$V_7 = \frac{1}{3} f_6 h = \frac{1}{3} \cdot 0,7 \cdot 0,8 = 0,19 \text{ тыс. м}^3.$$

Данная величина записывается в последней строке графы 5.

Объем воды, соответствующий определенной изобате (графа 6), определяется на основании данных графы 5. Вычисления начинают снизу, т. е. от наиболее глубокой изобаты. В нашем примере объем воды, соответствующий нижней (6-й) изобате и вычисленный по формуле (3), составляет 0,19 тыс. м³. Чтобы получить объем воды, соответствующий 5-й изобате, необходимо к объему воды при 6-й изобате прибавить объем воды между 5-й и 6-й изобатами, т. е. $0,19 + 2,60 = 2,79$ тыс. м³.

В конечном счете, получаем, что объем воды, соответствующий нулевой изобате, равен 466,44 тыс. м³.

Контроль правильности вычислений: сумма данных графы 5 должна быть равна объему воды в озере, соответствующем нулевой изобате.

Данные табл. 1 используются для построения батиграфических кривых озера (рис. 3).

Батиграфическая (от греч. *bathys* – глубокий; *gráphō* – пишу) *кривая* показывает площади поверхности (зеркала) озера и его объем с изменением глубины. Батиграфическая кривая, показывающая изменение площади водного зеркала, называется *кривой площадей*, или *зеркал*, а изменение объема – *кривой объемов*, или *емкостей*.

Батиграфические кривые лучше строить на листе миллиметровой бумаги формата А4 с альбомным расположением. Сначала определяются масштабы. При $H_{\max} = 6,8$ м вертикальный масштаб целесообразно принять 1 : 50. В горизонтальном направлении на собственно рисунок можно использовать около 20 см. Площадь зеркала оз. Голубое при нулевой изобате делим на 200 мм (278,5 тыс. м² / 200 мм = 1,39 тыс. м²/мм). Для удобства построения принимаем масштаб площадей: в 1 мм – 1,5 тыс. м².

Объем оз. Голубое при нулевой изобате равен 466,44 тыс. м³, а масштаб будет равен $466,44 \text{ тыс. м}^3 / 200 \text{ мм} = 2,33 \text{ тыс. м}^3/\text{мм}$. Принимаем горизонтальный масштаб объемов: в 1 мм – 2,5 тыс. м³.

В верхней части листа бумаги проводим горизонтальную линию площадей (ось абсцисс) и на 1 см выше – линию объемов. На линиях в соответствии с принятыми масштабами проставляется разметка изменения площадей и объемов, начиная от нулевого значения (оси ординат). В вертикальном направлении (по оси ординат) в масштабе указывается глубина воды, соответствующая изобатам.

На основании площадей и объемов озера при разных изобатах (графа 2 и 6, табл. 1) и используя принятые горизонтальные масштабы, определяем абсциссы графика для каждой изобаты (табл. 2).

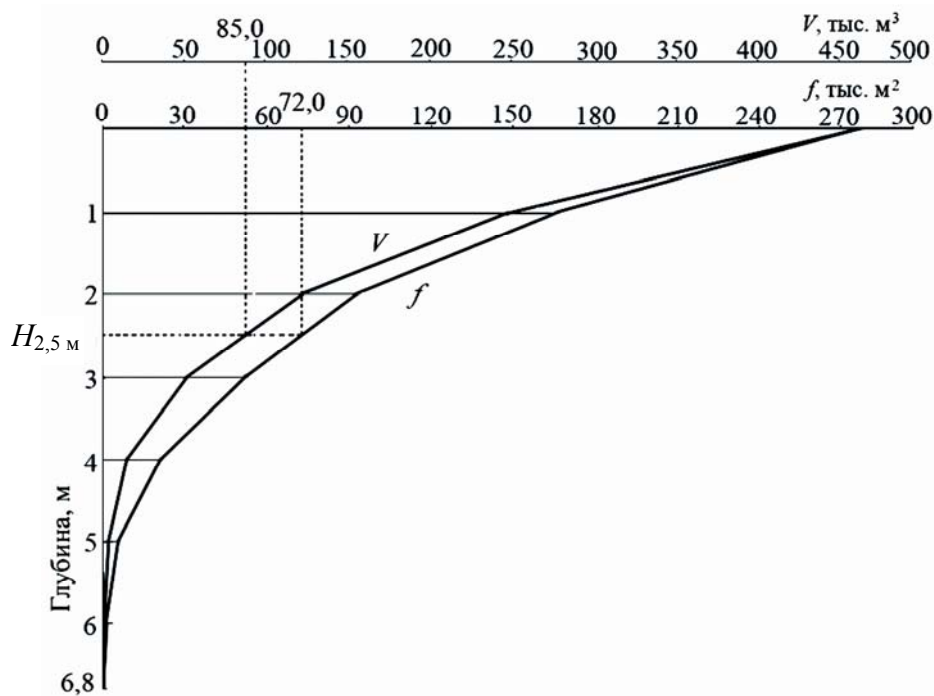


Рис. 3. Батиграфические кривые оз. Голубое:
f – площадей; *V* – объемов; масштабы: вертикальный 1 : 50; горизонтальный:
 площади – в 1 мм 1,5 тыс. м²; объема – в 1 мм 2,5 тыс. м³.

Например, абсцисса площади оз. Голубое при нулевой изобате равна 186 мм (278,5 тыс. м² / 1,5 тыс. м²). Аналогично вычисляем абсциссу объема, которая составит 187 мм (466,44 тыс. м³ / 2,5 тыс. м³).

Таблица 2

Величина абсцисс площадей и объемов в зависимости от глубины

Изобата	Площадь		Объем	
	значение, тыс. м ²	абсцисса, мм	значение, тыс. м ³	абсцисса, мм
0	278,5	186	466,44	187
1	163,8	109	247,81	99
2	92,5	62	121,35	49
3	51,7	34	50,23	20
4	21,0	14	15,01	6
5	5,2	3,5	2,79	1,1
6	0,7	0,5	0,19	0,8

От вертикальной линии глубины проводятся горизонтальные тонкие линии, представляющие собой плоскости соответствующих изобат. На них последовательно сверху вниз откладываются величины вычисленных абсцисс. Так, на горизонтальной линии, соответствующей

нулевой изобате, откладывается 186 мм и ставится точка; потом на первой изобате – 109 мм и т. д. Точки соединяются прямыми линиями и в конечном итоге получаем кривую площадей. Аналогичным образом строят кривую объемов. На графике кривая площадей обозначается буквой f , а объемов – буквой V .

Батиграфические кривые дают возможность определять площадь зеркала озера и его объем при различной глубине. Для этого на оси ординат определяется точка, соответствующая требуемой глубине, и от нее проводится горизонтальная линия до пересечений с кривой площадей и кривой объемов. Измеряются величины абсцисс площади и объема и их значения умножаются на принятый масштаб. В результате получаем площадь в метрах квадратных и объем в метрах кубических. Так, в оз. Голубое при глубине $H = 2,5$ м площадь зеркала составляет 72,0 тыс. м² (48 мм · 1,5 тыс. м²), а объем воды – 85,0 тыс. м³ (34 мм · 2,5 тыс. м³).

Средняя ширина ($B_{\text{ср}}$) озера определяется по формуле

$$B_{\text{ср}} = \frac{f_0}{L}, \quad (4)$$

где f_0 – площадь зеркала озера при нулевой изобате, м²; L – длина озера, м.

Средняя ширина оз. Голубое равна

$$B_{\text{ср}} = \frac{f_0}{L} = \frac{278\,500}{795} = 350 \text{ м.}$$

Длина береговой линии l озера измеряется на плане озера по урезу воды (нулевой изобате). Измерения производят циркулем с раствором ножек в 2–5 мм. При большей изрезанности береговой линии это расстояние принимается меньшим. На измеряемом контуре ставят риску, от которой начинают измерения. Считают количество отрезков и определяют длину береговой линии на плане, а с учетом масштаба плана – на местности.

Длина береговой линии (l) оз. Голубое оказалась равной 2375 м (95 отрезков · 0,5 см = 47,5 см · 50 м).

Изрезанность береговой линии ($K_{\text{и}}$) характеризуется отношением длины береговой линии к длине окружности круга, площадь которого равна площади озера:

$$K_{\text{и}} = \frac{l}{2\sqrt{f_0}\pi} = 0,282 \frac{l}{\sqrt{f_0}}, \quad (5)$$

где l – длина береговой линии, м; f_0 – площадь озера при нулевой изобате, м².

Изрезанность береговой линии оз. Голубое равна

$$K_{\text{и}} = 0,282 \frac{l}{\sqrt{f_0}} = 0,282 \frac{2375}{\sqrt{278\,500}} = 1,27.$$

Средняя глубина ($H_{\text{ср}}$) озера определяется по формуле

$$H_{\text{ср}} = \frac{V}{f_0}, \quad (6)$$

где V – объем озера при нулевой изобате, м³; f_0 – площадь озера при нулевой изобате, м².

Средняя глубина оз. Голубое равна

$$H_{\text{ср}} = \frac{V}{f_0} = \frac{466\,440}{278\,500} = 1,7 \text{ м.}$$

Коэффициент формы ($K_{\text{ф}}$) характеризует форму озерной котловины и определяется по формуле

$$K_{\text{ф}} = \frac{H_{\text{ср}}}{H_{\text{max}}}, \quad (7)$$

где $H_{\text{ср}}$ – средняя глубина озера, установленная по формуле (6), м; H_{max} – максимальная глубина озера, м.

Для конусовидной котловины этот коэффициент равен около 0,33, для параболической – около 0,68 и цилиндрической – около 1,0.

У оз. Голубое коэффициент формы равен

$$K_{\text{ф}} = \frac{H_{\text{ср}}}{H_{\text{max}}} = \frac{1,7}{6,8} = 0,25.$$

Следовательно, оз. Голубое имеет конусовидную котловину.

В водном балансе озер важная роль принадлежит морфометрическим характеристикам самих озер и их водосборов. Наиболее существенной из них является *удельный водосбор* (ΔF), определяемый по формуле

$$\Delta F = \frac{F}{f_0}, \quad (8)$$

где F – водосборная площадь озера, км²; f_0 – площадь озера при нулевой изобате, км².

По величине удельного водосбора можно судить об изменении отдельных составляющих водного баланса озера. Чем больше водосбор и меньше площадь зеркала, т. е. чем больше величина удельного водосбора, тем сильнее проявляется воздействие водосбора на водный баланс озера.

Водосбор (бассейн) озера – территория вместе с толщей почвогрунтов, с которой стекает вода в озеро поверхностным и внутрипочвенным стоком. Обычно водосбор состоит из поверхностного и подземного водосборов. *Поверхностный водосбор* – это поверхность земли, с которой в данное озеро стекает вода поверхностным стоком. *Подземный водосбор* – это объем толщи почвогрунтов, из которого вода поступает в озеро подземным стоком. В силу больших затруднений в определении границ подземного водосбора принимается, что водосбор (бассейн) озера равен поверхностному водосбору.

Площадь водосбора озер определяется на топографических картах, где нанесены горизонталы земной поверхности (изолинии рельефа). Используя горизонталы поверхности, проводят водораздельную линию (водораздел) по наиболее повышенным элементам рельефа. Водораздельная линия отделяет водосборы соседних водных объектов (озер, рек). Для каждого водного объекта водораздельная линия образует замкнутый контур; оконтуренная площадь измеряется планиметром или палеткой.

Водосбор оз. Голубое составляет 1,6 км². При площади зеркала 0,28 км² удельный водосбор данного водоема равен

$$\Delta F = \frac{F}{f_0} = \frac{1,6}{0,28} = 5,7.$$

В результате проведенных вычислений установлено, что оз. Голубое имеет следующие характеристики: длина 795 м; максимальная ширина 510 м, а средняя – 350 м; средняя глубина 1,7 м, максимальная глубина 6,8 м; длина береговой линии 2375 м, изрезанность береговой линии 1,27; коэффициент формы 0,25 (котловина конусовидная); площадь озера 278,5 тыс. м², объем 466,44 тыс. м³; водосбор озера 1,6 км², а удельный водосбор 5,7.

Контрольные вопросы

1. Какие водные объекты относятся к озерам? 2. Что такое морфометрические характеристики? 3. Что такое изобаты? 4. В чем сущность масштабов планов и карт? 5. Как определяется длина озера? 6. Как оп-

ределяется максимальная и средняя глубина озера? 7. Каков порядок измерения длины береговой линии? 8. Как определяется изрезанность береговой линии? 9. Что такое коэффициент формы озера? 10. Какие по форме бывают котловины озер? 11. Что такое водосбор (бассейн) озера? 12. Как определяется площадь водосбора? 13. Каков порядок определения площади палеткой? 14. Назовите формулу усеченного конуса для определения объема воды. 15. Назовите формулу определения объема воды ниже последней изобаты. 16. Что такое батиграфическая кривая? 17. Изложите порядок построения кривых площадей и объемов. 18. Для чего строятся батиграфические кривые? 19. Как определяется удельный водосбор озера?

Практическая работа № 2

ВЫЧИСЛЕНИЕ СТАТИСТИЧЕСКИХ ПОКАЗАТЕЛЕЙ И ПОСТРОЕНИЕ ЭМПИРИЧЕСКОЙ И ТЕОРЕТИЧЕСКОЙ КРИВЫХ ОБЕСПЕЧЕННОСТИ ГОДОВЫХ РАСХОДОВ ВОДЫ В РЕКЕ

Цель работы: 1) определить среднее арифметическое статистического ряда, коэффициент вариации и коэффициент асимметрии; 2) установить репрезентативность данных гидрологических наблюдений; 3) вычислить ординаты кривых обеспеченности; 4) построить теоретическую и эмпирическую кривые обеспеченности.

Теоретическая часть

При проектировании и эксплуатации гидротехнических сооружений необходимо знать те или иные гидрометеорологические величины, которые можно получить на основании гидрометеорологических наблюдений.

Гидрометеорологические величины весьма изменчивы, поскольку обуславливаются целым рядом факторов. Так, высота снежного покрова зависит от количества выпавших атмосферных осадков (снега), характера растительности (поле, лес), рельефа, ветра и других факторов. Уровень и расход воды в реке также определяются рядом факторов.

Несмотря на изменчивость гидрометеорологических величин, которая проявляется как в пространстве, так и во времени, для решения практических задач необходимо знать значение той или иной величины (среднее, иногда максимальное или минимальное и т. д.). Например,

при строительстве плотины на реке необходимо иметь данные о максимальных уровнях и расходах воды и, наоборот, для водоснабжения – их минимальные значения. Необходимые данные можно получить, используя методы математической статистики. *Математическая статистика* – наука о математических методах систематизации и последующего использования полученных статистических данных для научных и практических выводов.

Для статистической обработки необходимо иметь ряд наблюдений. Чем больше количество наблюдений в этом ряду, тем точнее будет охарактеризована та или иная гидрометеорологическая величина. Но с возрастанием количества наблюдений увеличиваются затраты на их проведение. В некоторых случаях количество наблюдений ограничено по техническим причинам (например, сведения об уровне воды в реке могут быть получены только за период после организации водомерного поста). Тем не менее, оказывается, что даже по ограниченному количеству наблюдений, применяя методы математической статистики, можно получить вполне приемлемые выводы для решения практических задач.

Допустим, имеется определенное количество наблюдений за какой-либо переменной гидрометеорологической величиной. В целом данный ряд наблюдений называется совокупностью, а каждое из наблюдений является членом совокупности. Данная гидрометеорологическая величина обозначается через x (другая, при необходимости, – через y , третья – через z и т. д.). Количество наблюдений обозначим через n . Например, имеем хронологический ряд наблюдений за уровнем воды в реке в течение года, т. е. $n = 365$. Этот ряд называется *статистическим рядом* x_i , т. е. объединяющим значения переменной величины от x_1 до x_i . В примере с уровнем воды в реке это выглядит следующим образом: x_1 (уровень воды за 1 января), x_2 (то же за 2 января), ..., x_{364} (то же за 30 декабря) и x_{365} (за 31 декабря).

В статистическом ряду интересующая нас величина изменяется от одного члена совокупности к другому, или варьирует (варьирование есть изменимость величины у отдельных членов совокупности). Если бы не было варьирования и величина имела одно и то же значение у всех членов совокупности (например, если бы уровень воды в реке за каждый день был один и тот же), то не было бы нужды в проведении наблюдений и в последующем изучении полученных данных.

Значения величины у отдельных членов совокупности называются вариантами. В примере с уровнем воды имеем 365 вариантов.

Статистический ряд, он же ряд варьирующих величин, можно упорядочить, т. е. расположить варианты в порядке убывания их значений (или возрастания). Такое упорядочение ряда, т. е. расположение вариантов в порядке убывания или возрастания их значений, называется ранжированием ряда.

После ранжирования нетрудно заметить, что одни варианты с одинаковым значением встречаются редко, другие – часто. Числа, которые характеризуют, сколько раз повторяется каждое значение величины у членов данной совокупности, называются частотами и обозначаются m . Сумма всех частот равна объему выборки, т. е. числу членов совокупности ($\sum m = n$). В результате такой обработки наблюдений получаем так называемый вариационный ряд.

Следовательно, *вариационным рядом* называется такой ряд данных, в котором указаны возможные значения варьирующей величины в порядке убывания или возрастания и соответствующие им частоты.

Гидрометеорологические исследования начинаются обычно со сбора обширного цифрового материала, понимание которого облегчается систематизацией и представлением исходных данных в виде таблиц и графиков.

Порядок выполнения работы

Даны среднегодовые расходы р. Зорачки (табл. 3) за 40 лет (1951–1990 гг.). Площадь водосбора данной реки $F = 23\,900 \text{ км}^2$.

Вычисление статистических показателей и параметров эмпирической кривой обеспеченности для определения расчетных расходов воды в реке выполняется с помощью вспомогательной табл. 4.

Порядок вычисления следующий:

1. Годовые расходы располагаются в убывающем порядке в графе 3. Сумма их используется для вычисления среднего арифметического значения \bar{Q} за весь период наблюдений по формуле

$$\bar{Q} = \frac{\sum Q_i}{n} = \frac{10\,657}{40} = 266 \text{ м}^3/\text{с}, \quad (9)$$

где $\sum Q_i$ – сумма годовых расходов за период наблюдений (сумма графы 3); n – количество наблюдений (в нашем случае $n = 40$).

Таблица 3

Средние годовые расходы воды в р. Зорачке

№ п/п	Год	Q_i , м ³ /с	№ п/п	Год	Q_i , м ³ /с	№ п/п	Год	Q_i , м ³ /с	№ п/п	Год	Q_i , м ³ /с
1	1951	148	11	1961	216	21	1971	220	31	1981	318
2	1952	264	12	1962	318	22	1972	250	32	1982	261
3	1953	296	13	1963	162	23	1973	305	33	1983	238
4	1954	253	14	1964	220	24	1974	308	34	1984	242
5	1955	255	15	1965	229	25	1975	222	35	1985	324
6	1956	242	16	1966	304	26	1976	196	36	1986	228
7	1957	257	17	1967	304	27	1977	339	37	1987	290
8	1958	294	18	1968	235	28	1978	298	38	1988	304
9	1959	166	19	1969	256	29	1979	285	39	1989	326
10	1960	265	20	1970	347	30	1980	290	40	1990	382

Таблица 4

Вычисление статистических показателей и параметров кривой обеспеченности

Порядковый номер, m	Год	В убывающем порядке Q_i , м ³ /с	$K_i = \frac{Q_i}{Q}$	$K_i - 1$	$(K_i - 1)^2$	Процент обеспеченности, $P = \frac{m}{n+1} 100$
1	2	3	4	5	6	7
1	1990	382	1,44	0,44	0,1902	2,4
2	1970	347	1,30	0,30	0,0927	4,9
3	1977	339	1,27	0,27	0,0729	7,3
4	1989	326	1,23	0,23	0,0509	9,8
5	1985	324	1,22	0,22	0,0475	12,2
6	1962	318	1,20	0,20	0,0382	14,6
7	1981	318	1,20	0,20	0,0382	17,1
8	1974	308	1,16	0,16	0,049	19,5
9	1973	305	1,15	0,15	0,0215	22,0
10	1966	304	1,14	0,14	0,0204	24,4
11	1967	304	1,14	0,14	0,0204	26,8
12	1988	304	1,14	0,14	0,0204	29,3
13	1978	298	1,12	0,12	0,0145	31,7
14	1953	296	1,11	0,11	0,0127	34,1
15	1958	294	1,11	0,11	0,0111	36,6
16	1980	290	1,09	0,09	0,0081	39,0
17	1987	290	1,09	0,09	0,0081	41,5
18	1979	285	1,07	0,07	0,0051	43,9
20	1952	264	0,99	-0,01	0,0001	48,8

1	2	3	4	5	6	7
21	1982	261	0,98	– 0,02	0,0004	51,2
22	1957	257	0,97	– 0,03	0,0011	53,7
23	1969	256	0,96	– 0,04	0,0014	56,1
24	1955	255	0,96	– 0,04	0,0017	58,5
25	1954	253	0,95	– 0,05	0,0024	61,0
26	1972	250	0,94	– 0,06	0,0036	63,4
27	1956	242	0,91	– 0,09	0,0081	65,9
28	1984	242	0,91	– 0,09	0,0081	68,3
29	1983	238	0,89	– 0,11	0,0111	70,7
30	1968	235	0,88	– 0,12	0,0136	73,2
31	1965	229	0,86	– 0,14	0,0193	75,6
32	1986	228	0,86	– 0,14	0,0204	78,0
33	1975	222	0,83	– 0,17	0,0274	80,5
34	1964	220	0,83	– 0,17	0,0299	82,9
35	1971	220	0,83	– 0,17	0,0299	85,4
36	1961	216	0,81	– 0,19	0,0353	87,8
37	1976	196	0,74	– 0,26	0,0693	90,2
38	1959	166	0,62	– 0,38	0,1413	92,7
39	1963	162	0,61	– 0,39	0,1529	95,1
40	1951	148	0,56	– 0,44	0,1968	97,6
<i>Итого</i>	–	10 657	40,07	+ 3,18 – 3,11	1,4719	–

2. Используя данные графы 3 и среднеарифметическое значение, подсчитываем модульные коэффициенты K_i за все годы наблюдений по формуле

$$K_i = \frac{Q_i}{Q} = \frac{382}{266} = 1,44, \quad (10)$$

где Q_i – расход воды за каждый год, м³/с.

Результаты записываем в графу 4 в соответствии с их значением. Сумма чисел (модульных коэффициентов) графы 4 должна равняться количеству наблюдений. В нашем случае она составила 40,07. Превышение на 0,07 объясняется округлением при вычислении модульных коэффициентов до сотых долей и является допустимым. При значительном отклонении необходимо провести повторное вычисление модульных коэффициентов.

3. После уменьшения модульных коэффициентов на единицу сумма положительных и отрицательных чисел графы 5 должна отличаться на вышеуказанную величину (в нашем примере она равна 0,07).

4. Числа графы 5 возводятся в квадрат и вносятся в графу 6. Сумма чисел графы 6 используется для вычисления коэффициента вариации по формуле

$$C_v = \sqrt{\frac{\sum(K_i - 1)^2}{n}} = \sqrt{\frac{1,4719}{40}} = 0,19. \quad (11)$$

Коэффициент вариации показывает степень разброса (вариации) отдельных вариантов статистического ряда. Чем больше отличаются отдельные варианты от среднего арифметического значения, тем больше коэффициент вариации.

5. Вычисляется средняя квадратическая ошибка среднего арифметического значения по формуле

$$\varepsilon_{\bar{Q}} = \frac{100C_v}{\sqrt{n}} = \frac{100 \cdot 0,19}{\sqrt{40}} = 3,0\%. \quad (12)$$

Если данная ошибка $\varepsilon_{\bar{Q}} \leq 5-10\%$, то вычисленное среднее арифметическое значение можно считать нормой стока ($\bar{Q} = Q_0$). Различие между средним арифметическим значением и нормой стока заключается в следующем. Среднее арифметическое значение характеризует только тот статистический ряд, на основании которого оно вычислено (в нашем примере за период 1951–1990 гг.). Норма является средним значением за любой период времени.

6. Процент обеспеченности (графа 7) вычисляется по формуле

$$P = \frac{m}{n+1} 100, \quad (13)$$

где m – порядковый номер (графа 1, табл. 4); n – количество наблюдений (в нашем примере 40).

7. Вычисляется относительная средняя квадратическая ошибка коэффициента вариации по формуле

$$\varepsilon_{C_v} = \sqrt{\frac{1 + C_v^2}{2n}} 100 = \sqrt{\frac{1 + (0,19)^2}{2 \cdot 40}} \cdot 100\% = 11,4\%, \quad (14)$$

где C_v – коэффициент вариации, вычисленный по формуле (11).

Статистический ряд наблюдений считается репрезентативным (показательным) для определения параметров теоретической кривой обеспеченности, если $\varepsilon_{\bar{Q}} \leq 5-10\%$ и $\varepsilon_{C_v} \leq 10-15\%$. В нашем примере ошибка среднего арифметического $\varepsilon_{\bar{Q}} = 3,0\%$ и $\varepsilon_{C_v} = 11,4\%$, что соот-

ветствует указанному условию. Следовательно, вычисленные среднее арифметическое значение ($266 \text{ м}^3/\text{с}$) и коэффициент вариации (0,19) можно использовать для определения параметров теоретической кривой обеспеченности.

Кроме указанных величин \bar{Q} и C_v , для определения параметров теоретической кривой обеспеченности необходимо установить коэффициент асимметрии C_s , характеризующий скошенность вариационного ряда (кривой распределения) влево (кривая распределения с отрицательной асимметрией) или вправо (кривая распределения с положительной асимметрией). Поскольку в нашем примере количество наблюдений меньше 100 ($40 < 100$) и отсутствуют данные по рекам-аналогам, принимаем жесткое соотношение между коэффициентом асимметрии и коэффициентом вариации. Как установлено, для равнинных рек это соотношение равно двум, т. е. $C_s = 2C_v$. В нашем примере $C_s = 2C_v = 0,38$.

Таким образом, установлены три величины, необходимые для определения параметров теоретической кривой обеспеченности ($\bar{Q} = 266 \text{ м}^3/\text{с}$, $C_v = 0,19$, $C_s = 0,38$).

Вычисление данных для теоретической кривой обеспеченности производится с помощью табл. 5. В нашем примере для сглаживания и экстраполяции эмпирической кривой обеспеченности следует использовать (согласно СНиП 2 01.14–83) трехпараметрическое гамма-распределение.

Таблица 5

Вычисление параметров для теоретической кривой обеспеченности при $\bar{Q} = 266 \text{ м}^3/\text{с}$, $C_v = 0,19$, $C_s = 0,38$, $F = 23\,900 \text{ км}^2$

Расчетные величины	Обеспеченность, P , %											
	0,01	0,1	1	5	10	30	40	50	70	90	95	99
K_p при $C_v = 0,10$	1,42	1,34	1,25	1,17	1,13	1,05	1,02	0,997	0,945	0,874	0,842	0,782
K_p при $C_v = 0,20$	1,92	1,73	1,52	1,35	1,26	1,09	1,04	0,986	0,886	0,754	0,696	0,594
K_p при $C_v = 0,19$	1,87	1,69	1,49	1,33	1,25	1,09	1,04	0,987	0,892	0,766	0,711	0,613
$Q_p = K_p \bar{Q}$, $\text{м}^3/\text{с}$	497	450	396	354	333	290	277	263	237	204	189	163
$q_p = Q_p / F$, $\text{л}/\text{с} \cdot \text{км}^2$	20,8	18,8	16,6	14,8	13,9	12,1	1,6	11,0	9,9	8,5	7,9	6,8

В первой строке табл. 5 указаны ординаты (модульные коэффициенты K_p) теоретической кривой обеспеченности при коэффициенте вариации $C_v = 0,10$, а во второй – при $C_v = 0,20$. Данные ординаты выписываются из табл. 6. Используя эти две величины, определяем интерполяцией ординаты кривой обеспеченности (K_p) при коэффициенте вариации $C_v = 0,19$.

Интерполяция производится следующим образом. Для $P = 0,01\%$: $(1,92 - 1,42) / 10 - 1,92 = 1,87$ (минус не учитывается); для $P = 50\%$: $[0,986 + (0,997 - 0,986) / 10] = 0,987$.

На основании рассчитанных модульных коэффициентов K_p (строка 3) и среднего арифметического значения $\bar{Q} = 266 \text{ м}^3/\text{с}$ вычисляем расходы воды при соответствующей обеспеченности (строка 4).

Важной характеристикой стока является модуль стока q – это количество воды (м^3 , л), стекающее в единицу времени (с) с единицы площади (км², га). Определяется модуль стока (строка 5, табл. 5) по формуле

$$q = Q_p / F, \quad (15)$$

где q – модуль стока (в нашем примере – л/с · км²); Q_p – расход воды соответствующей обеспеченности; F – водосборная площадь, км² (в нашем примере – 23 900 км²).

Чем больше воды стекает в реку (чем больше q), тем больше расход воды и больше водность реки.

Для построения кривых обеспеченности (рис. 4) используется лист миллиметровой бумаги формата А4.

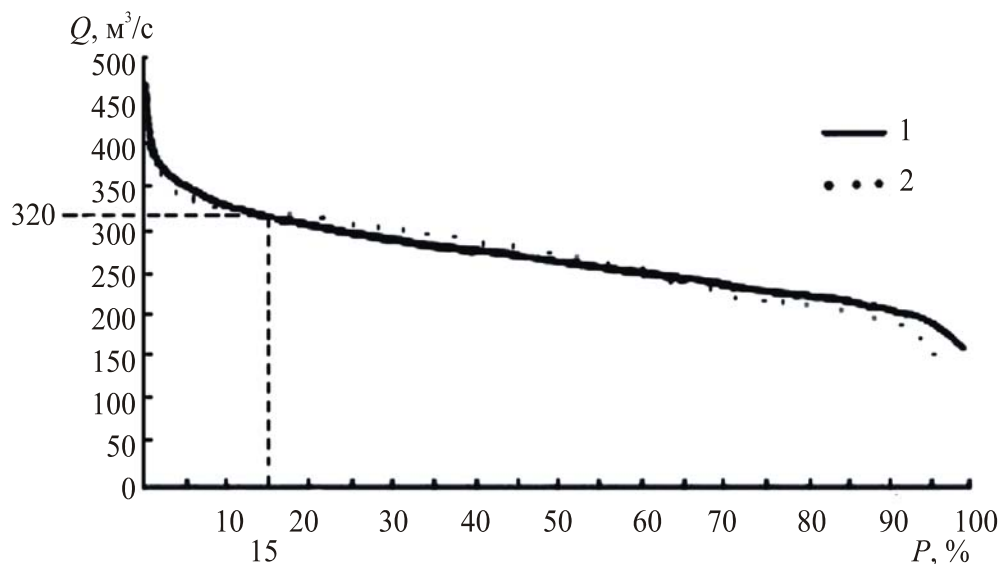


Рис. 4. Кривые обеспеченности средних годовых расходов воды в р. Зорачке:
1 – теоретическая кривая трехпараметрического гамма-распределения;
2 – эмпирическая кривая

Таблица 6

Ординаты кривых трехпараметрического гамма-распределения при $C_s = 2C_v$

$P, \%$	Коэффициент изменчивости (вариации) C_v												
	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	1,0	1,1	1,2	1,3
0,01	1,42	1,92	2,52	3,20	3,98	4,85	5,81	6,85	7,98	9,21	10,5	11,8	13,2
0,1	1,34	1,73	2,19	2,70	3,27	3,87	4,56	5,30	6,08	6,91	7,75	8,65	9,60
1	1,25	1,52	1,82	2,16	2,51	2,89	3,29	3,71	4,15	4,60	5,05	5,53	6,02
5	1,17	1,35	1,54	1,74	1,94	2,15	2,36	2,57	2,78	3,00	3,22	3,40	3,60
10	1,13	1,26	1,40	1,54	1,67	1,80	1,94	2,06	2,19	2,30	2,40	2,50	2,57
20	1,08	1,16	1,24	1,31	1,38	1,44	1,50	1,54	1,58	1,61	1,62	1,63	1,62
30	1,05	1,09	1,13	1,16	1,19	1,21	1,22	1,22	1,22	1,20	1,18	1,14	1,11
40	1,02	1,04	1,05	1,05	1,04	1,03	1,01	0,984	0,955	0,916	0,870	0,830	0,770
50	0,997	0,986	0,970	0,948	0,918	0,886	0,846	0,800	0,748	0,693	0,640	0,580	0,520
60	0,972	0,938	0,898	0,852	0,803	0,748	0,692	0,632	0,568	0,511	0,450	0,390	0,334
70	0,945	0,886	0,823	0,760	0,691	0,622	0,552	0,488	0,424	0,357	0,300	0,250	0,203
80	0,915	0,830	0,745	0,656	0,574	0,496	0,419	0,352	0,280	0,223	0,175	0,130	0,094
90	0,874	0,754	0,640	0,532	0,436	0,352	0,272	0,208	0,154	0,105	0,074	0,049	0,030
95	0,842	0,696	0,565	0,448	0,342	0,256	0,181	0,120	0,082	0,051	0,030	0,016	0,009
99	0,782	0,594	0,436	0,304	0,206	0,130	0,076	0,040	0,019	0,010	0,005	0,002	0,001

На горизонтальной оси откладывается процент обеспеченности (P , %), а на вертикальной – расход воды (Q_p , м³/с). Масштабы: горизонтальный – в 1 мм 0,05%, вертикальный – в 1 мм 5 м³/с.

Сначала строится теоретическая кривая трехпараметрического гамма-распределения по данным табл. 5. В шапке данной таблицы указаны проценты обеспеченности (P , %), а в строке 4 – соответствующие им расходы воды (Q_p). На пересечении этих значений ставятся точки, которые впоследствии соединяются сплошной линией (рис. 4). Линия должна быть плавной. Отклонение от данного условия свидетельствует о неправильном вычислении расхода (Q_p).

Эмпирическая кривая обеспеченности наносится на рисунок в виде точек. Данные для ее построения вычислены в табл. 4 (проценты обеспеченности в графе 7, а соответствующие им расходы в графе 3).

Хорошее совмещение кривых обеспеченности свидетельствует о том, что теоретическая кривая подобрана правильно и ее можно использовать в расчетах.

По теоретической кривой можно определить любые величины расхода, но в пределах между обеспеченностью 0,01 и 99%. Например, необходимо определить расход воды при обеспеченности 15%. В этом случае на горизонтальной оси рисунка находим точку, соответствующую 15% и с нее восстанавливаем перпендикуляр до пересечения с теоретической кривой обеспеченности. С точки пересечения проводим горизонтальную линию до пересечения с вертикальной осью. Используя масштаб рисунка, определяем расход воды, соответствующий обеспеченности 15% (320 м³/с).

Необходимость в теоретической кривой обеспеченности обусловлена двумя обстоятельствами. Во-первых, при построении эмпирической кривой обеспеченности требуется сглаживание, которое является процессом субъективным и, следовательно, влияющим на точность получаемых данных. Во-вторых, требуется экстраполяция эмпирических данных. *Экстраполяция* (от лат. *extra* – сверх, вне; лат. *polio* – приглаживаю, изменяю) – распространение закономерностей изменения переменной величины за пределы ряда фактических (эмпирических) наблюдений.

В соответствии со СНиП II–50–74 речные гидротехнические сооружения делят на четыре класса (I–IV). Класс сооружений устанавливают в зависимости от народнохозяйственного значения сооружений с учетом последствий при их аварии или нарушении их эксплуатации. При расчете сооружений I класса в качестве расчетного

максимального расхода принимается расход с обеспеченностью $P = 0,01\%$; II – $0,1\%$; III – $0,5$ и IV – 1% .

На основании эмпирической кривой обеспеченности нами установлена обеспеченность, равная только лишь $2,4\%$ (см. табл. 4). В то же время по теоретической кривой обеспеченности найден расход воды в реке ($497 \text{ м}^3/\text{с}$) при обеспеченности $0,01\%$ (см. табл. 5), что соответствует требованиям для гидротехнических сооружений I класса.

Вид кривой обеспеченности для каждого гидрологического объекта (переменной гидрометеорологической величины) индивидуален и обычно не зависит от длительности наблюдений. Поэтому кривую обеспеченности условно можно считать устойчивой характеристикой изменчивости гидрологических величин. Эта особенность кривой обеспеченности позволяет утверждать, что вероятность колебания рассматриваемой гидрологической величины останется в будущем такой же, какой она получилась по материалам за прошлые годы. Из этого следует, что кривая обеспеченности позволяет прогнозировать, т. е. дает возможность учитывать при проектировании сооружений желательную изменчивость гидрологической величины.

По кривой вероятности превышения для какой-либо гидрологической величины x , откладываемой по оси ординат, можно определить время в процентах, на протяжении которого любое рассматриваемое значение величины x было равно этому значению или превышало его.

Величина, которая показывает, за сколько лет в среднем будет превышено значение данной гидрологической характеристики, называется *повторяемостью* (П). При обеспеченности $P \leq 50\%$ повторяемость определяется по формуле

$$П = 100 / P, \quad (16)$$

а при $P > 50\%$ – по формуле

$$П = 100 / (100 - P). \quad (17)$$

Допустим, что какая-либо величина x_1 будет иметь вероятность превышения $P = 1\%$. Это значит, что только один раз в 100 лет будет наблюдаться значение $x \geq x_1$. Для величины $x_{0,1}$, что соответствует $P = 0,1\%$, только один раз в 1000 лет будет наблюдаться значение $x \geq x_{0,1}$. С другой стороны, величина x_{99} с вероятностью превышения $P = 99\%$ будет гарантирована 99 лет из 100 (99 раз из 100 $x \geq x_{99}$) и только один год из 100 величина x может быть меньше чем x_{99} ($x < x_{99}$).

Контрольные вопросы

1. Что такое математическая статистика? 2. Почему используются методы математической статистики для обработки гидрологических наблюдений? 3. Как определяется среднее арифметическое значение статистического ряда наблюдений? 4. Какое отличие между средним арифметическим значением и нормой? 5. Что отражает коэффициент вариации? 6. По какой формуле определяется коэффициент вариации? 7. Что отражает коэффициент асимметрии? 8. Как устанавливается коэффициент асимметрии? 9. Что такое эмпирическая кривая обеспеченности? 10. Какие показатели используются для подбора теоретической кривой обеспеченности? 11. Что такое экстраполяция? 12. Для чего необходима теоретическая кривая обеспеченности? 13. Назовите порядок вычисления ординат теоретической кривой обеспеченности? 14. Что такое повторяемость гидрологических величин? 15. По каким формулам определяется повторяемость гидрологических величин?

Практическая работа № 3 ОПРЕДЕЛЕНИЕ НАПРАВЛЕНИЯ, СКОРОСТИ ДВИЖЕНИЯ И РАСХОДА ГРУНТОВЫХ ВОД

Цель работы: 1) ознакомиться с методом треугольника при определении направления движения и уклона грунтового потока; 2) использовать формулу Дарси для определения скорости движения грунтового потока; 3) вычислить расход грунтового потока.

Теоретическая часть

Грунтовые воды – это скопления гравитационной влаги на водоупорном слое с образованием водоносного горизонта. Водоупорные слои залегают преимущественно наклонно, что обуславливает движение грунтовых вод по уклону под влиянием силы тяжести. Движение жидкости в пористой среде называется *фильтрацией*. Ее частным случаем является движение грунтовых вод в почвогрунтах.

При определенных видах инженерно-хозяйственной деятельности, связанных с грунтовыми водами, необходимы сведения об их режиме (направлении и скорости движения, расходе). Например, при строительстве здания на участке, где грунтовые воды залегают возле

земной поверхности, требуется снижение их уровня путем устройства дренажа. Для обеспечения эффективной работы дренаж устраивается с учетом направления движения грунтового потока и его расхода. Сведения о режиме грунтовых вод необходимы также при строительстве осушительных систем, предназначенных для снижения уровня грунтовых вод на сравнительно обширных территориях с целью создания благоприятных условий произрастания культурных растений. Сведения о режиме грунтовых вод необходимы при исследованиях загрязнения подземных вод различными химическими веществами.

Порядок выполнения работы

Для определения направления движения грунтовых вод используется метод треугольника. Сущность данного метода в следующем. На участке, где требуется определить направление движения грунтового потока, намечаются три точки с таким расчетом, чтобы они образовали равносторонний треугольник со сторонами 100–500 м.

При залегании на участке малосвязных почвогрунтов (например, песков) расстояние между точками принимается максимальным, так как в таких грунтах уклон зеркала грунтовых вод обычно незначительный. Кроме того, чем больше расстояние между точками, тем точнее определяется направление движения грунтового потока.

Для одной из сторон треугольника геодезическим инструментом (буссолью, гониометром) измеряется азимут или румб. По измеренному азимуту или румбу при камеральной обработке на плане проводится меридиан СЮ, относительно которого определяется азимут или румб линии направления движения грунтового потока с последующим его определением на местности.

Расстояние между точками треугольника измеряется мерной лентой с точностью до 1 см. Нивелировкой устанавливается взаимное превышение между точками. В каждой точке пробуривается скважина с небольшим заглублением в водоносный горизонт. После стабилизации зеркала грунтовых вод, нарушенного при бурении скважины, измеряется уровень грунтовых вод, т. е. расстояние от земной поверхности до зеркала грунтовых вод.

При исследованиях используются абсолютные или относительные высоты. При использовании абсолютных высот точки треугольника связываются нивелировкой с ближайшим репером опорной геодезической сети, высота которого известна относительно уровня Балтийского моря. Относительные же высоты отсчитываются от условно

выбранной горизонтальной плоскости 0–0. Она намечается таким образом, чтобы были исключены отрицательные значения высот.

Треугольник в выбранном масштабе наносят на план и возле каждой точки выписывают высоты зеркала грунтовых вод (рис. 5).

На сторонах треугольника интерполяцией определяют точки пересечения зеркала грунтовых вод с плоскостями сечения. *Интерполяция* (от лат. *interpolatio* – изменение, переделка) – отыскание промежуточных значений в пределах известных параметров. Точки пересечения зеркала одноименными плоскостями соединяют прямыми линиями, которые называются гидроизогипсами. *Гидроизогипсы* (от греч. *hýdōr* – вода; *isos* – равный, одинаковый; *hýpsos* – высота) – линии на плане или карте, соединяющие точки зеркала грунтовых вод с одинаковой высотой (абсолютной или относительной). Такие же линии напорных вод называются *гидроизопьезами*.

Сечение гидроизогипсов, т. е. расстояние между плоскостями сечения, может приниматься различным (0,1–1,0 м) в зависимости от уклона зеркала грунтовых вод. При малых уклонах зеркала принимается меньшее сечение гидроизогипсов и наоборот. В нашем примере гидроизогипсы проведены через 0,5 м.

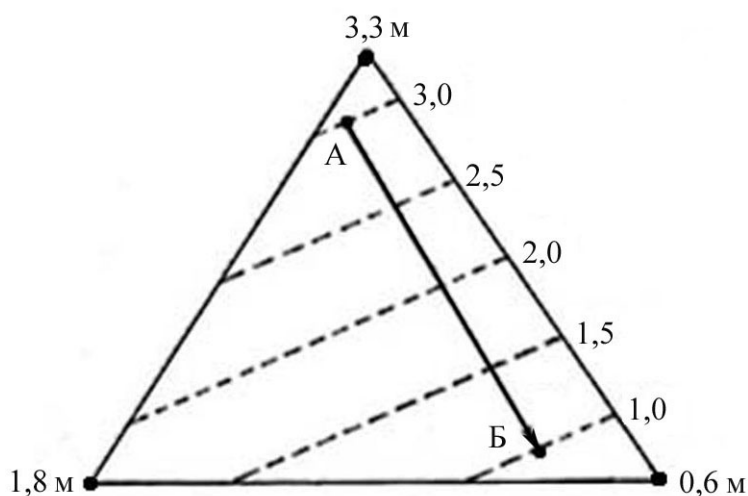


Рис. 5. Определение направления движения грунтового потока. Расстояние между точками равно 500 м. Гидроизогипсы проведены через 0,5 м. Применялся масштаб 1 : 5000

Принцип определения точек на зеркале грунтовых вод с одинаковыми высотами показан на рис. 6.

От горизонтальной плоскости 0–0 на расстоянии сечения гидроизогипсов (в нашем примере через 0,5 м) параллельно проводятся

плоскости гидроизогипсов (плоскости сечения). Первая из них с высотой 0,5 м не пересекает зеркала грунтовых вод, так как последнее имеет высоту 0,6 м. Не пересекает зеркала грунтовых вод и плоскость сечения с высотой 3,5 м, так как высота зеркала во второй скважине равна 3,3 м. Промежуточные плоскости при пересечении зеркала образуют точки с относительными высотами 1,0; 1,5; 2,0; 2,5 и 3,0 м.

На плане точки сечения определяются, как было отмечено выше, интерполяцией. Например, на стороне треугольника с высотами зеркала грунтовых вод 0,6 и 3,3 м необходимо определить точки сечения гидроизогипсов с высотами 1,0; 1,5; 2,0; 2,5 и 3,0 м. Для определения точки с высотой 1,0 м составляем пропорцию: на расстоянии 100 мм (длина стороны треугольника 500 м в масштабе 1 : 5000) превышение зеркала грунтовых вод составляет 2,7 м (3,3 – 0,6), а на расстоянии x – 0,4 м (1,0 – 0,6):

$$\begin{cases} 100 \text{ мм} - 2,7 \text{ м} \\ x \text{ мм} - 0,4 \text{ м} \end{cases}$$

отсюда $x = \frac{100 \cdot 0,4}{2,7} = 14,8 \text{ мм}$.

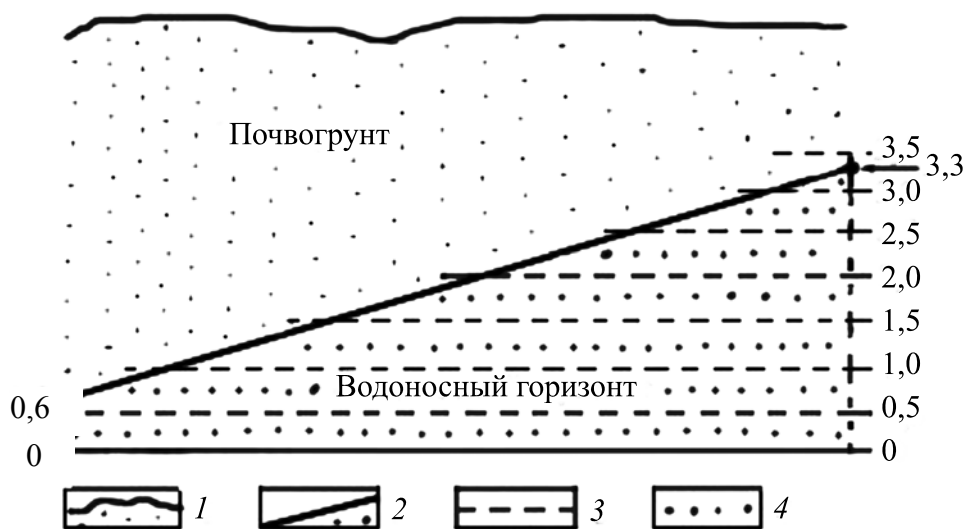


Рис. 6. Вертикальный разрез по скважинам с относительными высотами зеркала грунтовых вод 0,6 и 3,3 м:
 1 – земная поверхность; 2 – зеркало грунтовых вод; 3 – плоскости гидроизогипсов (плоскости сечения); 4 – водоносный горизонт;
 0–0 – плоскость сравнения; масштаб: горизонтальный 1 : 5000, вертикальный 1 : 100

Следовательно, от точки с относительной высотой зеркала грунтовых вод 0,6 м откладываем 14,8 мм и получаем точку пересечения зеркала грунтовых вод плоскостью гидроизогипсы с высотой 1,0 м.

Для определения точки сечения с высотой 1,5 м составляем пропорцию

$$\left\{ \begin{array}{l} 100 \text{ мм} - 2,7 \text{ м} \\ x \text{ мм} - 0,5 \text{ м} \end{array} \right.$$

отсюда $x = \frac{100 \cdot 0,5}{2,7} = 18,5 \text{ мм}$, т. е. точка с высотой 1,5 м расположена

на расстоянии 18,5 мм от точки с высотой 1,0 м.

Аналогичным образом определяем остальные точки сечения на этой стороне треугольника и на других сторонах. Соединив одноименные точки сечения, получим гидроизогипсы. Проведенные гидроизогипсы должны быть строго параллельны между собой. Непараллельность гидроизогипсов свидетельствует об ошибке при определении точек сечения интерполяцией.

Движение грунтовых вод происходит по наикратчайшему пути, т. е. нормально к гидроизогипсам. Поэтому на плане под углом 90° к гидроизогипсам проводим линию максимально возможной длины, но при этом должны быть известны высоты зеркала грунтовых вод обоих концов линии. Поток грунтовых вод будет направлен в сторону гидроизогипсы с меньшей высотой. Направление движения грунтового потока указывается стрелкой.

По данной линии определяется уклон грунтового потока i по формуле

$$i = \frac{\Delta h}{l}, \quad (18)$$

где Δh – превышение зеркала грунтовых вод, м; l – длина линии, м, по концам которой определяется превышение Δh .

Уклон вычисляется до четвертого знака после запятой (в десяти тысячных долях).

В нашем примере в точке А (см. рис. 5) относительная высота зеркала грунтовых вод равна 3,0 м, в точке Б – 1,0 м, т. е. Δh равно 2,0 м (3,0 – 1,0). Поскольку при вычислении уклона как делимое, так и делитель должны выражаться в одних единицах измерения, на плане измеряем длину линии между точками А и Б и в соответствии с масштабом плана определяем ее длину в метрах. В нашем примере длина линии на плане оказалась равной 7,4 см, что соответствует 370 м на местности ($7,4 \cdot 50$), а уклон грунтового потока i будет равен

$$i = \frac{\Delta h}{l} = \frac{2}{370} = 0,0054.$$

В 1856 г. французский инженер А. Дарси установил, что расход фильтрующейся через грунт воды прямо пропорционален площади фильтрации и гидравлическому уклону

$$Q = k_{\text{ф}}Fi, \quad (19)$$

где Q – расход грунтового потока, м³/с или м³/сут; $k_{\text{ф}}$ – коэффициент фильтрации, м/с или м/сут; F – площадь фильтрации, м²; i – уклон зеркала грунтовых вод.

Площадь фильтрации потока F – произведение мощности (высоты) потока h и его ширины B . При выполнении задания студенты принимают данные параметры грунтового потока произвольно.

Коэффициент фильтрации $k_{\text{ф}}$ – скорость фильтрации v при напорном градиенте i , равном единице. Коэффициент фильтрации является основным показателем водопроницаемости почвогрунтов. При гидрогеологических расчетах его размерность принимается чаще всего м/с или м/сут.

Для определения коэффициента фильтрации существует ряд лабораторных и полевых методов. Полевым методам отдается предпочтение, так как они точнее. Из них следует отметить метод откачки и метод инфильтрации.

Метод восстановления уровня воды в скважинах после откачки (метод откачки) применяется при залегании грунтовых вод возле дневной поверхности. При этом устраивается скважина с заглублением в водоносный горизонт. После стабилизации зеркала грунтовых вод вода откачивается, измеряется расстояние до сниженного уровня воды и отмечается время. В последующем при поднятии уровня воды в скважине делается несколько замеров и одновременно фиксируется время, прошедшее от начала наблюдений. Используя эти данные, по соответствующим формулам определяют значение коэффициента фильтрации.

Метод инфильтрации (метод наливов воды) применяется при глубоком залегании грунтовых вод, когда не происходит смыкания фильтрующейся воды с грунтовой. При данном методе в почвогрунте устраивается выемка. Дно ее располагается на уровне горизонта, водопроницаемость которого нужно определить. В выемку периодически доливается определенное количество воды и фиксируется время впитывания. По этим данным вычисляется коэффициент фильтрации.

Методы определения коэффициента фильтрации детально изложены в специальной литературе [1].

В некоторых случаях при гидрогеологических расчетах можно использовать ориентировочные значения коэффициента фильтрации k_f , м/сут:

суглинок легкий	0,05–0,1
супесь	0,1–0,5
песок мелкозернистый (частицы 0,05–0,25 мм)	1–5
песок среднезернистый (частицы 0,25–0,5 мм)	5–20
песок крупнозернистый (частицы 0,5–1 мм)	20–50
гравий (частицы 1–3 мм)	20–150
галечник (3–10 мм)	100–500.

Если разделить правую и левую части формулы (19), т. е. формулы расхода, на площадь фильтрации F , получим *формулу Дарси*

$$v = k_f \cdot i, \quad (20)$$

где v – скорость движения грунтового потока.

Эта формула называется основным законом ламинарной (параллельно-струйной) фильтрации, т. е. скорость движения грунтовых вод прямо пропорциональна коэффициенту фильтрации и уклону грунтовых вод.

При вычислениях по формуле (19) и по формуле (20) размерность скорости и расхода зависит от размерности используемого коэффициента фильтрации. Если он выражается – м/сут, то и скорость определяется – м/сут, а расход – м³/сут.

Если нужно выразить показатели гидрогеологического режима подземных вод в международной системе единиц SI значение коэффициента фильтрации выражается в м/с, а расход (например, дебит скважины) определяется в м³/с. При этом значение коэффициента фильтрации в м/сут необходимо разделить на количество секунд в сутках ($24 \cdot 60 \cdot 60 = 86\,400$ с). Например, коэффициент фильтрации в мелкозернистом песчаном грунте равен $k_f = 2$ м/сут, или $2,3 \cdot 10^{-5}$ м/с.

При выполнении данного задания студент должен по значениям (указанным преподавателем) относительных высот зеркала грунтовых вод в трех скважинах, расположенных в виде равностороннего треугольника со сторонами 500 м в масштабе 1 : 5000, провести гидроизогипсы через 0,5 м, определить направление, скорость движения (м/сут и м/с) и расход грунтового потока (м³/сут и м³/с).

Контрольные вопросы

1. Какие воды называются грунтовыми? 2. Для чего необходимо знать направление движения грунтовых вод? 3. Как по результатам

камеральной обработки материалов определяется направление движения грунтового потока? 4. Что такое абсолютные и относительные высоты? 5. Как читается масштаб планов и карт? 6. Что такое гидроизогипсы? 7. Для чего применяется интерполяция? 8. Что называется уклоном грунтового потока? 9. Какова формула определения уклона грунтового потока? 10. Что отражает коэффициент фильтрации? 11. Для чего используется формула Дарси? 12. По какой формуле определяется расход грунтового потока? 13. В каких единицах измеряется расход потока?

Практическая работа № 4

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЗАПАСОВ И ДЕФИЦИТА ВЛАГИ В АВТОМОРФНЫХ ДЕРНОВО-ПОДЗОЛИСТЫХ ПОЧВАХ

Цель работы: определить почвенно-гидрологические константы, запасы и дефицит влаги в автоморфной дерново-подзолистой почве при различном гранулометрическом составе.

Теоретическая часть

Влага является одним из важнейших абиотических факторов формирования растительных сообществ различной структуры и продуктивности.

Все живое вещество нашей планеты на 2/3 состоит из воды. В тканях растений воды содержится до 79–90%. Растения извлекают из почвы огромное количество воды, из которого лишь 0,15–0,20% усваивается. Остальная часть только проходит через растение, поддерживая его ткани в увлажненном состоянии, и после извлечения из нее необходимых питательных веществ испаряется через листья. Этот процесс называется транспирацией. Следовательно, для нормального роста и развития растений в почве должно содержаться достаточное количество влаги.

Влажность почвы обуславливается многими факторами и поэтому содержание ее в почве колеблется в значительных пределах. Влага удерживается почвой с различной силой, характеризуется неодинаковой подвижностью, обладает разными свойствами. Граничные значения влажности, при которых количественные изменения в подвижности влаги переходят в качественные отличия, называют *почвенно-гидрологическими константами*. К ним относятся: максимальная

гигроскопичность, влажность завядания, влажность разрыва капилляров, наименьшая влагоемкость и полная влагоемкость.

Максимальная гигроскопичность (МГ) характеризует предельно возможное количество парообразной влаги, которое может поглотить почва из воздуха, почти насыщенного водяным паром. На гигроскопичность почв и МГ существенное влияние оказывают свойства твердой фазы почв. Чем выше в почве содержание физической глины (частицы диаметром $< 0,01$ мм), тем выше будет МГ. Гигроскопическая влага не доступна для растений, так как прочно удерживается почвенными частицами. Для определения МГ почв можно использовать формулу

$$\text{МГ} = 1,71 + 0,16x, \quad (21)$$

где МГ – максимальная гигроскопичность почвы, % от объема; x – содержание частиц физической глины, % от массы.

По мере поступления воды в почву толщина водных пленок вокруг почвенных частиц увеличивается, но влага еще не может использоваться растениями. Это количество влаги в почве соответствует влажности завядания растений.

Влажность устойчивого завядания, или *влажность завядания* (ВЗ), – влажность почвы, при которой растения проявляют признаки устойчивого завядания, т. е. такого завядания, когда его признаки не исчезают даже после помещения растения в благоприятные условия. Величину ВЗ можно определить экспериментальным путем, а также косвенным – по величине МГ, умножая ее на определенный коэффициент (можно использовать его значение, равное 2,0).

Содержание влаги в почве, соответствующее ВЗ, равно непродуктивному запасу влаги, т. е. тому запасу влаги, который не может использоваться растениями для своего роста и развития.

Влажность разрыва капилляров (ВРК), или *влажность разрыва капиллярной связи*, – влажность почвы, при которой подвижность почвенной влаги в процессе снижения влажности резко уменьшается. Происходит это в связи с тем, что из почвы исчезает капиллярная влага, а остается влага в мельчайших порах, в углах стыка частиц и пленочная рыхлосвязанная влага. Она мало подвижна, но физиологически доступна корешкам растений. ВРК называют также критической влажностью, так как при влажности ниже ВРК рост растений замедляется из-за недостаточной влагообеспеченности и их продуктивность снижается. Величину ВРК можно принимать как среднее значение между ВЗ и НВ.

Наименьшая влагоемкость (НВ) – наибольшее количество влаги, которое может удерживать почва после стекания избытка влаги при глубоко залегании грунтовых вод. Соответствует содержанию в почве всех форм влаги за исключением гравитационной. Наименьшая влагоемкость почв является важной гидрологической характеристикой почвы. По НВ рассчитываются поливные нормы, с ней связано понятие о *дефиците влаги* в почве, который представляет собой величину, равную разности между НВ и фактической влажностью почвы. Оптимальной влажностью считается влажность почвы, составляющая 70–100% НВ.

В почвах ненарушенного сложения величину НВ можно определить по величине МГ, используя формулу

$$\text{НВ} = 5,6 + 8,9\text{МГ}, \quad (22)$$

где НВ – величина наименьшей влагоемкости, % от объема почвы; МГ – величина максимальной гигроскопичности, % от объема.

Используя формулы (21) и (22), можно вывести формулу определения величины НВ по содержанию в почве частиц физической глины (частицы диаметром меньше 0,01 мм):

$$\text{НВ} = 5,6 + 8,9\text{МГ} = 5,6 + 8,9(1,71 + 0,16x) = 20,82 + 1,42x, \quad (23)$$

где НВ – величина наименьшей влагоемкости, % от объема; x – содержание в почве частиц физической глины, % от массы.

Полная влагоемкость (ПВ) – наибольшее количество влаги, которое может содержаться в почве при условии заполнения водой всех пор. Такое содержание характерно для грунтов, находящихся в водоносных слоях. Полная влагоемкость может определяться по величине пористости, вычисляемой по формуле

$$P = \left(1 - \frac{\text{Пл}}{\text{Пт}}\right)100\%, \quad (24)$$

где P – пористость, или полная влагоемкость, почвы, % от объема; Пл – объемная плотность почвы, г/см³; Пт – относительная плотность почвы, г/см³.

Содержание влаги в почве предпочтительнее выразить посредством объемной влажности, которая показывает, какой объем в процентах занимает содержащаяся в почве влага. Определяется она по формуле

$$V_{\text{об}} = V_{\text{м}} \cdot \text{Пл}, \quad (25)$$

где $V_{\text{об}}$ – влажность почвы, % от объема; $V_{\text{м}}$ – влажность почвы, % от массы; Пл – объемная плотность почвы, г/см³.

Обычно количество поступающей в почву влаги путем, например, выпадения атмосферных осадков, и потребность растений во влаге выражаются в миллиметрах. Поэтому для получения сравнительных данных о влагообеспеченности растений необходимо знать *запасы влаги* в почве, выраженные также в миллиметрах и определяемые по формуле

$$ЗВ = 10V_{об}T, \quad (26)$$

где ЗВ – запас влаги в почве, мм; $V_{об}$ – влажность почвы, % от объема; Т – толщина слоя почвы, м.

Разница между запасами влаги в почве при НВ и ВЗ составляет *продуктивный запас влаги*, т. е. это влага, которая может использоваться растениями. Однако наиболее благоприятные условия влагообеспеченности растений складываются в тех случаях, когда фактический запас влаги в почве находится в пределах между НВ и ВРК.

Наиболее распространенным и точным методом определения фактической влажности почвы является весовой метод. Почвенные образцы, отбираемые в полевых условиях ручным специальным буром и помещенные в алюминиевые стаканчики, высушиваются при температуре 100–105°C. Путем взвешивания образца до сушки и после определяется масса испарившейся воды. Отношение количества испарившейся воды к массе сухого образца, выраженное в процентах, показывает массовую влажность почвы, или процент от массы.

В природных условиях на каком-либо ограниченном участке влажность почвы может быть разной в различных точках, т. е. влажность пространственно варьирует. В связи с этим влажность определяется в нескольких точках (скважинах) с отбором образцов по глубине почвенного профиля. Для того чтобы установить достоверность определения влажности, полученные данные обрабатываются методами математической статистики. Статистическая обработка возможна при числе наблюдений не меньше пяти. Определяются следующие статистические показатели: средняя арифметическая, среднее квадратическое отклонение, ошибка средней арифметической, коэффициент вариации, показатель точности определения средней арифметической и достоверность средней арифметической.

Исходные данные

На опытном участке почва дерново-подзолистая автоморфная. *Автоморфные почвы* – почвы, на которых влагообеспеченность растений

происходит за счет влаги атмосферных осадков. Характеристика почвенного профиля на участке представлена в табл. 7.

Таблица 7

Характеристика почвенного профиля

Название горизонта	Индекс горизонта и глубина залегания, см	Содержание физической глины, % от массы	Название почвы по гранулометрическому составу	Плотность почвы, г/см ³	
				объемная	относительная
Гумусово-подзолистый	A ₁ A ₂ (0–20)	5,5	Связнопесчаная	1,2	2,0
Иллювиальный	B (20–140)	4,8	Рыхлопесчаная	1,5	2,4
Мало измененная материнская порода	C (140–190)	4,3	То же	1,6	2,6
Подстилаящая порода	D (190–200)	18,0	Связносупесчаная	1,3	2,5

Для определения фактической влажности почвы на участке 20.06.2008 г. отбирались образцы почвы в 5 скважинах, распределенных равномерно по площади участка. В каждой скважине образцы отбирались с глубины 10, 60, 110, 160 и 195 см. Результаты определения влажности приведены в табл. 8.

Порядок выполнения работы

Почва, взятая в качестве примера для выполнения работы, имеет сложный профиль, состоящий из четырех генетических горизонтов (табл. 7). Горизонты отличаются происхождением, гранулометрическим составом и плотностью объемной и относительной.

Материнской горной породой является песок рыхлый, так как в почвенном профиле до подстилаящей породы содержание частиц физической глины меньше 5%. В горизонте A₁A₂ большее содержание физической глины обусловлено наличием гумусовых частиц, образовавшихся в процессе почвообразования.

На глубине 190 см материнская горная порода сменяется подстилаящей горной породой (горизонт D). Материнская горная порода

имеет водно-ледниковое происхождение, а подстилающая представлена супесчаной мореной ледникового происхождения.

Таблица 8

Фактическая влажность почвы, % от массы

Глубина взятия образца, см	Номер скважины				
	1	2	3	4	5
10	8,2	7,0	9,1	9,2	8,0
60	9,0	8,3	10,0	9,8	8,7
110	8,8	7,9	9,0	9,4	8,5
160	9,0	8,0	10,0	10,2	9,3
195	16,0	14,5	17,0	16,5	15,8

При ясно выраженной слоистости почвенного профиля затруднительно определить название почвы по гранулометрическому составу. Поэтому целесообразно и, как будет обосновано в последующем при подсчете запасов влаги и почвенно-гидрологических констант в среднем для всего почвенного профиля, правомочно вычислять среднее содержание физической глины в 2-метровом почвенном профиле и, используя данную величину, определять название почвы.

Для определения среднего содержания физической глины в почвенном профиле необходимо мощность каждого горизонта умножить на содержание в нем физической глины. Сумму полученных произведений разделить на мощность всего почвенного профиля. Так, в нашем примере среднее содержание физической глины в 2-метровом профиле равно

$$\text{СФГ}_{\text{ср}} = [(5,5 \cdot 20 + 4,8 \cdot 120 + 4,3 \cdot 50 + 18,0 \cdot 10) / 200] = 5,4\%.$$

Отсюда название почвы: дерново-подзолистая автоморфная связнопесчаная (5,4%). Из названия следует, что почва сформировалась под влиянием дернового и подзолистого процессов почвообразования. Влагообеспеченность растений на ней обуславливается атмосферными осадками, а содержание физической глины равно 5,4%.

Аналогичным образом подсчитываем среднее значение объемной плотности почвы

$$\text{Пл}_{\text{ср}} = [(1,2 \cdot 20 + 1,5 \cdot 120 + 1,6 \cdot 50 + 1,3 \cdot 10) / 200] = 1,49 \text{ г/см}^3.$$

Среднее значение относительной плотности почвы равно

$$\text{Пт}_{\text{ср}} = [(2,0 \cdot 20 + 2,4 \cdot 120 + 2,6 \cdot 50 + 2,5 \cdot 10) / 200] = 2,42 \text{ г/см}^3.$$

Используя исходные данные табл. 7, определяем влажность почвы по почвенно-гидрологическим константам (табл. 9) и запасы влаги в почве (табл. 10). В нашем примере для горизонта A_1A_2 вычисляем максимальную гигроскопичность по формуле (21)

$$МГ = 1,71 + 0,16x = 1,71 + 0,16 \cdot 5,5\% = 2,6\%,$$

где МГ – максимальная гигроскопичность горизонта A_1A_2 , % от объема; x – содержание физической глины в данном горизонте (5,5), % от массы.

Аналогичным образом вычисляем максимальную гигроскопичность для последующих горизонтов (В, С, D). Необходимо иметь в виду, что результаты этих вычислений студент будет приводить в своей работе. При этом можно использовать обозначения $МГ_B$, $МГ_C$ и $МГ_D$.

Определяем влажность завядания, учитывая, что она равна двойному значению максимальной гигроскопичности. Так, для горизонта A_1A_2 влажность завядания равна

$$ВЗ = 2МГ = 2 \cdot 2,6\% = 5,2\%.$$

В таком же порядке определяем влажность завядания для последующих горизонтов (В, С, D).

Используя формулу (22), или формулу (23), вычисляем величину наименьшей влагоемкости:

$$НВ = 5,6 + 8,9МГ = 5,6 + 8,9 \cdot 2,6\% = 28,7\%.$$

Для последующих горизонтов эта величина оказалась равной 27,7% (горизонт В), 26,9% (горизонт С), и 46,5% (горизонт D).

Вычисляем влажность разрыва капилляров, которая равна среднему значению между НВ и ВЗ. Так, в нашем примере

$$ВРК = (НВ + ВЗ) / 2 = 17,0\%,$$

где ВРК – влажность разрыва капилляров для горизонта A_1A_2 , % от объема; НВ – наименьшая влагоемкость для данного горизонта, % от объема; ВЗ – влажность завядания для горизонта A_1A_2 , % от объема.

Для последующих горизонтов влажность разрыва капилляров оказалась равной 16,4% (горизонт В), 15,9% (горизонт С) и 27,8% (горизонт D).

По формуле (24) вычисляем полную влагоемкость для гумусово-подзолистого горизонта A_1A_2

$$ПВ = \left(1 - \frac{Пл}{Пт}\right) 100\% = \left(1 - \frac{1,2}{2,0}\right) \cdot 100\% = 40\%.$$

Таблица 9

Влажность почвы по почвенно-гидрологическим константам

Индекс горизонта	Мощность горизонта, см	Содержание физической глины, %	Почвенно-гидрологические константы								
			% от массы				% от объема				
			МГ	ВЗ	ВРК	НВ	МГ	ВЗ	ВРК	НВ	ПВ
A ₁ A ₂	20	5,5	2,2	4,4	14,2	24,0	2,6	5,2	17,0	28,7	40,0
B	120	4,8	1,7	3,4	11,0	18,5	2,5	5,0	16,4	27,7	37,5
C	50	4,3	1,5	3,0	9,9	16,8	2,4	4,8	15,9	26,9	38,5
D	10	18,0	3,3	6,6	19,9	33,2	4,6	9,2	27,8	46,5	48,0
Среднее значение	200	5,4	1,7	3,4	11,3	19,1	2,6	5,2	16,9	28,5	38,4

Таблица 10

Запасы влаги в почве

Индекс горизонта	Мощность горизонта, см	Содержание физической глины, %	Запасы влаги, мм					
			МГ	ВЗ	ВРК	НВ	ПВ	продуктивный
A ₁ A ₂	20	5,5	5	10	34	57	80	47
B	120	4,8	30	60	197	332	450	272
C	50	4,3	12	24	80	135	193	111
D	10	18,0	5	9	28	47	48	38
<i>Итого</i>			52	103	339	571	771	468
Среднее значение			52	104	338	570	768	466

где ПВ – полная влагоемкость в горизонте A_1A_2 , % от объема; Пл – плотность почвы данного горизонта, $г/см^3$; Пт – относительная плотность этого же горизонта, $г/см^3$.

В таком же порядке определяем полную влагоемкость для горизонта В (37,5%), С (38,5%) и D (48,0%).

Используя формулу (25) и вычисленные значения констант в процентах от объема, вычисляем значения констант в процентах от массы. Так, в нашем примере для горизонта A_1A_2 максимальная гигроскопичность в процентах от массы оказалась равной 2,2% ($2,6\% / 1,2$), где 2,6% – максимальная гигроскопичность, % от объема; 1,2 – объемная плотность почвы, $г/см^3$ (см. табл. 7).

Аналогичным образом вычисляем значения констант для последующих горизонтов. При этом используются значения плотности почвы, приведенные в табл. 7.

Запасы влаги в почве определяются по формуле (26). Например, для горизонта A_1A_2 запас влаги при МГ равен:

$$ЗВ = 10V_{об}T = 10 \cdot 2,6\% \cdot 0,2 \text{ м} = 5 \text{ мм},$$

где ЗВ – запас влаги в почве при МГ, мм; $V_{об}$ – максимальная гигроскопичность почвы (2,6%), % от объема; Т – мощность слоя почвы (0,2), м.

Для горизонта В, имеющего мощность 1,2 м, запас влаги при МГ равен 30 мм. Аналогичным образом определяются запасы влаги при МГ в последующих слоях почвы, а также при других константах.

Запас продуктивной влаги определяется, как было отмечено, по разности между запасом влаги при НВ и ВЗ. Так, для горизонта A_1A_2 он равен:

$$ЗВ = ЗВ_{НВ} - ЗВ_{ВЗ} = 57 \text{ мм} - 10 \text{ мм} = 47 \text{ мм}.$$

Подсчитанный таким образом запас продуктивной влаги является потенциальным, т. е. максимально возможным, который может содержать почва при насыщении влагой до НВ. Такой запас влаги в почве устанавливается в период снеготаяния или летом при обильных атмосферных осадках.

В большинстве случаев корневая система растений осваивает значительную толщу почвогрунта. Поэтому в табл. 10 путем суммирования подсчитан запас влаги в 2-метровом почвенном профиле.

На территории Беларуси весной после снеготаяния почва, как правило, насыщена влагой до НВ. В связи с расходом влаги из почвы путем суммарного испарения в летний период влажность почвы

уменьшается вплоть до ВЗ. Разность между запасами влаги при НВ и фактическими запасами составляет *дефицит влаги*, характеризующий степень влагообеспеченности растений.

На основании данных табл. 8 проводим статистическую обработку для определения показателей фактической влажности почвы. Сначала определяем статистические показатели для глубины 10 см. Составляем табл. 11.

Таблица 11

Исходные данные для вычисления статистических показателей влажности почвы на глубине 10 см

Номер скважины	Влажность почвы, x , % от массы	$x - M$	$(x - M)^2$
1	8,2	- 0,1	0,01
2	7,0	- 1,3	1,69
3	9,1	0,8	0,64
4	9,2	0,9	0,81
5	8,0	- 0,3	0,09
<i>Итого</i>	41,5	- 1,7 + 1,7	3,24

Средняя арифметическая вычисляется по формуле

$$M = \frac{\sum x}{n} = \frac{41,5}{5} = 8,3\%, \quad (27)$$

где M – средняя влажность почвы, % от массы; $\sum x$ – сумма всех вариантов статистического ряда (сумма значений влажности почвы в скважинах – 41,5); n – число наблюдений (5).

Величина колебаний значений вариантов около средней арифметической измеряется средним квадратическим отклонением (σ), которое определяется по формуле

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum (x - M)^2}{n - 1}} = \sqrt{\frac{3,24}{5 - 1}} = 0,9, \quad (28)$$

где σ – среднее квадратическое отклонение, %; $(x - M)^2$ – сумма квадратов отклонений отдельных вариантов от средней арифметической (3,24); n – число наблюдений (5).

Для оценки достоверности средней арифметической вычисляется ее ошибка по формуле

$$m_M = \frac{\sigma}{\sqrt{n}} = \frac{0,9}{\sqrt{5}} = 0,4\%, \quad (29)$$

где m_M – ошибка средней арифметической, %; σ – среднее квадратическое отклонение (0,9); n – число наблюдений (5).

Далее, вычисляется коэффициент вариации, характеризующий степень отклонения вариант от средней арифметической в относительных числах (процентах). Он определяется по формуле

$$v = \frac{\sigma}{M} 100\% = \frac{0,9}{8,3} \cdot 100\% = 10,8\%, \quad (30)$$

где v – коэффициент вариации, %; σ – среднее квадратическое отклонение (0,9); M – средняя арифметическая (8,3).

В математической статистике для оценки варьирования применяется следующая шкала в процентах: 1) небольшое варьирование (от нуля до 4); 2) нормальное от 5 до 24 – «нижняя норма»; 3) нормальное от 25 до 44 – «верхняя норма»; 4) большое (от 45 до 64); 5) очень большое (от 65 до 84); 6) сверхбольшое (от 85 до 104); 7) аномальное (от 105 и больше).

По содержанию влаги на глубине 10 см варьирование влажности относится к нижней норме нормального.

Точность определения средней арифметической оценивается показателем, который вычисляется по формуле

$$P = \frac{m_M}{M} 100\% = \frac{0,4}{8,3} \cdot 100\% = 4,8\%, \quad (31)$$

где P – показатель точности определения средней арифметической, %; m_M – ошибка средней арифметической (0,4); M – средняя арифметическая (8,3).

Точность определения средней арифметической считается удовлетворительной, если величина показателя не превышает 5%. При значениях больше 5% необходимо увеличить число наблюдений.

Для оценки достоверности средней арифметической используется критерий Стьюдента, вычисляемый по формуле

$$t_{\phi} = \frac{M}{m_M} = \frac{8,3}{0,4} = 20,75, \quad (32)$$

где t_{ϕ} – критерий Стьюдента фактический; M – средняя арифметическая (8,3%); m_M – ее ошибка (0,4%).

В статистике установлены следующие три уровня значимости в порядке возрастания строгости оценки достоверности биометрических показателей: $W_1 = 5\%$, $W_2 = 1\%$, $W_3 = 0,1\%$. Им соответствуют в том

же порядке возрастания строгости оценки следующие доверительные уровни: $P_1 = 95\%$, $P_2 = 99\%$, $P_3 = 99,9\%$. Для биологических исследований во многих случаях достаточно принимать 5% уровень значимости, или 95% доверительный уровень, при котором считают достаточным, если подтвердится существенность выводов в 95 случаях из 100.

При оценке вычисленный (фактический) критерий Стьюдента сравнивается с его табличным значением (t_T). Табличное значение критерия Стьюдента определяется по специальной таблице [2, с. 389, табл. 3П].

В нашем примере для влажности почвы на глубине 10 см табличное значение критерия Стьюдента следующее: $P_{95\%} = 2,776$; $P_{99\%} = 4,604$; $P_{99,9\%} = 8,610$. Полученное значение критерия Стьюдента значительно больше табличного ($t_{\phi} \gg t_T = 20,75 \gg 8,61$), поэтому средняя арифметическая вполне достоверна даже при самой строгой оценке, т. е. на 99,9% доверительном уровне.

Аналогичным образом определяются статистические показатели для глубины 60 см, 110 см, 160 см и 195 см. В результате составляется табл. 12.

Статистической обработкой установлено, что влажность почвы в пространственном отношении изменяется незначительно (нижняя норма нормального варьирования), точность определения влажности почвы удовлетворительная (показатель точности определения средней арифметической во всех случаях меньше 5%), а среднее арифметическое значение влажности достоверно даже при самой строгой оценке.

Для определения дефицита влаги в почве составляем табл. 13. Для горизонта В вычисляем среднюю влажность по величине влажности на глубине 60 и 110 см $[(9,2 + 8,7) / 2 = 9,0\%]$. Используя данные фактической влажности почвы и формулу (26), устанавливаем фактический запас влаги в почве. Запас влаги при наименьшей влагоемкости выписываем из табл. 10.

Таблица 12

Статистические показатели фактической влажности почвы

Глубина определения, см	Число наблюдений, n	$M \pm m_M$, %	σ , %	v , %	P , %	t_{ϕ}
10	5	8,3±0,4	0,9	10,8	4,8	20,75
60	5	9,2±0,3	0,7	7,6	3,3	30,7
110	5	8,7±0,3	0,6	6,9	3,4	29,0
160	5	9,3±0,4	0,9	9,7	4,3	23,3
195	5	16,0±0,4	0,9	5,6	2,5	40,0

Примечание. Табличное значение критерия Стьюдента во всех случаях $t_T = 8,610$ при 0,1% уровне значимости.

Запасы и дефицит влаги в почве

Индекс горизонта и его мощность, см	Фактическая влажность почвы, %		Запас влаги, мм		Дефицит влаги, мм
	от массы	от объема	фактический	при НВ	
A ₁ A ₂ (20)	8,3	10,0	20	57	-37
B (120)	9,0	13,5	162	332	-170
C (50)	9,3	14,9	75	135	-60
D (10)	16,0	22,4	22	47	-25
<i>Итого</i>			279	571	-292

Фактические запасы влаги как по отдельным горизонтам, так и в целом для почвенного профиля находятся в пределах между ВЗ и ВРК (см. табл. 9), т. е. в почве ощущается недостаток влаги. Дефицит влаги, как разность между запасом влаги при НВ и фактическим запасом, для наглядности указывается с минусом.

Таким образом, в связи с дефицитом влаги в почве для создания оптимальных условий влагообеспеченности растений требуется увеличение запасов влаги на 292 мм.

Контрольные вопросы

1. Что такое почвенно-гидрологические константы?
2. Что такое максимальная гигроскопичность почв?
3. По какой формуле определяется величина МГ?
4. Какие частицы почвы относятся к физической глине?
5. Что такое влажность завядания?
6. Как определяется влажность завядания?
7. Что такое непродуктивный запас влаги?
8. Что такое влажность разрыва капилляров?
9. Как определяется величина ВРК?
10. Что такое наименьшая влагоемкость?
11. Как определяется НВ?
12. Что такое полная влагоемкость?
13. Как определяется ПВ?
14. Что такое массовая влажность и объемная влажность почвы?
15. Что такое запас влаги в почве?
16. Как определяются запасы влаги в почве?
17. Что такое продуктивный запас влаги?
18. Как определяется влажность почвы?
19. Для чего применяется статистическая обработка данных влажности почвы?
20. Почему почва называется дерново-подзолистой?
21. Какие почвы относятся к автоморфным?
22. Какие почвы относятся к рыхлопесчаным, связнопесчаным и связносупесчаным?
23. Что такое материнская горная порода?
24. Что такое подстилающая горная порода?
25. Что такое дефицит влаги в

почве? 26. Как определяется средняя арифметическая? 27. Как определяется среднее квадратическое отклонение? 28. Как определяется ошибка средней арифметической? 29. Что характеризует коэффициент вариации и как он определяется? 30. Что такое показатель точности средней арифметической и как он определяется? 31. Как вычисляется и для чего предназначен критерий Стьюдента? 32. Какие доверительные уровни используются при оценке достоверности статистических показателей?

ЛИТЕРАТУРА

1. Блинцов, И. К. Гидролесомелиорация: практикум / И. К. Блинцов, В. А. Ипатьев. – Минск, 1980.
2. Зайцев, Г. Н. Математическая статистика в экспериментальной ботанике / Г. Н. Зайцев. – М., 1984.
3. Роде, А. А. Основы учения о почвенной влаге: в 2 т. / А. А. Роде. – Л., 1969.– Т. 2: Методы определения водного режима почв.
4. Русаленко, А. И. Науки о Земле: учеб. пособие для студентов экологических специальностей / А. И. Русаленко. – Минск, 2007.
5. Самохин, А. А. Практикум по гидрологии / А. А. Самохин, Н. Н. Соловьева, А. М. Догановский. – Л., 1980.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие.....	3
Практическая работа № 1. Определение морфометрических характеристик озер.....	4
Теоретическая часть.....	4
Порядок определения морфометрических характеристик.....	5
Контрольные вопросы.....	14
Практическая работа № 2. Вычисление статистических показателей и построение эмпирической и теоретической кривых обеспеченности годовых расходов воды в реке.....	15
Теоретическая часть.....	15
Порядок выполнения работы.....	17
Контрольные вопросы.....	26
Практическая работа № 3. Определение направления, скорости движения и расхода грунтовых вод.....	26
Теоретическая часть.....	26
Порядок выполнения работы.....	27
Контрольные вопросы.....	32
Практическая работа № 4. Определение запасов и дефицита влаги в автоморфных дерново-подзолистых почвах.....	33
Теоретическая часть.....	33
Исходные данные.....	36
Порядок выполнения работы.....	37
Контрольные вопросы.....	45
Литература.....	46

НАУКИ О ЗЕМЛЕ

Составитель **Русаленко** Аркадий Иванович

Редактор *М. В. Гайдукова*
Компьютерная верстка *М. В. Гайдукова*

Подписано в печать 18.01.2010. Формат 60×84¹/₁₆.
Бумага офсетная. Гарнитура Таймс. Печать офсетная.
Усл. печ. л. 2,8. Уч.-изд. л. 2,9.
Тираж 100 экз. Заказ .

Учреждение образования
«Белорусский государственный технологический университет».
220006. Минск, Свердлова, 13а.
ЛИ № 02330/0549423 от 08.04.2009.

Отпечатано в лаборатории полиграфии учреждения образования
«Белорусский государственный технологический университет».
220006. Минск, Свердлова, 13.
ЛП № 02330/0150477 от 16.01.2009.