

1

Государственный комитет Российской Федерации по высшему
образованию

Владимирский государственный университет

Т.А.ТРИФОНОВА., Н.В. МИЩЕНКО

НАУКИ О ЗЕМЛЕ

Практикум

Владимир 1998

2 Оглавление

- 1 Строение Земли. Общая характеристика земной поверхности. Построение гипсографической кривой.
- 2 Солнечная радиация
- 3 Речной сток и его характеристики. Питание и водный режим рек.
- 4 Виды и законы движения подземных вод
- 5 Морфологическое описание профиля почвы
- 6 Механический и агрегатный состав почв
- 7 Физические свойства почв
- 8 Вода в почве
- 9 Изучение физических и водных свойств профиля по данным анализа
- 10 Изучение химического состава профиля по данным анализа.
- 11 Приложение

Лабораторная работа 1

Строение Земли. Общая характеристика земной поверхности

Построение гипсографической кривой

Строение Земли

По современным представлениям Земля образовалась около 4,7 млрд. лет назад из рассеянного в протосолнечной системе газовой-пылевого вещества. В результате дифференциации вещества Земли, под воздействием ее гравитационного поля, в условиях разогрева земных недр возникли и развились различные по химическому составу, агрегатному состоянию и физическим свойствам оболочки – геосферы: ядро, мантия, земная кора, гидросфера и атмосфера. Они находятся в постоянном взаимодействии, и всякое изменение состояния каждой из них в той или иной степени сказывается на состоянии смежных оболочек. Схема строения Земли без верхних оболочек дана в таблице 1.1.

Т а б л и ц а 1.1

Строение Земли (без верхней атмосферы)

Геосфера	Расстояние нижней границы от поверхности Земли, км	Объем 10^{18} , м ³	Масса 10^{21} , кг
Атмосфера	2000	1320	0,005
Гидросфера	До 11	1,4	1,4
Земная кора	5-70	10,2	28
Мантия	До 2900	896,6	4013
Ядро	6371	175,2	1934

Три основные части Земли: земная кора, мантия и ядро выделяются на основании скачкообразного изменения скорости распространения сейсмических волн, возникающих при землетрясениях. Наиболее быстрые из них это Р-волны (продольные), направления их колебания совпадает с направлением распространения. Наиболее медленные сейсмические волны это S-волны, или вторичные. Они имеют колебания перпендикулярные к направлению распространения.

Земная кора отделена от мантии поверхностью раздела Мохоровичича, или, сокращенно Мохо. Названа поверхность по имени югославского ученого А. Мохоровичича, который установил ее в 1926 году, наблюдая резкое увеличение скорости сейсмических (Р и S) волн на глубине около 50 км.

Породы земной коры богаты кремнием и алюминием. В ней выделяют три слоя: верхний – осадочный (очень маломощный), под ним гранитный и нижний базальтовый.

Мощность земной коры и ее строение не везде одинаковые. Существует два типа земной коры: материковая и океаническая. Под дном

океана земная кора большей частью двухслойная. Гранитный слой отсутствует и осадочные породы мощностью менее 1 км залегают непосредственно на базальтовом слое мощностью около 4 км, причем под глубокими частями океана она меньше, чем под мелкими.

Материковая кора трехслойная (содержит осадочный, гранитный и базальтовый слои) и более мощная. Поверхность Мохо лежит под Океаном на глубине всего 4-5 км от дна, под материками она опускается на глубину в среднем 35 км. Наблюдениями установлено, что кора имеет материковый тип, если она не покрыта водой или если слой воды над ней не более 1820 м. При мощности слоя воды более 3640 м кора имеет океанический тип. В промежуточной полосе она носит характер, переходный от материкового типа к океаническому.

Земная кора постепенно выплавлялась из вещества мантии в процессе длительной физико-химической и гравитационной его дифференциации. При этом выделились гранитный и базальтовый слои земной коры, осадочный же слой возник позднее в результате их разрушения. Возраст земной коры в различных ее участках неодинаков.

Мантия состоит в основном из оливина (минерал подкласса островных силикатов $(Mg,Fe)_2 [SiO_4]$), верхняя ее граница находится на глубине 5-70 км, а нижняя достигает 2900 км. Давление в мантии возрастает с глубиной и составляет от 1 до 136 ГПа, температура также возрастает с глубиной достигая 2000-2500⁰С. Благодаря высокому давлению вещество мантии, несмотря на высокую температуру находится в твердом состоянии, за исключением астеносферы.

Мантия делится на верхнюю и нижнюю. Граница между верхней и нижней мантиями находится на глубине 900-1000 км от земной поверхности.

Верхняя мантия имеет неоднородную структуру. Земная кора с прилегающей к ней частью верхней мантии образуют литосферу – верхнюю твердую оболочку Земли, мощность которой составляет от 50 до 200 км. Под литосферой располагается астеносфера – слой в верхней мантии, находящийся в аморфном состоянии, расположен на глубине 80-200 км. Это самая подвижная из оболочек Земли. По поверхности астеносферы осуществляется движение литосферных плит.

Нижняя мантия, вероятно, наиболее «спокойная» часть Земли. В верхней мантии возникают разрывы, сопровождающиеся сдвигами: именно в верхней мантии происходят еще не изученные процессы, определяющие поведение и развитие литосферы; стабильность одних участков и подвижность других, вулканические процессы и процессы, вызывающие землетрясения.

Земное ядро. Радиус земного ядра около 3500 км. В нем выделяют внутреннее ядро (субъядро) радиусом 1280 км и внешнее. Температура в центре ядра, по-видимому, достигает 5000⁰С, давление до 361 ГПа. При таком огромном давлении в ядре электронные оболочки атомов разрушаются

и образуется электронная плазма. Кольцевые вихри свободных электронов, возникающие в ядре, порождают, вероятно, постоянное магнитное поле Земли. Вопрос о состоянии земного ядра окончательно не решен. Предполагают, что внешнее ядро – жидкое, а субъядро твердое.

Общая характеристика земной поверхности.

На земной поверхности преобладает вода. Из 510 млн км² площади поверхности Земли Мировой океан занимает 361 млн. км², т.е. 70%. На долю суши приходится только 149 млн. км², т.е. 29,2%. Таким образом, площадь водной поверхности относится к площади суши, как 2,43 : 1. Это соотношение соответствует соотношению удельных весов водных и материковых масс: вес материков приблизительно равен весу океанских вод.

В распределении воды и суши на Земле можно отметить ряд особенностей. В северном полушарии суша занимает значительно большую площадь (39%), чем в южном (19%). Больше всего суши (почти сплошное ее кольцо) в умеренных широтах северного полушария; меньше всего – в умеренных широтах южного полушария (сплошное водное кольцо). К северу и к югу от 60° с.ш. площадь занимаемая сушей уменьшается, к северу и к югу от 60° ю.ш. – увеличивается. Северная полярная область занята водой, а южная полярная область – сушей. Пользуясь глобусом легко убедится в том, что материкам, как правило, противолежит Океан.

Существующие особенности распределения воды и суши на земной поверхности нельзя считать случайными. Они объясняются совместным воздействием на формирование материков и океанов ряда внутренних и внешних причин, сложно переплетающихся на протяжении 4-5 миллиардного периода существования Земли. Несомненно, имеют значение тяготение и переменное осевое вращение Земли.

Наглядное представление о соотношении площадей, занимаемых на Земле различными высотами и глубинами, дает гипсографическая кривая. Гипсографическая кривая строится на основании данных, полученных в результате измерений площадей наиболее характерных высот и глубин на картах изогипс (линий одинаковых высот) и изобат (линий одинаковых глубин).

З а д а н и е 1.

Постройте гипсографическую кривую – линию, показывающую соотношение площадей, занимаемых на Земле различными высотами и глубинами (табл 1.2).

Вычерчивание гипсографической кривой начинайте с построения гистограммы, отсчитывая на миллиметровой бумаге вверх от нулевой линии (линии уровня океана) высоту, вниз – глубину (рекомендуемый масштаб: 1 см – 1000 м). Ширина столбиков диаграммы должна соответствовать в масштабе (рекомендуемый масштаб: 1 см – 25 млн. кв. км) площади,

занимаемой теми или другими ступенями высот (глубин). На чертеже слева направо высота суши убывает, глубина океана наоборот возрастает.

Т а б л и ц а 1.2

Суша		Океан	
Высота (м)	Площадь (млн км ²)	Глубина (м)	Площадь (млн км ²)
8848-3000	6	0-200	28
3000-2000	10	200-1000	15
2000-1000	24	1000-2000	15
1000-500	27	2000-3000	24
500-200	33	3000-4000	71
200-0	49	4000-5000	119
	Всего 149	5000-6000	84
		6000-11022	5
			Всего 361

На диаграмме, вычерченной простым карандашом, последовательно соедините левые верхние углы высотных столбиков (начиная с высоты 8848 м) и нижние правые углы столбиков глубин (кончая глубиной 11022 м). Кривая разделит нулевую линию на два отрезка, соответствующие по длине в масштабе площади, занимаемой сушей и океаном.

З а д а н и е 2.

Определите на каком уровне по отношению к современному уровню океана расположится твердая земная поверхность, если уничтожить все ее неровности. Нанесите этот уровень на построенную гипсографическую кривую.

Для выполнения этой части задания: 1) вычислите объем земной коры выше линии, проведенной на уровне максимальной глубины океана (вычисляется как сумма объемов фигур, основания и высоты которых известны); 2) разделив полученный объем на площадь земной поверхности, узнайте среднюю высоту земной коры над уровнем – 11022 м. Вычтите эту высоту из 11022 м и вы получите искомый уровень твердой земной поверхности.

З а д а н и е 3.

По гипсографической кривой вычислите среднюю высоту суши и среднюю глубину океана. Нанесите линию средней высоты суши и линию средней глубины океана на график.

З а д а н и е 4.

По гипсографической кривой определите средний уровень физической поверхности Земли и нанесите его на график. Средний уровень физической поверхности Земли – это уровень океана (по отношению к современному уровню) , покрывающего ровным слоем выровненную твердую земную поверхность.

Лабораторная работа 2

Солнечная радиация

Солнечная энергия (радиация) – кинетическая энергия излучения, которая образуется в результате термоядерных реакций в недрах Солнца. Поскольку запасы солнечной энергии практически неистощимы (астрономы подсчитали, что солнце будет еще «гореть» несколько миллионов лет), ее относят к возобновляемым ресурсам.

Спектр солнечного электромагнитного излучения включает в себя широкий диапазон волн. Он состоит из инфракрасного излучения – 43%, видимых лучей – 50%, ультрафиолетового излучения – 7%. Уровень жесткого рентгеновского излучения и гамма-излучения обычно пренебрежительно мал, но в периоды солнечных вспышек может достигать высоких значений. Солнечная активность носит циклический характер, период ее составляет 11 лет, а максимальная активность составляет 10 вспышек в год. Появление вспышки предсказать невозможно, хотя наблюдение за солнечной активностью позволяет приписать высокую или низкую вероятность возможному появлению вспышки в ближайшие пять суток.

Излучение Солнца – является основным источником энергии почти для всех процессов, происходящих в атмосфере, гидросфере и верхних слоях атмосферы. Земля получает в год $10,5 \cdot 10^6$ КДж/м² энергии от Солнца. По сравнению с этим количество лучистой энергии другой ничтожно мало. Так лучистая энергия звезд составляет одну стомиллионную долю солнечной энергии.

Солнечную энергию растения используют для фотосинтеза. За счет органических веществ синтезированных растениями удовлетворяются энергетические потребности всех остальных компонентов экосистем. Причина устойчивости экосистем заключается в том, что они базируются на практически неисчерпаемом источнике энергии – на солнечной энергии.

Растениями для процесса фотосинтеза усваивается только 1% солнечной радиации поступающей на Землю. Учеными подсчитано, что

примерно такого же количества солнечной энергии было бы достаточно для обеспечения нужд транспорта, промышленности и быта. Проблема заключается в том, что солнечная энергия падает на всю поверхность Земли и нигде не достигает особой интенсивности. Нужно научиться улавливать энергию Солнца, концентрировать ее, запасать и трансформировать в другие виды энергии.

За единицу измерения солнечной энергии принимается количество калорий тепла, поглощенное 1 см^2 абсолютно черной поверхности, перпендикулярной направлению солнечных лучей за одну минуту ($\text{кал}/\text{см}^2 \text{ мин.}$)

Поток лучистой энергии Солнца, достигающий земной атмосферы отличается постоянством. Его интенсивность называют **солнечной постоянной** и принимают в среднем $1,88 \text{ кал}/\text{см}^2 \text{ мин.}$ Величина солнечной постоянной колеблется в зависимости от расстояния от Земли до Солнца, от солнечной активности, колебания ее составляют 3,4-3,5%.

Количество солнечной радиации зависит от угла падения лучей. Максимальное количество радиации получает поверхность перпендикулярная направлению солнечных лучей. При наклонном падении того же пучка лучистая энергия распространяется на большую площадь и единица поверхности получает меньшее ее количество. Чем меньше угол падения солнечных лучей, тем меньше интенсивность солнечной радиации. Зависимость интенсивности солнечной радиации от угла падения выражается формулой: $I_1 = I_0 \sin h$, где

I_0 - солнечная постоянная,

I_1 - интенсивность солнечной радиации,

h – угол падения солнечных лучей.

Угол падения солнечных лучей 90 градусов только на экваторе. На остальных широтах от меньше. Соответственно уменьшению угла падения лучей уменьшается и интенсивность солнечной радиации по широтам.

На величину солнечной радиации влияет и атмосфера. Она поглощает и рассеивает лучи, уменьшая интенсивность. Чем длиннее путь луча через атмосферу, тем больше он теряет свою интенсивность. Поэтому с поднятием в горы интенсивность солнечной радиации увеличивается. Общее ослабление радиации в атмосфере при любой высоте Солнца выражается формулой Буге: $I_m = I_0 p^m$, где

m – путь луча при высоте 90 градусов,

p – коэффициент прозрачности атмосферы,

Прозрачность атмосферы неодинакова в разных условиях. Она зависит от содержания в воздухе влаги, пыли, от широты, времени года.

Солнечная радиация, достигшая поверхности Земли, частично отражается обратно в атмосферу. Отношение радиации, отраженной от поверхности к попадающей на нее называют **альбедо**. Альбедо выражается в % или долях от единицы и характеризует отражательную способность поверхности.

Задание 1.

Вычислить интенсивность солнечной радиации, получаемой поверхностью Земли: а) при высоте Солнца $h = 30$ градусов и коэффициенте прозрачности $p=0,8$; б) при той же высоте Солнца, но $p=0,6$; в) при $h=90$ градусов, $p=0,6$; г) при $h=90$ градусов, $p=0,8$. Длину луча смотрите в таблице:

h	90	80	70	60	50	40	30	20	10
p	1	1,02	1,06	1,15	1,3	1,35	2,0	2,9	5,6

Задание 2

Вычислить суммарную радиацию и долю рассеянной радиации в % для пунктов, перечисленных в таблице

Пункт	Прямая радиация, Q, ккал/см ² год	Рассеянная радиация q, ккал/см ² год	Суммарная радиация Q+q ккал/см ² год	Доля рассеянной радиации, %
Бухта Тихая	16	39		
Иркутск	60	30		
Ташкент	100	37		
Павловск	41	30		

Задание 3

Сравнить величину интенсивности солнечной радиации при высоте Солнца 90 градусов и 60 градусов для горизонтальной поверхности и для склонов южной экспозиции: а) 30 градусов; б) 20 градусов; в) 50 градусов; г) 70 градусов. Для расчета примите $I_0 = 0.82$ кал/см² мин. Решения поясните чертежами.

Задание 4

Определить какая часть суммарной солнечной радиации поглощается а) свежеснежившим снегом $A=90\%$; б) песчаной пустыней $A=33\%$; в) травой $A=25\%$; г) сухим черноземом $A=14\%$; д) влажным черноземом $A=80\%$; е) лесами $A=10\%$; ж) лугом $A=20\%$.

Задание 5

Вычислите интенсивность солнечной радиации вне влияния атмосферы ($J_0 = 1.88$ кал/см² мин.) в полдень а) 21 марта; б) 22 июня; в) 23 сентября; г) 22 декабря, в пунктах, указанных в таблице и постройте график зависимости интенсивности солнечной радиации от широты местности для полудня указанных дат.

Полуденная высота Солнца на разных широтах (в градусах)

	21 марта	22 июня	23 сентября	22 декабря
Северный полюс	0	23,5	0	0
Северный полярный круг	23,5	47	23,5	0

Северный тропик	66,5	90	66,5	43
Экватор	90	66,5	90	66,5
Южный тропик	66,543	66,5	90	
Южный полярный круг	23,5	0	23,5	47
Южный полюс	0	0	0	23,5

Лабораторная работа 3

Речной сток и его характеристики. Питание и водный режим рек.

Речная система.

Река – естественный водный поток, протекающий постоянно в сформированном им углублении (русле).

Речная долина это созданное водотоком вытянутое углубление на земной поверхности с общим уклоном в сторону текущей воды. Все речные долины имеют **склоны** и относительно равнинное **дно**. Дно равнинных древних долин состоит из **русла** и **поймы**. Русло самая низкая часть речной долины, выработанная и занятая водным потоком, по которой перемещается основная часть донных наносов и сток воды в межпаводковый период. А часть дна речной долины периодически затопляемая в паводки и половодье называется поймой. Пойма не имеет четких границ на склонах долины, так как высота паводков и половодьев постоянно меняется. Склоны более молодых долин обрывистые или выпуклые, а более древних – вогнутые, а чаще ступенчатые. Ступени склонов называются **террасами**, они затем переходят в коренной склон к междуречным пространствам. Террасы бывают одиночные или многочисленные в виде ступеней одна над другой, в прошлом каждая терраса была поймой реки.

Начало реки, соответствующее месту, с которого появляется постоянное течение воды в русле называется **истоком** реки. Истоком реки часто служит родник, озеро, болото, ледник. Место впадения реки в другую реку, озеро, море или океан называется **устьем**.

Речная система состоит из главной реки и притоков, которые в свою очередь также имеют притоки. Реки впадающие в главную реку, называются притоками первого порядка. Притоки притоков соответственно называются притоками второго, третьего и так далее порядков. Наивысший порядок имеют самые малые реки, представляющие собой неразветвленные притоки. Возможна и обратная классификация притоков.

Речная система характеризуется протяженностью составляющих ее рек, их извилистостью и густотой речной сети. **Протяженность** рек – суммарная длина всех рек системы, измеряемая по карте крупного масштаба. Степень извилистости реки определяется коэффициентом **извилистости** – отношение длины реки к длине прямой линии, соединяющей исток и устье. В

равнинных условиях русла практически всех рек (кроме отдельных крупных) в плане извилистые. **Густота речной сети** – отношение суммарной протяженности всех рек рассматриваемой речной сети к занимаемой ею площади. На карте, даже не очень крупного масштаба, видно, что густота речной сети в различных природных зонах неодинакова.

Участок земной поверхности, включая толщу почвогрунтов, с которого вода стекает в одну и ту же речную систему, называется **бассейном** этой речной системы или **водосбором**. Бассейны ограничены **водоразделами**. В горных странах они могут представлять собой линии, в общем совпадающие с гребнями хребтов. На равнинах, особенно плоских и заболоченных, водоразделы четко не выражены. Речные бассейны имеют различные размеры и очень разнообразную форму. Размеры и форма бассейна в значительной степени определяют величину и режим стока рек. Важно также положение речного бассейна, который может находиться в разных климатических поясах и может протягиваться в широтном направлении в пределах одного и того же пояса.

Бассейн реки включает в себя поверхностный и подземный водосборы. Поверхностным водосбором называется участок земной поверхности, с которого вода поступает в данную речную систему. Подземный водосбор образуют толщи почвогрунтов, из которых вода поступает в речную сеть. Поверхностный и подземный водосборы в общем случае не совпадают. Для равнинных рек в зонах активного водообмена площади водосборов поверхностных и подземных вод с некоторыми допущениями принимаются равными. При определении взаимодействия поверхностных и подземных вод необходимо рассчитывать основные характеристики стока, отнесенные к выделенным водосборам. Ниже рассмотрим методику расчета.

Речной сток и его характеристики.

Сток воды – сложное явление, возникающее в процессе круговорота воды в природе и представляющее собой движение воды по поверхности земли, в толще почвогрунтов и горных пород. Для характеристики речного стока используют такие показатели как расход воды, модуль стока, объем стока, слой стока и др.

Расход воды Q – это количество воды, протекающее через поперечное сечение потока ω в единицу времени при средней скорости v_{cp}

$$Q = v_{cp} \omega \quad (1)$$

Средний годовой расход воды по данным гидрометрических наблюдений вычисляется по формуле:

$$Q_{cp} = \frac{\sum_{i=1}^n Q_i}{n} \quad (2)$$

где Q_i – среднесуточный расход ; n – число суток в году.

Если рассчитывать средний многолетний расход Q_0 (отметим, что здесь и далее с индексом «ноль» приведены характеристики общего стока, характеристики поверхностного стока обозначены без индекса) , то в формуле Q_i - средний годовой расход воды, n – число лет наблюдений.

Для оценки точности Q_0 вычисляется средняя квадратичная погрешность

$$\varepsilon = \pm C_v / \sqrt{n}, \quad (3)$$

где C_v – коэффициент вариации (изменчивости) годового стока; n – число лет наблюдений. Длина ряда считается достаточной для определения среднего многолетнего расхода воды, если $\varepsilon \leq 5-10\%$. Величина среднего многолетнего расхода воды при этом считается нормой.

Общий расход воды в реках очень изменчив. Более устойчив он на реках зарегулированных озерами и водохранилищами. На реках умеренного пояса наибольший расход воды приходится на период весеннего половодья, наименьший на летние месяцы.

Модуль стока M_0 - количество воды в литрах или кубических метрах, стекающее с 1 км^2 площади водосбора F за 1 секунду:

$$M_0 = Q_0 / F \quad (4)$$

Средний многолетний объем стока W_0 - количество воды (в кубических метрах) стекающее с водосбора за год (сутки, декаду, месяц),

$$W_0 = Q_0 T, \quad (5)$$

где T – число секунд в году.

Средний многолетний слой стока Y_0 - получают при равномерном распределении всего объема стока за год по площади водосбора, вычисляется по формуле

$$Y_0 = W_0 / F, \text{ мм/год.} \quad (6)$$

Средний многолетний **коэффициент стока** K_0 определяется как отношение высоты слоя стока за какой-либо период к количеству осадков за тот же период X_0 : $K_0 = Y_0 / X_0$ (7)

Коэффициент стока колеблется от 0 до 1, причем на его значение большое влияние оказывают величина испарения, характер водопроницаемости поверхности водосбора, почвенный покров и геоморфологические факторы.

Модульный коэффициент K_i получают из отношения стока (Q_i, M_i, W_i, Y_i) за определенный период к его среднему многолетнему значению. (Q_0, M_0, W_0, Y_0).

$$K_i = Q_i / Q_0 \quad K_i = M_i / M_0 \quad (8)$$

Значение модульного коэффициента в многоводный год больше единицы, в маловодный год – меньше единицы. Среднее значение модульного коэффициента за ряд лет равно единице.

При оценке подземного стока пользуются характеристиками аналогичными поверхностному стоку: $Q_{\text{подз}}$; $M_{\text{подз}}$; $W_{\text{подз}}$; $Y_{\text{подз}}$.

Большое значение при оценке подземного стока имеют коэффициенты:

А) подземного питания реки

$$K_{\text{пп}} = (M_{\text{подз}} / M) 100 \%$$

Где M – модуль поверхностного стока.

Б) подземного стока

$$K_{\text{п}} = (Y_{\text{подз}} / X) 100 \%$$

Где X – количество осадков в бассейне за год.

Естественные ресурсы подземных вод есть величина подземного питания (расход подземного стока в реку). Оценка естественных ресурсов имеет большое практическое значение в связи с проектированием водозаборов. При расчетах обеспеченности эксплуатационных запасов подземных вод необходимо проверять их восполнимость за счет естественных ресурсов.

Количество естественных ресурсов подземных вод (в $\text{м}^3 / \text{сут}$) для зоны интенсивного водообмена можно вычислить по формуле:

$$W_{\text{е}} = 2,74Y_{\text{подз}} F.$$

Факторы формирования речного стока.

Сток зависит от комплекса физико-географических условий: от климата, почв, геологического строения, активного водообмена, растительность, озер, болот, а также от деятельности людей.

Климат относится к главнейшим факторам формирования стока. Он определяет величину увлажнения, зависящую от количества атмосферных осадков (основной элемент приходной части водного баланса) и от испаряемости (основной показатель расходной части водного баланса). Чем больше количество осадков и чем меньше испаряемость, тем выше должно быть увлажнение и тем значительнее может быть сток. Осадки и испаряемость определяют потенциальные возможности стока. Действительный сток зависит от комплекса условий.

Климат влияет на сток не только непосредственно (через осадки и испаряемость), но и через другие компоненты географического комплекса – через почвы, растительность, рельеф, которые в той или другой степени зависят от климата. Влияние климата на сток как непосредственно, так и через другие факторы проявляется в зональных различиях величины и характера стока. В.А. Троицкий выделил пять гидрологических зон: очень влажная (тундровая); избыточного увлажнения (лесная); переменного увлажнения (лесостепь); полусухая (степная и полупустынная) и сухая (пустынная). Отклонение величин фактического стока от зональных вызывается местными, внутризональными физико-географическими условиями.

Очень важное место среди факторов, определяющих речной сток, его поверхностную и подземную составляющие, занимает **почвенный покров**, играющий роль посредника между климатом и стоком. От свойств почвенного покрова зависят величина поверхностного стока, расход воды на испарение, транспирацию и питание подземных вод. Если почва слабо впитывает воду, поверхностный сток велик, в почве аккумулируется мало влаги, расход на испарение и транспирацию не может быть большим, мало

питание подземных вод. При тех же климатических условиях, но при большей инфильтрационной способности почвы поверхностный сток, наоборот, мал, в почве аккумулируется много влаги, расход на испарение и транспирацию велик, обильно питание подземных вод. Во втором из двух описанных случаев величина поверхностного стока меньше, чем в первом, но зато за счет подземного питания он более равномерен. Почва, впитывая воду атмосферных осадков, может удерживать ее и пропускать вглубь за пределы зоны, доступной для испарения. От водоудерживающей способности почв зависит соотношение расхода воды на испарение из почвы и на питание подземных вод. Почва, хорошо удерживающая воду, расходует больше воды на испарение и меньше пропускает в глубь. В результате переувлажнения почвы, обладающей высокой водоудерживающей способностью, поверхностный сток увеличивается. Свойства почв комбинируются по-разному, и это отражается на стоке.

Влияние геологического строения на речной сток определяется в основном водопроницаемостью горных пород и в общем сходно с влиянием почвенного покрова. Имеет значение также залегание водоупорных слоев по отношению к дневной поверхности. Глубокое залегание водоупоров способствует сохранению просочившихся вод от расходования на испарение. Геологическое строение влияет на степень зарегулированности стока, на условия питания подземных вод. Влияние геологических факторов менее всех других зависит от зональных условий и в некоторых случаях перекрывает влияние зональных факторов.

Растительность влияет на величину стока и непосредственно и через почвенный покров. Непосредственное ее влияние заключается в транспирации. Речной сток зависит от транспирации так же, как от испарения с почвы. Чем больше транспирация, тем меньше обе составляющие речного стока. Кроны деревьев задерживают до 50% выпавших осадков, которые затем с них испаряются.

Особо необходимо обратить внимание на водоохранную и водорегулирующую роль лесов. В лесах весной происходит замедленное снеготаяние, что способствует просачиванию талых вод и пополнению запасов вод подземных. Кроме того, повышенная шероховатость лесной почвы замедляет стекание дождевой воды и вместе с корневой системой увеличивает инфильтрацию. Следовательно, возможно регулирование речного стока в естественных условиях через задержание в бассейне реки части талых снеговых и дождевых вод. В результате максимальные расходы воды под влиянием лесистости уменьшаются, а минимальные увеличиваются. Такое регулирование стока называется бассейновым.

Леса являются не только водорегулирующим фактором, но и водоохраным. Они поддерживают высокую водность рек и способствуют пополнению запасов грунтовых вод. С увеличением лесистости объем годового стока возрастает.

Структура стока в лесу и в поле различна. В лесу меньше поверхностный сток и больше запасы почвенных и грунтовых вод (подземный сток).

Рельеф – воздействует на сток различно в зависимости от размеров форм. Особо велико влияние гор. С высотой изменяется весь комплекс физико-географических условий (высотная поясность). В связи с этим изменяется и сток. Так как смена комплекса условий с высотой может происходить очень быстро, общая картина формирования стока в высоких горах усложняется. С высотой количество осадков до определенного предела увеличивается, сток в общем возрастает. Особенно заметно увеличение стока на наветренных склонах. Во внутренних частях горных областей сток меньше, чем в периферических. Важное значение приобретает рельеф для формирования стока в связи с распределением снежного покрова. Существенно влияет на сток и микрорельеф. Мелкие впадины рельефа, в которых собирается вода, способствуют ее инфильтрации и испарению.

Уклон местности и крутизна склонов оказывают влияние на интенсивность стока, на его колебания, но не сказываются существенно на величине стока.

Озера, испаряя накапливающуюся в них воду, уменьшают сток и вместе с тем являются его регуляторами. Особенно велика роль больших проточных озер. Количество воды в реках, вытекающих из таких озер, мало изменяется в течение года.

Сильное влияние на сток оказывает **хозяйственная деятельность** людей, вносящая большие изменения в природные комплексы. Велико значение воздействия людей на почвенный покров. Чем больше распаханное пространство, тем большая часть атмосферных осадков просачивается в почвогрунт, увлажняя почву и питая подземные воды, тем меньше их стекает по поверхности. Прimitивное земледелие вызывает обесструктурирование почв, снижение их способности усваивать влагу, а следовательно, увеличение поверхностного стока и ослабление питания подземного. При рациональном земледелии возрастает инфильтрационная способность почв со всеми вытекающими из этого последствиями.

Воздействие на сток мероприятий по задержанию снега, направлено на увеличение влаги, поступающей в почву.

Регулирующее влияние на речной сток оказывают искусственные водохранилища. Уменьшает сток расход воды на орошение и водоснабжение.

Питание и водный режим рек.

Поступление воды в реки обусловлено круговоротом воды на земном шаре. Но это самая общая формулировка. Практически необходимо знать более детально, каким образом вода поступает в реки и каково происхождение вод, определяющих водоносность рек в конкретных природных условиях. Совокупность факторов, обуславливающих

водоносность рек, называется питанием рек. Различают дождевое, снеговое, подземное и ледниковое питание. Если источники питания проявляются совместно, например снеговое и дождевое, его называют смешанным питанием. Существенная разница между видами питания заключается в том, что время от выпадения осадков до непосредственного их участия в формировании расходов воды в реках весьма различно. Наиболее быстро реагируют реки на выпавшие в бассейне жидкие осадки. Твердые осадки только иногда стаивают за несколько часов, например на территории Западной Европы. В северной части Сибири они могут лежать более 6 месяцев. Твердые осадки в горах выше снеговой линии могут лежать десятки лет и более. Время попадания подземных вод в речную сеть также изменяется от дней до многих лет. Подземное питание отличается наибольшей устойчивостью во времени и обеспечивает практически непрерывный сток воды в реках. Поэтому подземный сток имеет особую практическую значимость.

Роль того или иного источника питания, их сочетание и распределение во времени зависят главным образом от климатических условий. Так, например, в странах с жарким климатом снеговое питание отсутствует, не питают реки и глубоко залегающие грунтовые воды и единственным источником питания оказывается дождевое. В холодном климате основное значение в питании рек приобретают талые воды, а зимой грунтовые. В умеренном климате сочетаются различные источники питания.

В зависимости от питания количество воды в реке изменяется. Изменение во времени уровней, расходов и объемов воды в водных объектах и почвогрунтах называется водным режимом. В данном случае водными объектами являются реки.

Главная количественная характеристика водного режима рек – гидрограф – хронологический график изменения расходов воды в данном сечении водотока. Весьма часто в качестве характеристики водного режима рек используют также хронологические графики изменения уровней воды, иначе называемые графиками колебания уровней воды. Связь между уровнями и расходами воды может быть однозначной и неоднозначной. В последнем случае графики колебания уровней могут представлять самостоятельный интерес, например, во время ледовых явлений на реках, когда уровни могут изменяться (при неизменном расходе воды) вследствие скопления льда в русле реки.

Часть гидрологического года, в пределах которого режим реки характеризуется общими чертами его формирования и проявления, обусловленными сезонными изменениями климата, называется гидрологическим сезоном. Сезонные изменения климата оказывают непосредственное влияние на питание рек, а следовательно, и на форму гидрографов. Различают весенний, летне-осенний и зимний гидрологические сезоны. Изучение формы гидрографов разных рек за многие годы позволило выделить характерные периоды повышенных и пониженных расходов воды и установить последовательность их чередования. Объем годового стока может

изменяться от года к году, но характерные периоды (фазы) режима рек, зависящие от условий питания, в основном сохраняются. В связи с этим введено понятие **«фаза водного режима»** – характерное состояние водного режима реки, повторяющееся в определенные гидрологические сезоны в связи с изменением условий питания. Основными фазами водного режима рек являются половодье, паводок, межень.

Фаза водного режима реки, ежегодно повторяющаяся в данных климатических условиях в один и тот же сезон, характеризующаяся наибольшей водностью, высоким и длительным подъемом уровня воды и вызываемая снеготаянием или совместным таянием снега и ледников называется **половодье**. Различают половодья весеннее, весенне-летнее и летнее. В определении понятия «половодье» делается акцент на его снеговое происхождение. Однако в гидрологической литературе половодьем называют и повышение водности рек в муссонных и тропических зонах, вызванное летними дождями. В связи с этим правильнее считать, что половодье вызывается главным источником питания и проявляется в основном один раз в год. Фаза водного режима реки, которая может многократно повторяться в различные сезоны года, характеризуется интенсивным, обычно кратковременным увеличением расходов и уровней воды называется **паводком**. Начало и конец половодья и паводка определяются по форме гидрографа.

Половодья и паводки могут быть настолько значительными по интенсивности подъема уровня воды, по высоте и степени затопления территории, что могут вызывать стихийные бедствия, разрушение сооружений, нарушение работы автомобильных и железных дорог и др.

Затопление территории водой, являющееся стихийным бедствием, называют наводнением. Интенсивное увеличение питания рек, - не единственная причина наводнений. Наводнение может быть вызвано стеснением водного сечения реки льдом, ветровым нагоном воды в устье реки со стороны моря, прорывом гидротехнических сооружений.

Фаза водного режима реки, ежегодно повторяющаяся в одни и те же сезоны, характеризующаяся малой водностью, длительным стоянием низкого уровня и возникающая в следствии уменьшения питания рек, называется **меженью**. Питание многих рек существенно уменьшается летом и зимой, поэтому различают летнюю и зимнюю межень.

Обеспеченность и повторяемость речного стока.

Имеющиеся ряды наблюдений над стоком и другими факторами не настолько продолжительны, чтобы непосредственно из них можно было бы установить величины стока редкой повторяемости. Производя количественную оценку поверхностного стока, необходимо установить статистическую закономерность колебания стока во времени (внутри ряда наблюдений), применяя методы теории вероятности.

Рассмотрим ряд лет n , в течение которых при соблюдении некоторых условий изучаемое явление A (например, модуль стока) может наблюдаться, не наблюдаться или повторяться несколько раз.

Вероятность – мера оценки достоверности появления того или иного события. Вероятность появления рассматриваемой величины $P(A)$ равна отношению числа случаев, благоприятствующих появлению рассматриваемого события m , к общему числу случаев n .

$$P(A) = m/n.$$

Вероятность появления достоверного события изменяется от 1 до 100%, вероятность невозможного события равна нулю.

Обеспеченность – какой – либо величины исследуемого ряда называется вероятность того, что рассматриваемое значение может быть превышено среди совокупности всех возможных ее значений.

Обеспеченностью годового стока P может быть названо среднее число лет (выраженное в процентах от общего числа лет), в течение которых годовой сток будет равен данному или больше его.

Повторяемость – какой-либо величины, например годового стока, называется число лет N , в течение которых годовой сток повторяется в среднем один раз. Связь между обеспеченностью и повторяемостью может быть представлена следующими соотношениями:

а) при обеспеченности $P \leq 50\%$, $N = 100/P$

б) при обеспеченности $P > 50\%$, $N = 100/(100-P)$

При достаточно продолжительных и репрезентативных рядах расчеты годового расхода воды заданной обеспеченности рекомендуется производить по **кривым обеспеченности**. По оси абсцисс такой кривой откладывается $P\%$, по оси ординат одна из гидрологических характеристик (это могут быть модуль стока, слой стока, расход воды или модульный коэффициент). Кривая обеспеченности – интегральная кривая, показывающая вероятность превышения (в процентах или долях от единицы) данной гидрологической характеристики среди общей совокупности ряда. Кривые обеспеченности могут быть построены в виде эмпирических (наблюдаемых) и аналитических (теоретических) кривых.

Эмпирическая кривая строится по ряду наблюдений и всегда им ограничена, поэтому для определения значений редкой обеспеченности необходимо провести расчеты для построения аналитической кривой на основе данных фактического ряда. Таким образом, **аналитические кривые обеспеченности** применяются для сглаживания и экстраполяции эмпирических точек. В настоящее время за основу приняты биномиальная кривая обеспеченности и кривая трехпараметрического гамма-распределения. Трехпараметрическое гамма-распределение является более гибким, чем биномиальное.

1 **Построение эмпирической кривой обеспеченности**

Для построения эмпирической кривой обеспеченности необходимо заполнить следующую таблицу:

№	Год	Среднегодовой	В убывающем	Вероятность	Модульный
---	-----	---------------	-------------	-------------	-----------

	расход воды Q	порядке Q	превышения P%	коэффициент K= Qi/Q ₀

Графы «год» и «среднегодовой расход воды Q» заполняют по материалам наблюдений, выданных преподавателем. Затем располагают все значения расходов воды в убывающем порядке в четвертом столбце.

Значение вероятности превышения P% эмпирических точек годовых величин стока рассчитывают по формуле:

$$P = [(m-0.3) / (n+0.4)] * 100\%,$$

где m - порядковый номер члена ряда величин стока, расположенный в убывающем порядке, n - общее число членов ряда.

Модульный коэффициент K рассчитывают по формуле:

$$K = Q_i / Q_0, \text{ где}$$

Q_i величина среднегодового расхода воды, Q₀ - величина среднего многолетнего стока, рассчитанная по формуле:

$$Q_0 = \sum_{i=1}^n Q_i / n, \text{ где } n - \text{число лет гидрометрических наблюдений.}$$

Кривые обеспеченности (эмпирическая и аналитическая) строятся на клетчатках вероятности. Для построения клетчаток шкалу обеспеченности или шкалу гидрологических характеристик трансформируют таким образом, чтобы в прямоугольных координатах кривая обеспеченности выражалась прямой линией. На осях координат против соответствующих делений выписывают числовые значения обеспеченности и гидрологических характеристик. В гидрологических расчетах используют два типа клетчаток: клетчатка вероятности для кривых с умеренной асимметричностью (вертикальная ось равномерна) и клетчатки вероятности для кривых со значительной асимметричностью (обе оси с неравномерной шкалой). Клетчатки вероятности даны в приложении.

Для выбора клетчатки вероятности необходимо рассчитать C_v - коэффициент изменчивости или вариации ряда, он равен отношению среднего квадратичного отклонения к среднему арифметическому значению:

$$C_v = \delta_Q / Q_0$$

$$\delta_Q = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (Q_i - Q_0)^2}{n-1}}$$

При C_v ≤ 0,5 наиболее целесообразно использовать клетчатку вероятности с умеренной асимметричностью, при C_v > 0,5 - со значительной асимметричностью.

На выбранную клетчатку вероятности нанести, рассчитанные (см. таблицу) для построения эмпирической кривой точки. По оси абсцисс

По данным таблицы на клетчатке вероятности строят биномиальную аналитическую кривую обеспеченности.

Зная модульный коэффициент можно найти расход воды заданной обеспеченности по формуле $Q_p = K_p Q_0^*$

Задание 1

Расчитать характеристики поверхностного и подземного стока при наличии данных наблюдений в зоне интенсивного водообмена Азово-Кубанского бассейна для рек указанных в таблице. Коэффициент вариации поверхностного стока равен 0,6, подземного – 0,38.

Река	Площадь F, км ²	Число лет наблюдений	Слой осадков X ₀ , мм/год	Общий сток Y ₀ , мм	Поверхностный сток Y _{пов.} мм
Кубань	45900	49	538	273	205,9
Лаба	12000	28	828	255	197,9
Уруп	3190	15	665	185	138,1

Задание 2

По данным наблюдений над речным стоком построить эмпирическую и аналитическую кривые обеспеченности. Определить расход воды соответствующий обеспеченности 95% , 50%, 5% и повторяемость этих расходов воды.

Лабораторная работа 4

Виды и законы движения подземных вод

Вода, просачиваясь в верхние слои земной коры, образует подземную воду суши. Обязательное условие наличие воды в почвах и горных породах – наличие свободного пространства: пор, трещин, пустот. Наибольшее значение имеют поры. Отношение суммарного объема пор (V_п) к объему всей породы (V) называют **пористостью** (n) и выражают в процентах или долях от единицы: $n = V_{п} / V$. Пористость зависит от величины частиц породы, их сортированности и расположения. Наибольшая пористость у мелкозернистых пород с одинаковой величиной слагающих их частиц. Пористость ила 40-50%, песков 30-40 %.

Содержащаяся в породе вода находится под действием силы тяжести, увлекающей ее вниз, и под действием молекулярных сил, стремящихся удержать воду в породе. Если поры в породе достаточно малых размеров, то молекулярные силы задерживают в них воду и порода является **водонепроницаемой**. Если же поры велики, молекулярные силы в центральной ее части действуют слабее, чем сила тяжести, которая заставляет воду стекать вниз, в таком случае порода будет **водопроницаема**. Водопроницаемость породы не зависит от пористости, так как она определяется не объемом пор, а их размерами. Глина, имеющая большую пористость, водонепроницаема, тогда как песок водопроницаем.

Толща горной породы или почвы, поры и трещины которой заполнены водой – называется водоносный горизонт (слой). Водоупорный слой образуют горные породы практически не пропускающие воду, например глина, плотные породы лишенные трещин.

Типы воды в гидrolитосфере.

В зависимости от типа взаимодействия воды с породой выделяют несколько основных видов воды в гидrolитосфере: химически связанная вода, физически связанная вода и свободная.

Химически связанная вода входит в минерал в виде молекул или в его кристаллическую решетку в виде ионов H^+ и OH^- .

Физически связанная вода - удерживается в виде пленки различной толщины около частиц породы. Связь определяется действием межмолекулярных сил (электрических, осмотических, коллоидных и др.). Физически связанная вода делится на гигроскопическую и пленочную. **Гигроскопическая** вода непосредственно соприкасается с породой и наиболее прочно ее удерживается (удалить ее можно только выпариванием при высокой температуре). **Пленочную** образует периферическая часть водной пленки. Она способна перетекать от частиц с толстой пленкой к частицам с тонкой пленкой под действием молекулярных сил и градиента влажности.

К **свободной воде** относятся капиллярная и гравитационная вода. Капиллярная вода заполняет поры и мелкие трещины и удерживается в них силами поверхностного натяжения. Вода, движущаяся в породах под влиянием силы тяжести называется гравитационной, она образует грунтовые и межпластовые воды.

Пространство в порах и трещинах, не заполненное водой, занимают воздух и водяной пар. Наличие водяного пара вызвано с одной стороны испарением воды, находящейся в порах, с другой – проникновением паров из атмосферы.

Классификация подземных вод по условиям залегания.

Подземные воды, находящиеся в земной коре по условиям залегания можно разделить на воды зоны аэрации, грунтовые и межпластовые рис.4.1.

Воды **зоны аэрации** находятся непосредственно у поверхности Земли. Здесь вода заполняет поры либо не полностью, либо не постоянно, в незаполненных водой порах циркулирует воздух. Сюда относятся почвенные воды и верховодка. **Верховодка** – подземная вода, залегающая на небольшой глубине и имеющая ограниченное распространение и временное существование.

Грунтовые воды - распространены почти повсеместно и существуют длительное время. Это воды первого от поверхности водоносного горизонта, расположенного на первом водоупорном слое, не перекрытом водонепроницаемой породой. Верхняя часть водонасыщенного пласта - это

уровень грунтовых вод. По этой поверхности водоносные породы граничат с неводонасыщенными породами зоны аэрации. Грунтовые воды характеризуются активной связью с наземной гидросферой и атмосферой. Грунтовые воды питаются главным образом атмосферными осадками, которые просачиваются в них через зону аэрации.

Межпластовые воды заключены между двумя водоупорными слоями и могут быть напорными и ненапорными. **Ненапорные** воды не полностью насыщают водоносные пласты. Питание межпластовых вод происходит на участке, где верхний водоупорный пласт (кровля) отсутствует. При увеличении количества воды ненапорные воды могут стать **напорными** (артезианскими). Напорные межпластовые воды оказывают на водоупорную кровлю гидростатическое давление. При бурении под напором воды поднимаются выше перекрывающего их водоупорного пласта. В артезианском бассейне выделяют области питания, напора и разгрузки. В области питания водоносные пласты не перекрываются водоупорным пластом. Здесь могут быть и ненапорные воды. В области напора при наличии скважины вода поднимается и может фонтанировать. В области разгрузки вода вытекает на поверхность, переходит в грунтовые воды или питает реки.

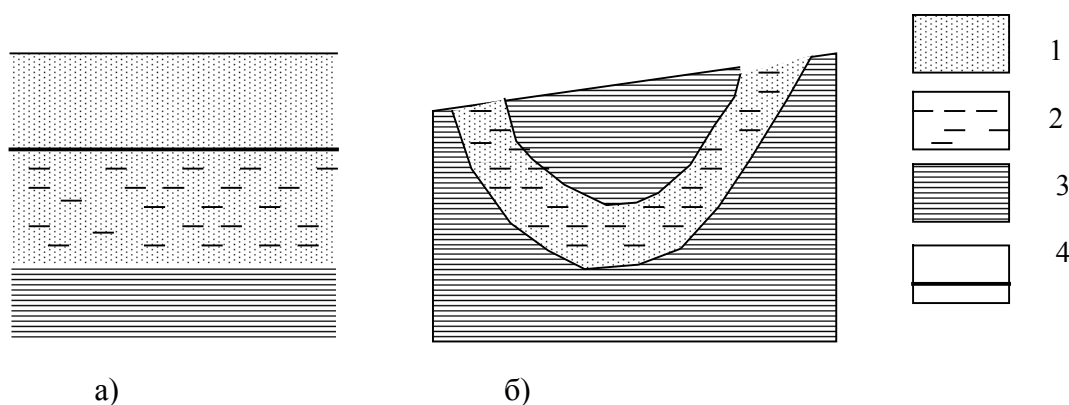


Рис. 4.1. Виды подземных вод: а) грунтовые воды; б) межпластовые.
1- водопроницаемый слой; 2- водоносный слой;
3- водоупорный слой; 4- уровень грунтовых вод

Виды и законы движения подземных вод в горных породах и пластах

Главными видами движения подземной воды в горных породах и пластах являются процессы фильтрации и инфильтрации.

Процесс **фильтрации** – это механическое движение свободной воды под действием градиента напора в порах и трещинах горных пород в условиях их полного заполнения этой водой. Физико-химические взаимодействия в этом случае не рассматриваются.

В зоне аэрации наблюдается процесс **инфильтрации** - это механическое движение в условиях неполного насыщения пор свободной и

физически связанной водой под действием гидростатического давления и молекулярно-капиллярных сил.

К основным гидродинамическим характеристикам подземных вод относят следующие.

Расход потока подземных вод Q – характеризует количество свободной воды, движущейся через поры и трещины горных пород образующих водоносный пласт, измеряется в м³ в сутки.

Скорость фильтрации V , измеряется в метрах в сутки, она определяется как

$$V=Q/F, \quad (4.1)$$

здесь F - площадь поперечного сечения потока, перпендикулярно к которому движется вода.

Гидродинамический напор H – это основная сила в зоне полного насыщения. Действие этой силы оценивается градиентом напора I , который создается разностью напоров ΔH , действующих на принятой длине участка фильтрации L ,

$$I=\Delta H/L \quad (4.2)$$

Коэффициент фильтрации k – оценивает величину внутреннего сопротивления применительно к движению воды в порово-трещинном пространстве. Величина k зависит от свойств фильтрующейся воды и структуры порово-трещинного пространства.

Фильтрация описывается в общем виде **уравнением Дарси**

$$Q=VF=kIF \quad (4.3)$$

Оно устанавливает линейную зависимость между расходом потока и градиентом напора, характеризует стандартную (установившуюся) фильтрацию и получило название закона Дарси.

Согласно уравнению (4.3) расход потока подземных вод зависит от свойств среды, через которую идет фильтрация, пропорционален площади поперечного сечения потока и градиенту напора по направлению движения, который определяется уравнением (4.2).

Скорость фильтрации можно выразить из уравнения Дарси:

$$V=kI \quad (4.4)$$

Отсюда видно, что она является расчетной величиной и не учитывает наличие скелета породы.

Опытное изучение процесса фильтрации подземных вод.

При опытном изучении процесса фильтрации на образцах в лабораторных условиях используется схема Дарси (см. рис.) и уравнение

$$Q = kF\Delta h/l, \quad (4.5)$$

где Q – расход потока, измеряемый в опыте; F - площадь поперечного сечения прибора; l -длина образца; Δh – разность напоров (в см.) участка потока длиной l ; $\Delta h=h_1-h_2$.

Скорость фильтрации определяется как

$$v=k(\Delta h/l). \quad (4.6)$$

Задание 1.

Исследовать процесс фильтрации по схеме Дарси.

Ход работы

1) Собрать простейший прибор, показанный на рис. 3.2. Для этого взять стеклянную трубку диаметром 2-3 см, длиной 50 см., обвязать нижний конец ее марлей и укрепить на штативе. Заполнить трубку на 1/3 часть крупно- или среднезернистым песком ($l=20$ см). На трубку наклеить шкалу из миллиметровой бумаги

2) Наливая в трубку воду, поддерживать над песком небольшой слой воды постоянной глубины (h_0). Наблюдать за происходящим процессом. Отметить момент появления капель на нижнем конце трубки. Указать, какое изменение в это время произошло в факторах, определяющих движение воды.

3) Создать на приборе схему Дарси, отвечающую стационарной фильтрации, поддерживать разность напоров постоянной. Вычислить напорный градиент по формуле:

$$I=\Delta h/l \quad (4.7)$$

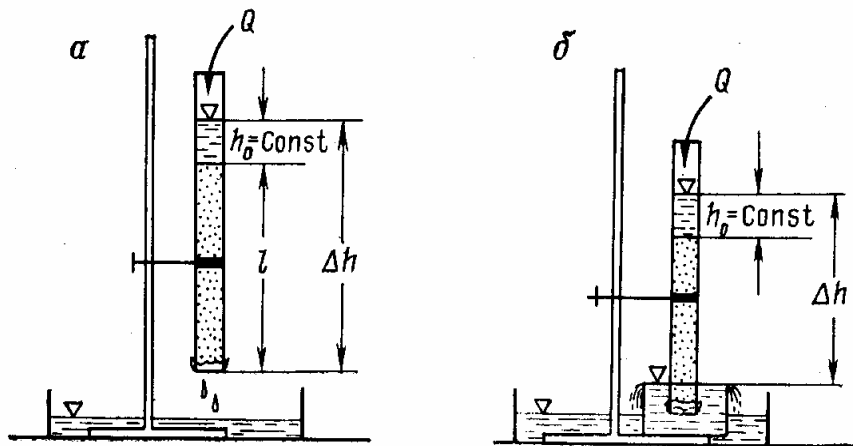


Рис. 3.2. Прибор для лабораторного изучения процесса фильтрации.

Изменить разность напоров, погрузив нижний конец трубки в стеклянный сосуд с водой. При этом должен наблюдаться перелив воды из сосуда в поддон. Вычислить величину напорного градиента. Записать результаты в журнал .

Опытное изучение пределов применимости закона Дарси.

Закон Дарси называют линейным законом фильтрации, так как скорость фильтрации линейно связана с градиентом напора. Такая зависимость свидетельствует о том, что силы гидростатического давления

$\Delta h/l$ уравновешены силами внутреннего сопротивления v/k . В огромном числе случаев эта зависимость является справедливой. Однако могут наблюдаться условия, в которых закон Дарси нарушается. Тогда говорят о верхнем и нижнем пределах его применимости. Верхний предел определяет справедливость его использования при больших скоростях фильтрации в породах с высокими фильтрационными свойствами. В этом случае начинает проявляться действие сил инерции и равновесие между силами давления и внутреннего сопротивления нарушается. Такие условия возникают главным образом в зоне работы инженерных сооружений, например вблизи водозаборных скважин.

В слабопроницаемых глинистых слоях с субкапиллярными порами и значительным количеством физически связанной воды также может наблюдаться отклонение от линейного закона. В этом случае говорят о нижнем пределе применимости закона Дарси. Нарушение выражается в том, что при наличии градиента напора в таких глинистых слоях практически фильтрация не наблюдается. Необходимо повысить градиент напора до некоторой величины, чтобы фильтрация стала заметной. Такой градиент называется начальным. Начавшаяся фильтрация по своим характеристикам отлична от линейной. Это связано с тем, что по мере роста градиента напора часть физически связанной воды переводится в свободную. В результате наблюдается увеличение суммарной площади сечения потока, коэффициента фильтрации, зависящей от градиента напора, увеличивается. Заметим, что если в глинах есть опесчаненные участки, то практически фильтрация воды пройдет через эти участки и нарушение закона Дарси может не проявиться.

Задание 2.

Исследовать применимость закона Дарси.

Используя прибор, собранный при выполнении задания 1, изучить идущий в нем процесс фильтрации по схеме Дарси и определить, при каких значениях скорости фильтрации будет наблюдаться нарушение закона Дарси. Найти графически коэффициент фильтрации.

Ход работы

1) Создать над песком слоем 20 см постоянный слой воды $h_0=5$ см.

Измерить созданную разность напоров $\Delta h=25$ см и объемным способом определить отвечающий ему расход воды по формуле $Q=W/t$, где W – объем воды в см^3 , прошедший за время $t, \text{с}$. Результаты записать в таблицу.

Номер опыта	$h_0, \text{см}$	$l, \text{см}$	$\Delta h, \text{см}$	I	$Q \text{ см}^3/\text{с}$	$v, \text{см}/\text{с}$	I/v
1	5	20	25				
2	5	20	20				
3	5	20	15				
4	5	20	10				

2) Последовательно этапами погружая нижний конец трубки в сосуд с водой, как указано на рисунке, определить еще три значения расхода при разных напорных градиентах. Все данные записать в таблицу.

3) По опытным данным построить график зависимости $v=f(I)$. Отметить при каком градиенте наблюдается отклонение графика от прямой линии. Какому значению скорости это отвечает.

4) Построить график зависимости $I/v=f(v)$. Для определения коэффициента фильтрации снять с графика величину отсеченного на оси ординат отрезка b в с/см. По формуле $k=1/b$, определить коэффициент фильтрации.

Опытное изучение нестационарной фильтрации.

Нестационарная (неустановившаяся) фильтрация математически описывается уравнениями, в которые входит время t . Простейшим случаем такой фильтрации является опыт на трубке Г.Н.Каменского (рис 4.3) при определении коэффициента фильтрации по формуле

$$\lg(h_0/h_0-S)=0.435(k/l)t. \quad (4.8)$$

Если построить график в координатах $\lg(h_0/h_0-S)=f(t)$, то он будет иметь вид прямой, проходящей через начало координат с угловым коэффициентом C , равным

$$C=0,435(k/l) \quad (4.9)$$

Следовательно, если провести опыт на ряд моментов времени t найти значения $\lg(h_0/h_0-S)$, затем построить по этим данным график в координатах $\lg(h_0/h_0-S)=f(t)$, то все опытные точки будут лежать на одной прямой и можно считать, что фильтрация отвечает закону Дарси и отклонений от него не наблюдается. Определив по графику угловой коэффициент C как тангенс угла наклона к оси абсцисс t , из зависимости (4.9) можно найти коэффициент фильтрации.

Градиент напора в любой момент времени равен

$$I_t=(h_0-S)/l, \text{ где} \quad (4.10)$$

S - величина снижения уровня воды на этот момент времени относительно постоянного начального напора h_0 . Текущее значение расхода в любой момент времени

$$Q_t=kF(h_0-S)/l \quad (4.11)$$

Задание 3

Исследовать процесс нестационарной фильтрации, пользуясь схемой Г.Н. Каменского рис 4.3.

Ход работы

1)Стеклянную трубку диаметром 3 см., длиной 50 см обвязать снизу марлей и укрепить на штативе, заполнить мелко или среднезернистым песком на высоту $l=20$ см. Постоянно наливая в трубку воды, насытить песок водой до появления капеза с нижнего конца трубки.

2) Создать начальный напор $h_0 = 40$ см, считая от нижнего конца трубки, и на различные моменты времени t , измерить величину снижения уровня S . Данные записать в журнал:

t, c	S, cm	I	h_0/h_0-S	$lg(h_0/h_0-S)$	$v_t, cm/c$	$Q_t, cm^3/c$

Вычислить значение (h_0/h_0-S) и $lg(h_0/h_0-S)$, градиента напора.

3) Исследовать изменение I во времени.

4) По данным таблицы построить график $lg(h_0/h_0-S)=f(t)$ и через все опытные точки провести прямую линию.

5) Для определения K , найти вначале угловой коэффициент C для прямой относительно оси абсцисс, вычисляя его как отношение двух катетов: $C = [(lg(h_0/h_0-S))_2 - (lg(h_0/h_0-S))_1] / t_2 - t_1$.

Значение k вычисляем по формуле (6.5).

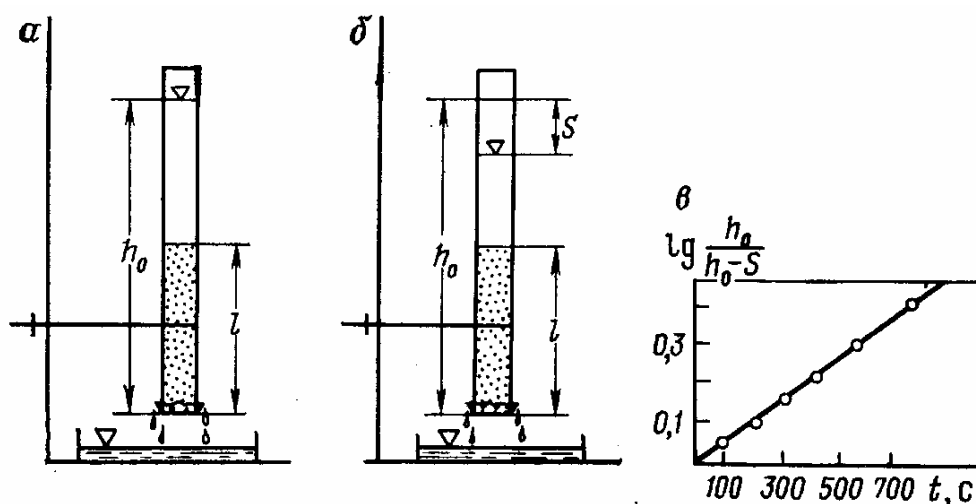


Рис. 3. Схема Каменского Г.Н.

Лабораторная работа 5

Морфологическое описание профиля почвы.

Изучение почв всегда связано с описанием внешнего строения. Для этого на обследуемом участке делают почвенный разрез, или основную яму. Его выкапывают обычно на глубину 1 – 1,5 м, но так чтобы захватить материнскую породу. Верхний (гумусовый горизонт) выбрасывают на одну, а нижние слои – на другую сторону разреза, чтобы не смешивать с верхним плодородным слоем. Одну из отвесных стенок разреза, обращенную к солнцу, аккуратно зачищают.

Осматривая стенку и наблюдая изменение цвета, механического состава, структуры и других внешних признаков, выделяют генетические горизонты. Границы их очерчивают

ножом. Затем в рабочем журнале делают детальное морфологическое описание почвенного профиля Основное правило работы в поле – аккуратно засыпать разрез сразу после его описания и отбора образцов.

Строение и мощность почвенного профиля. Окраска почвенных горизонтов.

Вертикальная толща всякой почвы, которая называется почвенным профилем, обладает определенным строением – она расчленяется на ряд генетически, связанных между собой горизонтов. Каждый горизонт имеет определенную мощность и отличается от другого по ряду морфологических признаков, физических свойств, а иногда по механическому, химическому и минералогическому составу. Иногда горизонт не вполне однороден в вертикальном простирании и расчленяется на ряд подгоризонтов. Горизонты обозначаются буквами латинского алфавита (А, В, С) и дополнительными цифрами или буквенными индексами.

Выделяют следующие горизонты почвы.

Верхний горизонт профиля- А- окрашен в темный цвет, так как в нем накапливаются различные формы органических веществ, в некоторых почвах из него частично вымываются растворимые в воде органические и минеральные соединения. В зависимости от характера горизонта он может иметь следующие дополнительные индексы:

A_0 – лесная подстилка Она состоит из органических остатков и четко выражена под лесной (лесной опад) растительностью.

A_d – дернина, состоит из полуразложившейся травяной растительности на целинных землях (степной войлок).

A_n – пахотный, расположенный в верхней части всех пахотных почв.

A_1 – гумусово-аккумулятивный, имеющий более темную окраску, чем другие горизонты. Он занимает верхнюю часть профиля почвы и характеризуется максимальным содержанием гумуса и минеральных элементов питания растений.

A_2 – элювиальный, из которого происходит выщелачивание (вымывание) ряда органических и минеральных соединений. Поэтому он светлее, чем горизонт A_1 (серый, белесый, палевый). Элювиальный горизонт присущ подзолистым и дерново-подзолистым почвам, где его называют подзолистым, а также солонцам и солодам.

T или A^T_0 – торфяной горизонт, состоящий из массы полуразложившихся торфообразователей, характерен для болотных и заболоченных почв.

Горизонты формирующие среднюю часть профиля и не являющиеся элювиальными, обозначаются индексом В. Они имеют обычно бурую, желто-бурую или красно-бурую окраску. В зависимости от характера горизонта В он имеет следующие дополнительные индексы:

B – иллювиальный, в котором накапливается вымываемый из верхних горизонтов гумус, различные минеральные соединения, коллоидная фракция почвы. В ряде почв этот горизонт подразделяют на B_1 , B_2 и т.д. B_1 –

переходный, формируется в почвах, где выщелачивание минеральной части не выражено или развито слабо (черноземы и каштановые почвы). Он совмещает черты гумусово-аккумулятивного горизонта и материнской породы.

V_h – иллювиально-гумусовый, кофейного цвета за счет вымытых сюда железисто-гумусовых веществ.

V_{fe} – иллювиально-железистый, охристого цвета за счет вымытых сюда железистых продуктов разрушения минеральной части верхнего горизонта.

V_k – иллювиально-карбонатный, обогащенный новообразованиями карбонатов.

На переувлажненных почвах, в которых в результате восстановительных процессов накапливаются закисные соединения железа, придающие почве сизоватую окраску, образуется глеевый горизонт G. Он может формироваться под торфяным горизонтом. Кроме того, глееватость может проявляться в любом горизонте профиля, и в этом случае к основному индексу добавляется буква g, например, $A_{2g}B_g$.

Завершается профиль почвы горизонтом материнской породы:

C - материнская порода – нижняя часть профиля, не измененная почвообразовательным процессом. В верхнюю часть этого горизонта вымываются соли (карбонаты, гипс, сульфаты натрия, хлориды). Эти подгоризонты обозначаются индексами C_k , C_r , C_s .

D – подстилая порода – вычленяется на таких почвах, верхняя и нижняя часть профиля которых сформировалась на различных породах. Такие почвы называют двучленными.

Горизонты, совмещающие в себе свойства выше и ниже расположенных горизонтов, обозначаются двойными символами, например A_1A_2 , AB и т.п.

Каждая почва формируется в определенных условиях, поэтому в ее профиле не обязательно должны быть представлены все названные горизонты.

Под мощностью профиля понимают общую протяженность всех горизонтов, образовавшихся в результате почвообразовательного процесса. Измеряется она в сантиметрах. Мощностью отдельного горизонта профиля называют протяженность последнего в сантиметрах.

Для определения общей мощности почвы необходимо выделить все горизонты и измерить общую мощность сантиметровой лентой от поверхности до горизонта C. Мощность отдельных горизонтов определяют сантиметровой лентой, выражают ее не в абсолютных цифрах, а в протяженности от поверхности, например, A_1 0-19, A_2 19-27 и т.д. В случае извилистости и неоднородности границы берут среднюю величину.

Окраску отдельных горизонтов почвы обуславливают следующие основные соединения: гумусовые вещества, окрашенные в черные и коричневые тона; окисные соединения железа и соединения марганца, дающие гамму желтых, оранжевых, красных и фиолетовых оттенков; кремнезем, углекислая известь, каолинит, гидроксид алюминия и легкорастворимые соли (хлориды и сульфаты), окрашенные в белый цвет;

закисные соединения двухвалентного железа, имеющие сизоватую и голубоватую окраску, характерную для глеевых горизонтов болотных почв.

Наиболее распространенные окраски горизонтов почвенного профиля показаны на рис. В в виде так называемого треугольника окрасок, составленного С.А.Захаровым (рис. 5.1.) Необходимо отметить, что окраска горизонтов почвы обычно не имеет ярких, чистых тонов, преобладают смешанные, несколько тусклые тона. При описании окраски приходится поэтому детализировать тон (например, светло-серая, белесовато-палевая, черная с бурым оттенком и т.д.). Нужно указывать сравнительную характеристику цвета горизонта, пользуясь выражениями «светлее», «темнее», чем предыдущий горизонт. Окраска горизонта может быть однородной и равномерной для всей его толщи или неомордной и неравномерной.

Окраска почв имеет большое агрономическое значение. Мощный темноокрашенный верхний горизонт свидетельствует о высоком плодородии почвы вследствие накопления значительного количества гумуса. Появление белесого мучнистого на ощупь горизонта, лишённого карбоната кальция, указывает на обеднение почвы элементами питания и развитие подзолообразовательного процесса. Голубая или сизая окраска горизонтов средней или нижней части профиля указывает на заболоченность почв и необходимость коренной мелиорации при освоении.

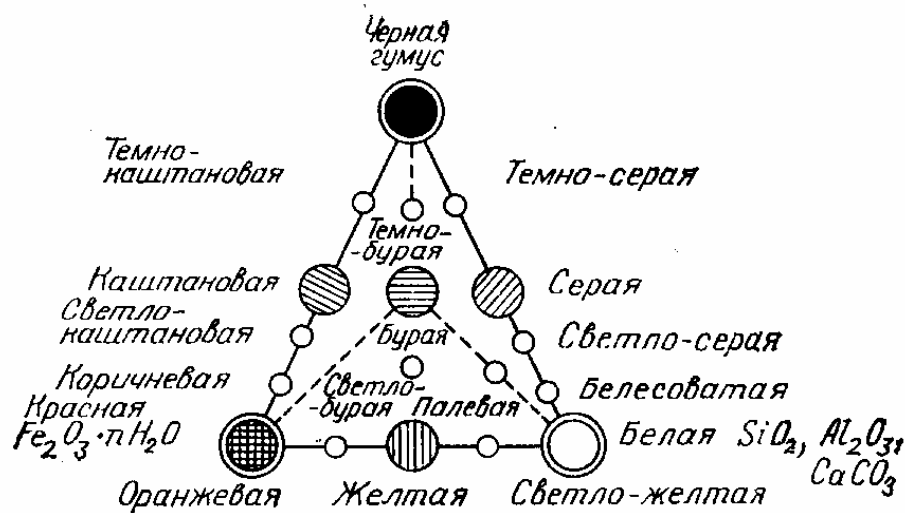


Рис. 5.1. Треугольник окрасок почв по С.А. Захарову.

Пример записи в рабочей тетради: 50-60 , желто-бурый, неравномерно окрашенный, с отдельными расплывчатыми сизоватыми пятнами.

Структура

Структурой называют отдельные (агрегаты), на которые расчленяется масса почвы (табл. 5.1.). Различные горизонты в пределах одного профиля могут иметь неодинаковую структуру. В таблице дана полная классификация форм структурных отдельных по С.А. Захарову, а на рисунке 5.2. показаны наиболее характерные формы.

Тип структуры и название определяют исследуя отдельные наиболее типичные агрегаты по характерным признакам. На миллиметровой бумаге измеряют величину агрегатов и уточняют название.

Существенным признаком при определении структуры является степень ее выраженности и однородности. В одних почвах структура выражена хорошо и представлена агрегатами одинаковой величины и формы, в других почвах структура выражена плохо и неоднородна – структурных агрегатов мало, они имеют различную величину. В некоторых почвах профиль или отдельные горизонты лишены структуры и

Т а б л и ц а 5.1.

Классификация структурных агрегатов (по С.А. Захарову)

Род		Вид	Размер агрегатов
Характерные признаки	Название		
I тип. Кубовидная (равномерное развитие по трем осям)			
Грани и ребра плохо выражены; крупные обчно сложные агрегаты	Глыбистая	Крупноглыбистая	Больше 10 см
		Мелкоглыбистая	10-1 см
	Комковатая	Крупнокомковатая	10-3 мм
		Комковатая	3-1мм
	Мелкокомковатая	1-0,25мм	
Микроструктурные агрегаты.	Пылеватая	Пылеватая	Меньше 25 мм
Грани и ребра хорошо выражены; агрегаты достаточно оформлены: более или менее правильная форма, поверхность граней сравнительно ровная, ребра острые	Ореховатая	Крупноореховатая	Больше 10мм
		Ореховатая	10-7 мм
		Мелкоореховатая	7-5мм
более или менее правильная форма, иногда округлая, с гранями шероховатыми и матовыми или гладкими и блестящими	Зернистая	Крупнозернистая (гороховая)	5-3мм
		Зернистая (крупитчатая)	3-1 мм
		Мелкозернистая (порошистая)	1-0,5 мм
II тип Призмовидная (развитие преимущественно по вертикальной оси)			
Агрегаты сложные и малооформленные: неправильной формы, со слабо выраженными неровными гранями и округлыми ребрами	Столбовидная	Крупностолбовидная	Больше 5 см
		Столбовидная	5-3 см
		Мелкостолбовидная	Меньше 3 см
Грани и ребра выражены хорошо: правильной формы,	Столбчатая	Крупностолбчатая	Больше 5 см
		Столбчатая	5-3 см

гладкие боковые грани, округлые верхние основания и плоские нижние		Мелкостолбчатая	Меньше 3 см
С ровными, часто глянцеватыми поверхностями, с острыми ребрами	Призматическая	Крупнопризматическая	Больше 5 см
		Призматическая	5-3 см
		Мелкопризматическая	Меньше 3 см
Штип. Плитовидная (развитие преимущественно по двум горизонтальным осям)			
Слоеватая с более или менее развитыми горизонтальными “плоскостями спайности”, часто различно окрашенными и с поверхностями разного характера	Плитчатая	Сланцевая	Больше 5 мм
		Плитчатая	5-3 мм
		Пластинчатая	3-1 мм
		Листовая	Меньше 1 мм
Со сравнительно небольшими, отчасти изогнутыми горизонтальными плоскостями и часто острыми ребрами	Чешуйчатая	Скорлуповая	Больше 3 мм
		Грубочешуйчатая	3-1 мм
		Мелкочешуйчатая	Меньше 1 мм

представлены массой частиц, не соединенных в агрегаты. Такие почвы называют бесструктурными. Степень выраженности отмечают двумя градациями: хорошо и плохо; степень однородности – также двумя градациями: однородная или неоднородная.

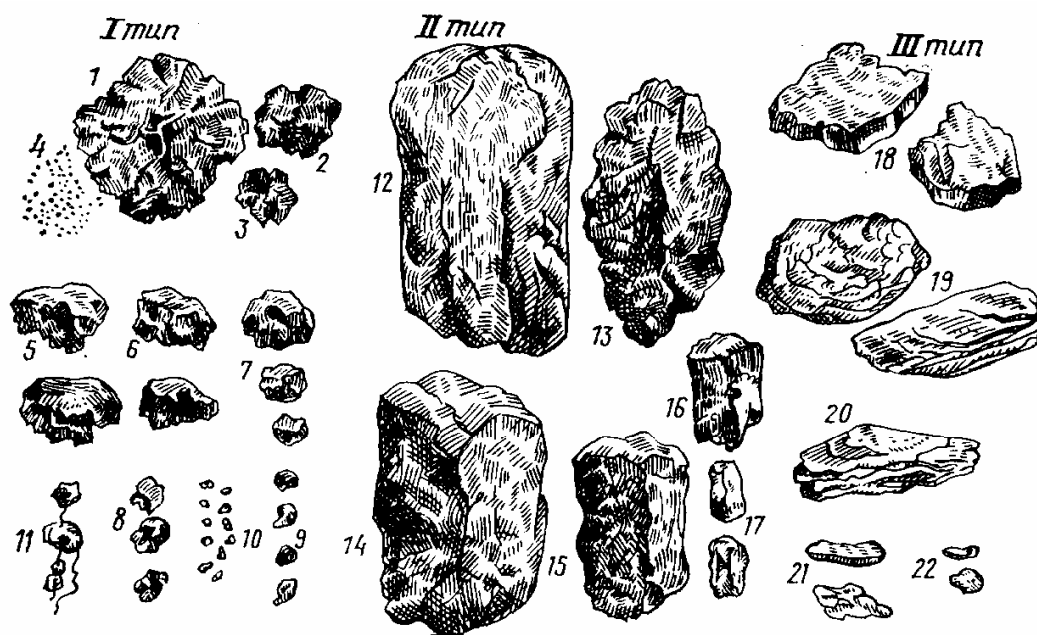


Рис 5.1. Главнейшие виды почвенной структуры (по С. А. Захарову):

I тип. 1 — крупнокомковатая; 2 — среднекомковатая; 3 — мелкокомковатая; 4 — пылеватая; 5 — крупноореховатая; 6 — ореховатая; 7 — мелкоореховатая; 8 — крупнозернистая; 9 — зернистая; 10 — порошистая; 11 — бусы из зерен почвы; *II тип:* 12 — столбчатая; 13 — столбовидная; 14 — крупнопризматическая; 15 — призматическая; 16 — мелкопризматическая; 17 — тонкопризматическая; *III тип:* 18 — сланцеватая; 19 — пластинчатая; 20 — листовая; 21 — грубочешуйчатая; 22 — мелкочешуйчатая

Важным свойством структуры является степень ее водопрочности, т.е. устойчивости против размывающего действия воды. Водопрочная структура

придает горизонту благоприятные для растений водно-воздушные свойства и улучшает питательный режим. Высокой водопрочностью отличаются зернистая и ореховатая структуры, меньшей комковатая; неводопрочны плитовидная и призмовидная.

Для определения водопрочности несколько структурных агрегатов помещают в фарфоровую чашку и наливают воду. Водопрочные структурные отдельности длительное время (иногда несколько часов) остаются без изменения, неводопрочные агрегаты распадаются при пропитывании их водой на элементарные частицы песка, пыли, ила.

Определение структурности имеет большое значение для установления типа почвы, степени ее плодородия. Зернистая структура образуется в почвах богатых гумусом, поглощающий комплекс которых насыщен кальцием (черноземы). В серых лесных почвах горизонты имеют ореховатую структуру. Хорошо выраженной комковатой структурой обладают пахотные горизонты хорошо окультуренных дерново-подзолистых почв. Образование столбчатой и призматической структуры характерно для солонцов. Плитчатая, пластинчатая и листовая структуры характерны для горизонтов вымывания подзолистых и др. почв. Эти горизонты обеднены коллоидами и легко расслаиваются на горизонтальные отдельности в период зимнего промораживания почвы.

Пример записи в рабочей тетради: структура крупнозернистая, выражена хорошо, однородная и водопрочная.

Сложение

Под сложением понимают внешнее выражение степени плотности, пористости и трещиноватости почвы. Характер сложения зависит от механического состава и структуры почвы.

По степени плотности различают слитное (очень плотное), плотное, рыхлое и рассыпчатое сложение.

При слитном сложении почва образует плотную сцементированную массу, куски в сухом состоянии не разламываются руками. На такой почве нож оставляет узкую блестящую черту. Характерно для солонцов, бесструктурных глинистых почв.

При плотном сложении сухой образец с трудом разламывается в руках, черта от ножа шероховатая, с изорванными краями. Плотное сложение типично для нижних горизонтов глинистых по механическому составу почв.

При рыхлом сложении между структурными отдельностями хорошо заметны поры и трещины, почва при высыхании распадается на отдельные агрегаты. Этот тип сложения характерен для почв с ореховатой, зернистой или комковатой структурой суглинистого или глинистого механического состава.

При рассыпчатом сложении отдельные частицы почвы не связаны между собой, при высыхании масса почвы сыпуча. Рассыпчатое сложение характерно для песчаных по механическому составу почв.

По характеру пор внутри структурных отдельностей различают следующие виды сложения: тонкопористое – поры меньше 1мм; пористое – 1-3 мм; губчатое – 3-5 мм; ноздреватое 5-10 мм; ячеистое – больше 10 мм.

По характеру трещин между структурными отдельностями выделяют сложение: тонкотрещиноватое – трещины уже 3 мм; трещиноватое – 3-10 мм; щелеватое – шире 10 мм.

Пример записи в рабочей тетради: сложение рыхлое, пористое, тонкотрещиноватое.

Новообразования

Новообразования – это отложения различных веществ, возникновение которых связано с почвообразовательным процессом. Происхождение их может быть химическое и биологическое.

Химические новообразования: 1) Легкорастворимые соли (NaCl , $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$, MgCl_2 , CaCl_2) – белого цвета. Встречаются в виде выцветов и корочки на поверхности почвы, в форме налетов, прожилок, крупинок. Характерны для засоленных почв. 2) Гипс – белого и желтоватого цвета. Встречается в виде прожилок, псевдомицелия (густой сети очень тонких прожилок), конкреций (скоплений кристаллов). 3) Углекислая известь – белого цвета. Встречается в разнообразных формах: - пятна или выцветы; - плесень из скоплений очень тонких игольчатых кристалликов; - белоглазки (яркие, компактные, резко очерченные пятна); - прожилки и псевдомицелий по тонким порам; - трубочки по ходам корней; - конкреции различной величины (от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров). Распознаются по вскипанию с 10% соляной кислотой. Характерны для черноземов, каштановых, бурых и засоленных почв, сероземов. 4) Гидроксиды железа (III), алюминия, марганца в комплексе с органическими веществами и соединениями фосфора – ржаво-бурого, охристого, кофейного или черного цвета. Они образуют натски, пятна, конкреции, турбочки и др. Они характерны для подзолистых дерново-подзолистых, заболоченных и болотных почв. 5) соединения двухвалентного железа – глубоватого, сизоватого, зеленоватого цвета, образуют расплывчатые пятна и выцветы в профиле болотных и заболоченных почв. 6) Кремнезем SiO_2 – беловатого цвета, образует присыпку (налет) на поверхности структурных отдельностей. Характерен для серых лесных почв, оподзоленных черноземов, солонцов. 7) Гумусовые вещества – черного или темно-бурого цвета, образуют натски, корочки и пятна на поверхности структурных отдельностей, придавая последним глянцеваый вид. Встречаются в средней части профиля подзолистых и солонцеватых почв.

Биологические новообразования могут быть представлены в виде экскрементов дождевых червей и личинок насекомых (капролиты), ходов червей и землероющих животных (червоточины и кротовины), сохранившихся следов корней растений (корневины) и т.п.

Пример записи в рабочей тетради: гумусовые вещества в виде глянцеваый корочки на поверхности структурных отдельностей.

Включения

Включениями считают посторонние предметы, присутствие которых в почве не обусловлено почвообразовательным процессом: кости животных, остатки растений, каменные включения угловатые (щебень, камни) и окатанные (гравий, хрящ, галька, валуны), куски угля, черепки посуды, обломки кирпичей. *Пример записи в рабочей тетради: много нерзаложившихся тонких корней растений, обрывки стеблей, в небольшом количестве галька*

Механический состав.

Для ориентировочного определения механического состава берут небольшую щепотку почвы и растирают ее пальцами или ногтем. Если почва структурна и мелкие агрегатики не размельчаются, их нужно осторожно раздавить в фарфоровой ступке, так как нерастертые агрегатики можно принять за песчаные частицы.

Растертую почву рассматривают на ладони и в лупу и определяют наличие или отсутствие песчаных частиц. Для окончательного решения вопроса о механическом составе небольшое количество растертой почвы насыпают в фарфоровую чашку и смачивают водой до тестообразного состояния. Воду нужно приливать постепенно, наблюдая за полным впитыванием каждой порции, тщательно размешивая ее с водой до получения наиболее вязкого теста из почвы (при избытке воды масса почвы становится жидкой и текучей). Из полученного теста скатывают шарик (диаметром 1,5-2 см), который затем раскатывают в шнур. Сопоставляют результаты с таблицей:

Механический состав	Поведение при скатывании
Песчаный	Не скатываются
Супесчаный	Не раскатываются, мнутся в непрочные шарики
Легкосуглинистый	Образуют непрочный шарик, в шнур не раскатываются, образуют отдельные колбаски или цилиндрики
Среднесуглинистый	Образуют сплошной шнур, который при сгибании разламывается
Тяжелосуглинистый	Образуют длинный шнур, который при сгибании в кольцо дает несколько трещин.
Глинистый	Дают гладкий шарик и длинный шнур

Вскипание

Вскипание свидетельствует о наличии в почве карбонатов, разрушающихся при взаимодействии с 10% HCl. Углекислый газ выделяется из почвы в виде пузырьков с характерным шипением, а при небольшом количестве с потрескиванием.

Необходимо помнить, что отсутствие в почве видимых невооруженным глазом новообразований углекислой извести еще не дает возможности

сделать вывод об отсутствии карбонатов. Карбонаты могут содержаться в почве в виде очень мелких кристаллов, не видимых глазом.

Для определения вскипания берут щепотку почвы в фарфоровую чашку, смачивают несколькими каплями воды и обрабатывают несколькими каплями 10% - ного раствора HCl. Предварительное смачивание почвы необходимо для вытеснения из нее воздуха, который, выделяясь с потрескиванием, может имитировать незначительное количество карбонатов.

Схема морфологического описания почвы.

Дата описания 2.7.1992 г.

Вскипание: нет

A_{пах} 0-22 см. Серый однородный по окраске, с комковатой неоднородной структурой, рыхлого, пористого сложения, новообразований нет, встерчатся в незначительном количестве хрящ, легкосуглинистый, переход в следующий горизонт выражен резко

A₂ 22-26 см. Палевый, с белесоватым оттенком, бесструктурный, рыхлый, в нижней части единичные мелкие железистые конкреции, легкосуглинистый, переход в следующий горизонт глубокими языками.

A_{2B} 26-40 см. В верхней части неоднородной желто-бурой окраски, с отдельными белесоватыми языками, трещиноватый, распадается на неводопрочные глыбистые отдельности, встречаются мелкие валунчики, суглинистый, переход в следующий горизонт постепенный.

И т.д.

Тип, подтип, род вид и разновидность:

Задание 1.

Заложить почвенный профиль и составить его описание по указанной схеме.

Лабораторная работа 6. МЕХАНИЧЕСКИЙ И АГРЕГАТНЫЙ СОСТАВ ПОЧВ

Механический состав почв

В результате выветривания плотная горная порода превращается в рыхлую, состоящую из частиц различной величины, которые называются механическими элементами. Частицы, близкие по размерам, объединяются во фракции.

Различают три типа механических элементов - минеральные, органические и органо-минеральные. Основная масса пород и почв состоит из минеральных механических элементов. Группировка частиц по размерам называется классификацией механических элементов (табл.6.1).

Т а б л и ц а 6.1
Классификация механических элементов почв и пород
(по Н.А. Качинскому)

Механические элементы	Размер,мм
Камни	>3
Гравий	3-1
Песок крупный	1-0,5
Песок средний	0,5-0,25
Песок мелкий	0,25-0,05
Пыль крупная	0,05-0,01
Пыль средняя	0,01-0,005
Пыль мелкая	0,005-0,001
Ил грубый	0,001-0,0005
Ил тонкий	0,0005-0,0001
Коллоиды	<0,0001

Каждая фракция элементарных частиц характеризуется суммой физических свойств. Для классификационных целей все частицы крупнее 0,01 мм объединяют во фракцию **физического песка**, а все частицы мельче 0,01 мм – во **фракцию физической глины**. Термин «физический» означает, что у песка или глины той или иной фракции принимаются во внимание только физические свойства. Кроме того, обычно все частицы мельче 1 мм называют **мелкоземом** почв, а крупнее 1 мм – **почвенным скелетом**.

Относительное содержание в почве и породе фракций называется **механическим составом** почвы. Для характеристики механического состава почв предложено несколько классификаций. Наиболее распространена в нашей стране классификация Н.А. Качинского, основанная на соотношении количеств физического песка и физической глины в почве (таблица 2)

Согласно этой классификации почве дается дополнительное название по соотношению между гравелистой (3-1 мм), песчаной (1-0,05 мм), крупнопылевой (0,05-0,01мм), пылевой (0,01-0,001 мм) и иловой (мельче 0,001 мм) фракциями элементарных частиц. Если среди выделенных фракций две содержатся в больших количествах, то дополнительное название будет двойным, причем название преобладающей фракции ставится на последнее место; например суглинок средний пылево-иловатый означает, что количество ила преобладает над фракцией пыли.

Каменистость почвы (элементарные частицы крупнее 3 мм) отмечаются по следующей шкале: меньше 0,5% камней и гравия – некаменистая; 0,5-5% - слабокаменистая; 5-10% - среднекаменистая; больше 10% - сильнокаменистая. Тип каменистости устанавливается по характеру скелета: валунная, галечниковая, щебенчатая.

Характер распределения отдельных фракций механических элементов (особенно илистой) по профилю показывает степень разрушения минеральной части почвы. Чаще всего встречаются следующие варианты распределения:

1.Каждая фракция содержится по всему профилю примерно в одинаковых количествах. Такая картина свидетельствует об отсутствии процессов разрушения минеральной части почвы и передвижению продуктов

разрушения по профилю. Типично такое распределение фракций для черноземов.

2. Верхняя часть профиля обеднена илистой и коллоидной фракциями при относительном возрастании здесь песчаных особенно пылеватых частиц. С некоторой глубины количество ила возрастает, постепенно достигая максимума. Такое распределение фракций свидетельствует о передвижении илистой фракции или продуктов ее разрушения вниз. Горизонты обедненные илистой фракцией, следует отнести к категории элювильных, а обогащенные ею (по сравнению с материнской породой) – к иллювильным. Такие горизонты обозначаются как B_T (иллювиально-текстурный). Подобное распределение фракций характерно для многих почв (подзолистых, солонцов, солодей).

3. В средней части профиля наблюдается некоторое увеличение количества илистой фракции по сравнению с материнской породой при относительной однородности всего профиля. В данном случае формируется метаморфический горизонт B_M за счет процесса оглинивания, т.е. разрушения первичных более крупных минералов и образования на их месте вторичных глинистых более дисперсных минералов.

4. Установить какие-либо закономерности в изменении количества отдельных фракций не удастся – содержание песка, пыли и ила в различных горизонтах меняется как в сторону увеличения, так и уменьшения.

По результатам механического анализа можно дать заключение о ряде агрономически важных свойств почвы. Песчаные и супесчаные почвы бесструктурны характеризуются высокой водо- и воздухопроницаемостью, быстро прогреваются, оказывают малое сопротивление при обработке. В то же время они бедны гумусом, азотом и зольными элементами питания. Наилучшими в с/х отношении являются легы и среднесуглинистые почвы.

Т а б л и ц а 6.2.

Классификация почв Н.А. Качинского по механическому составу.

Содержание физической глины, частиц < 0,01 мм, %			Основное название по механическому составу	Дополнительное название по преобладающей фракции
Подзолистый Тип	Степной тип, Красноземы и желтоземы	Солонцы, Сильносолонцеватые почвы		
0-5	0-5	0-5	Песок рыхлый	Мелкозернистый, среднезернистый, крупнозернистый, мелкозернистый гравелистый, среднезернистый гравелистый, крупнозернистый

				гравелистый
5-10	5-10	5-10	Песок связный	Мелкозернистый, мелкозернистый крупнопылеватый, мелкозернистый иловато-песчаный, среднезернистый, среднезернистый гравелистый.
10-20	10-20	10-15	Супесь	Крупнопылеватая, иловато-песчаная, пылевато-песчаная, гравелисто-песчаная
20-30	20-30	15-20	Суглинок легкий	Крупнопылеватый, иловато-песчаный, пылевато-песчаный, песчаный, гравелисто-песчаный
30-40	30-45	20-30	Суглинок средний	Пылевато-иловатый, иловато-пылеватый, крупнопылевато-иловатый, иловато-крупнопылеватый
40-50	45-60	30-40	Суглинок тяжелый	Пылеватый, крупнопылеватый, песчано-иловатый, песчано-пылеватый, иловато-песчаный, пылевато-песчаный
50-65	60-75	40-50	Глина легкая	Пылеватая, крупнопылеватая, иловато-песчаная
65-80	75-85	50-65	Глина средняя	Пылевато-иловатая, иловато-пылеватая, крупнопылевато-иловатая, иловато-крупнопылеватая
> 80	>85	>65	Глина тяжелая	Пылевато-иловатая, иловато-пылеватая
<p>Примечания: 1. Если в почве есть гравий (1-3 мм), он причисляется к песку. 2. глина легкая, суглинок тяжелый и средний пылеватый второй преобладающей фракцией имеют пыль. 3. Глина легкая, суглинок тяжелый и средний крупнопылеватый второй преобладающей фракцией имеют пыль. 4. Суглинок легкий и супесь крупнопылеватая второй преобладающей фракцией имеют песок. 5. В песке крупнопылеватом преобладает лёссовидная фракция (0,05-0,01 мм), второй фракцией является песчаная. 6. Песок мелкозернистый, среднезернистый и крупнозернистый преобладающей фракцией имеет песок соответствующей крупности, на втором месте – крупная пыль. 7. Песок мелкозернистый, среднезернистый и крупнозернистый гравелистый преобладающей фракцией имеет песок соответствующей крупности, на втором месте – гравий.</p>				

Агрегатный состав и структурность почв.

Частицы твердой фазы в почве, как правило, склеиваются в комочки (агрегаты) различных размеров. Они состоят из механических элементов (песка, пыли, ила), связанных между собой. **Агрегатным составом** называется относительное содержание в почве агрегатов различной величины. Величина и форма агрегатов в различных почвах очень разнообразна.

Способность почвы распадаться на агрегаты различных размеров называют **структурностью** почвы (см. разд).

В земледелии принята следующая классификация структурных агрегатов: глыбистая структура – комки больше 10 мм; макроструктура – агрегаты от 0,25 до 10 мм; микроструктура – агрегаты меньше 0,25 мм.

Для суждения о степени агрегатности твердых частиц почвы необходимо сопоставить результаты механического и микроагрегатного анализа. Если количество механических фракций (пыли, особенно ила) по данным механического анализа выше, чем по данным микроагрегатного анализа, несомненно склеивание элементарных частиц данной фракции в микроагрегаты.

В этом случае количество более крупных фракций по данным микроагрегатного анализа выше, чем по данным механического анализа.

Очевидно, что чем шире отношение между числителем и знаменателем в каждой фракции, тем выше степень агрегированности почвы. Хорошим показателем степени агрегированности почвы является коэффициент дисперсии по Качинскому, который вычисляется по формуле:

$$K = (a/v) \cdot 100,$$

где а – содержание илистой фракции при микроагрегатном анализе, %; в – содержание той же фракции при механическом анализе, %.

Чем выше коэффициент дисперсности, тем ниже степень агрегированности почвы.

Устойчивость агрегатов к разрушающему действию воды называется **прочностью структуры**. Это важнейшее агрономическое свойство почвы. Оно зависит прежде всего от природных факторов почвообразования, а также от приемов окультуривания почв. Агрономически ценными являются агрегаты от 1 до 3 мм (комковатая и зернистая структура), устойчивые против размывающего действия воды.

Задание 1.

Определить агрегатный состав почвы по методу Н.И. Саввинова.

Ход работы.

Пробу (предварительно взвешенную) воздушно-сухой почвы массой 0,5-2,5 кг высыпают на верхнее сито колонки сит с отверстиями 10; 7; 5; 3; 2; 1; 0,5; 0,25 мм. Колонка сит снизу ограничена поддоном, сверху крышкой. Закрыв крышку, 2-3 мин рассеивают почву на агрегаты разного размера. Затем на несколько секунд колонку сит оставляют на столе для оседания пыли. После этого крышку открывают, содержимое каждого сита пересыпают в заранее взвешенные и пронумерованные алюминиевые чашки или картонные коробки. Каждую фракцию взвешивают и определяют ее процентное содержание от массы пробы.

Чтобы получить представление о прочности структуры, выполняют «мокрое» просеивание.

Исходя из процентного содержания фракций в пробе сухой почвы, необходимо отобрать среднюю репрезентативную в 50 г для мокрого просеивания. При руководствуются пропорцией:

$$\text{средняя проба (50 г) – 100\%}$$

X (г) – процентное содержание искомой фракции в пробе.

Доля агрегатов каждой фракции в средней пробе (50 г) будет составлять половину процентного содержания фракции в общей пробе сухой почвы. Фракцию меньше 0,25 мм в среднюю пробу не включают, хотя в расчетах ее берут во внимание.

Среднюю пробу с помощью широкогорлой воронки переносят в литровый цилиндр, заполненный примерно до половины водой.

Увлажненную почву оставляют в покое на 10 мин, затем цилиндр доливают доверху, закрывают часовым стеклом, наклоняют до горизонтального положения и ставят вертикально.

После полного удаления воздуха цилиндр закрывают толстым шлифованным стеклом, следя, чтобы в цилиндре не было пузырьков воздуха, и быстро переверачивают вверх дном. Дождавшись полного оседания почвы на стекло, возвращают цилиндр в первоначальное положение. После оседания почвы на дно цилиндра операцию повторяют 10 раз.

После этого, придерживая стекло, цилиндр опрокидывают и погружают в бачок в который погружен в воду набор из пяти сит диаметром 20 см с отверстиями 0,25; 1; 2; 3 и 5 см. Над ободком верхнего сита слой воды должен составлять 5- 6 см. Опустив цилиндр в

воду, часовое стекло над верхним ситом удаляют. Почва, находившаяся в цилиндре, перемещается на верхнее сито. Для равномерного попадания почвы на сита цилиндр плавно перемещают над поверхностью верхнего сита и несколько наклоняют.

После перемещения всей почвы на сито цилиндр снова закрывают под водой стеклом и вынимают из воды.

Дальнейшую обработку почвы на ситах проводят попеременным поднятием и опусканием в воде на высоту 5-6 см набора сит.

После десяти таких манипуляций сита с отверстиями 2 мм и больше вынимают из набора, а нижние встряхивают еще 5 раз.

Оставшуюся на ситах почву с помощью промывалки переносят в большие фарфоровый чашки. После полного оседания почвы лишнюю воду сливают. Остаток почвы с некоторым количеством воды смывают в тарированные алюминиевые чашки и высушивают на водяной бане. Затем почву взвешивают и по разности масс находят чистую массу агрегатов каждой фракции, не размытых водой.

Для каждой фракции высчитывают процентное содержание водопрочных агрегатов. Для этого массу фракции в граммах умножают на 2. Процент фракции меньше 0,25 мм определяют, вычитая из 100 сумму процентов полученных фракций. Обработать цифровой материал удобно по форме 1.

Задание 2

По данным механического анализа определить основное и дополнительное название почвы по классификации Качинского Н.А. Описать характер изменения механического состава по профилю. Сделать вывод об агрономических свойствах почвы.

По данным механического и микроагрегатного анализа определить степень микроагрегированности почв.

Лабораторная работа 7

Физические свойства почв

Плотность почвы

Поскольку любая почва всегда обладает определенной порозностью вследствие своей структурности, приходится различать два показателя плотности: плотность твердой фазы и плотность сложения почвы.

Плотностью твердой фазы почвы называют массу в граммах 1 см^3 твердой фазы сухой почвы. По плотности твердой фазы почвы можно судить о ее минералогическом составе, степени гумусированности.

Плотность твердой фазы почвы представляет некую среднюю величину из плотности твердой фазы почвенных минералов и их относительного содержания в почве. Основными минералами почвы являются кварц, полевые шпаты и глинистые минералы. Плотность их твердой фазы колеблется в пределах $2,65-2,70 \text{ г/см}^3$. Почва содержит также органическое вещество с низкой плотностью твердой фазы ($1,4-1,8 \text{ г/см}^3$). Следовательно, чем больше в почве гумуса, тем меньше плотность ее твердой фазы. И, наоборот, малогумусированные почвы отличаются большей плотностью. Чернозем, содержащий 10% гумуса, имеет плотность твердой фазы около $2,3 \text{ г/см}^3$, а дерново-подзолистая почва – $2,60-2,65 \text{ г/см}^3$.

Плотностью сложения (объемной массой) почвы называется масса в граммах 1 см^3 сухой почвы в ненарушенном сложении.

Почва, являясь пористым телом, всегда содержит некоторое количество крупных и мелких пор между твердыми частицами, занятых водой и воздухом. Если при определении плотности твердой фазы узнают массу 1 см^3 твердых частиц, то при определении плотности сложения нужно узнать массу 1 см^3 почвы в природном сложении со всеми порами в ней. Поэтому плотность сложения необходимо определять в образцах

в ненарушенном сожением. Плотность сложения почвы зависит от механического состава, количества органического вещества и сложения почвы. Песчаные почвы, содержащие мало гумуса, с плохо выраженной структурой имеют плотность сложения всегда больше, чем почвы глинистые, с большим содержанием гумуса и хорошо выраженной комковатой или зернистой структурой. Пахотные горизонты, имеющие вследствие обработки более рыхлое сложение, характеризуются меньшей плотностью сложения по сравнению с нижними горизонтами, имеющими более плотное сложение.

Плотность сложения почвы колеблется от 1,0 до 1,8. Почвы с большим содержанием гумуса имеют плотность сложения около 1,2 – 1,4, безгумусные нижние горизонты характеризуются более высокой плотностью сложения – в пределах 1,6 – 1,8. Плотность сложения торфяных горизонтов меньше 1.

Знание плотности сложения почвы нужно для вычисления скважности почвы и запасов тех или иных веществ, необходимых для растения. При вычислении количества удобрений, вносимых в почву, также нужно знать плотность сложения почвы.

Пористость и воздухообеспеченность (аэрация).

Величину общей пористости обычно вычисляют по соотношению плотности твердой фазы и объемной плотности почвы. Если обозначить через D плотность твердой фазы, а через d – объемную плотность почвы, то отношение даст объем, занимаемый твердыми частицами в единице объема почвы. Разность между единицей и объемом, занимаемым твердыми частицами почвы, составит общую пористость ее в данной единице объема. Умножив эту величину на 100, получают общую пористость почвы, выраженную в процентах от объема. Поэтому общую пористость – P , вычисляют по формуле:

$$P = 100 (1 - d/D).$$

Для определения величины отдельных видов пористости Н.А. Качинским разработаны специальные методы, один из которых приводится ниже.

Зная общую пористость почвы и ее влажность для данного момента, можно вычислить пористость аэрации, или воздухообеспеченность, выраженную в процентах от объема,

$$P_{\text{аэр}} = P - ad,$$

Где P - общая пористость, %; a – влажность почвы, %; d - объемная плотность, г/см³.

Умножив влажность почвы в процентах на объемную плотность, получают объем пор, занятых в данный момент водой (объемная влажность в процентах). Разность между общей пористостью и объемной влажностью, выраженной в процентах, даст пористость аэрации, или воздухообеспеченность почвы.

Задание 1

Определить плотность твердой фазы почвы.

Ход работы

Плотность твердой фазы определяют из образца с нарушенной структурой, т.е. растертой в порошок, пикнометрическим способом – путем определения объема какой-либо навески почвы при вытеснении ею воды. В качестве пикнометра обычно употребляют мерную колбу на 100 мл.

На аналитических весах берут 10 г воздушно-сухой почвы с точностью до 0,001 г в небольшой фарфоровой чашке. В колбе кипятят около полчаса

200-250 мл дистиллированной воды для удаления растворенного в ней воздуха и охлаждают до комнатной температуры. Затем пикнометр на 100 мл наполняют этой водой точно до метки и взвешивают на аналитических весах. Пикнометр во время работы нужно брать за горлышко и не нагревать его рукой, так как даже незначительные колебания температуры отражаются на точности определения плотности твердой фазы. Рекомендуется записать температуру при которой проводилось первое взвешивание пикнометра. После взвешивания из пикномера отливают примерно половину воды и, вставив в его горлышко воронку, осторожно пересыпают взятую навеску почвы. Смывают приставшие к воронке и чашке твердые частицы почвы дистиллированной водой в пикнометр и кипятят его содержимое на электрической плитке или спиртовке 30 минут, не допуская разбрызгивания. После кипячения пикнометр охлаждают до первоначальной температуры, доливают оставшейся прокипяченной водой до метки и взвешивают вторично. Если охлаждение пикнометра проводят в сосуде с водой, наружные стенки его перед взвешиванием тщательно обтирают фильтровальной бумагой.

Опыт проводят в трех повторностях.

Вычисляют плотность твердой фазы по формуле:

$D = V / (A + B - c)$, где D – плотность твердой фазы почвы; B -навеска сухой почвы, г; A -масса пикнометра с водой, г; c - масса пикнометра с водой и почвой, г.

Задание 2

Определить плотность сложения почвы

Ход работы.

На теххимических весах взвешивают металлический цилиндр с двумя крышками (высота и диаметр цилиндра 5-6 см). На месте взятия образца выравнивают площадку 30 на 20 см, на поверхности которой устанавливают станок (если образцы берут по профилю, закладывают разрез и выравнивают площадки для каждого горизонта). В отверстие станка закладывают взвешенный цилиндр, сняв с него предварительно крышки (цилиндр и крышки должны быть пронумерованы), и резким вертикальным движением втулки цилиндр вдавливают в почву на всю глубину станка. Затем станок снимают, почву вокруг цилиндра окапывают, закрывают верхнюю крышку и, подрезав почву снизу ножом, вынимают цилиндр. Подрезают почву у нижней стороны цилиндра вровень с его краями, закрывают второй крышкой и очищают наружные стенки цилиндра от приставшей почвы. Пробы берут обычно в 3-6-кратной повторности. При взятии образцов по профилю пробы начинают брать с верхнего горизонта, затем последний снимают, выравнивают поверхность следующего горизонта и вновь берут образец. Можно брать пробы почвенными бурами различных конструкций. Одновременно берут пробы для определения полевой влажности в металлический стаканчик (см. определение полевой влажности)

Затем цилиндр с пробой взвешивают на технoхимических весаx., определяют массу почвы в цилиндре и после определения влажности пересчитывают массу почвы в цилиндре на массу абсолютно сухой почвы.

Для установления плотности сложения нужно знать объем цилиндра, поэтому, измерив высоту и диаметр цилиндра, вычисляют его объем в см³ по формуле: $V = \pi r^2 h$.

Плотность сложения почвы рассчитывают по формуле $d = B/V$, где B – масса абсолютно сухой почвы в цилиндре, г; V – объем цилиндра, см³.

Задание 3

По данным, полученным при выполнении лабораторных работ по определению плотности сложения почвы, плотности твердой фазы и влажности почвы определить пористость и воздухообеспеченность почвы.

Лабораторная работа 8

Вода в почве

Формы почвенной воды.

Вода в почве неоднородна. Разные ее порции имеют разные физические свойства. Порции почвенной воды, обладающие одинаковыми свойствами получили название форм почвенной воды.

В истории почвоведения было предложено много классификаций категорий воды, содержащейся в почве. Наиболее современной и полной является классификация, разработанная А.А. Роде, которая приводится ниже. Согласно этой классификации в почвах можно различать следующие пять форм почвенной воды.

Т в е р д а я вода – лед. Появление воды в форме льда может иметь сезонный (сезонное промерзание почвы) или многолетний («вечная» мерзлота) характер. Поскольку почвенная вода – это всегда раствор, температура замерзания воды в почве ниже 0⁰С.

Х и м и ч е с к и с в я з а н н а я вода. Она представлена гидроксильной группой химических соединений и водными молекулами кристаллогидратов. Эта вода входит в состав твердой фазы почвы и не является самостоятельным физическим телом, не передвигается и не обладает свойствами растворителя.

П а р о о б р а з н а я вода. Эта вода содержится в почвенном воздухе порового пространства в форме водяного пара. Она передвигается по поровому пространству от участков с высокой упругостью водяного пара к участкам с более низкой упругостью (активное движение), а также вместе с током воздуха (пассивное движение).

Почвенный воздух практически всегда близок к насыщению парами воды, а небольшое понижение температуры почвы приводит к его насыщению и конденсации пара, в результате чего парообразная вода

переходит в жидкую, при повышении температуры имеет место обратный процесс.

Физически связанная, или сорбированная вода. К этой категории относится вода, сорбированная на поверхности почвенных частиц за счет сил притяжения имеющих различную природу. Она образует на поверхности почвенных частиц пленку. Молекулы воды могут сорбироваться почвой как из парообразного, так и из жидкого состояния. Благодаря тому, что молекулы воды не являются энергетически нейтральными, а представляют собой диполи, они обладают способностью притягиваться не только поверхностью почвенных частиц, но и вступать в связь друг с другом, притягиваясь полюсами противоположного знака. Все молекулы сорбированной воды, находятся таким образом, в строго ориентированном положении. При этом прочность фиксации их наибольшая вблизи поверхности почвенных частиц, по мере удаления от них она постепенно убывает. В зависимости от прочности удержания воды сорбционными силами физически связанную воду подразделяют на прочносвязанную и рыхлосвязанную.

Прочносвязанная (гигроскопическая) вода – это вода поглощенная почвой из парообразного состояния. Свойство почвы сорбировать парообразную воду называют **гигроскопичностью почв**. Максимальное количество воды, которое может быть поглощено почвой из парообразного состояния при относительной влажности воздуха, близкой к 100%, называют **максимальной гигроскопичностью почвы**. Эта величина достаточно постоянна и является важной почвенно-гидрологической характеристикой. При влажности почвы, равной максимальной гигроскопичной, толщина пленки из молекул воды достигает 3-4 слоев. Гигроскопическая вода очень плотно удерживается почвенными частицами и является неподвижной, она не доступна растениям. Это «мертвый запас влаги». На гигроскопичность почв оказывает существенное влияние свойства твердой фазы. Чем выше в почве содержание илистой и особенно коллоидной фракции, тем выше будет гигроскопичность почв. Гумус также увеличивает гигроскопичность почв. Поэтому почвы с более высоким содержанием гумуса при одном и том же механическом составе всегда характеризуются большим значением максимальной гигроскопичности.

Рыхлосвязанная (пленочная вода). Почва не может поглощать парообразную воду сверх максимальной гигроскопичности, но жидкую воду может сорбировать и в большом количестве. Вода, удерживаемая в почве сорбционными силами сверх максимальной гигроскопичной – это вода рыхлосвязанная. Рыхлосвязанная вода образует вокруг почвенных частиц пленку толщиной в несколько десятков или даже сотен диаметров молекул. Она в отличие от прочносвязанной может передвигаться от почвенных частиц с более толстыми пленками к частицам у которых она тоньше.

С в о б о д н а я вода. В почвах эта вода присутствует в форме капиллярной и гравитационной.

Капиллярная вода удерживается в почве в порах малого диаметра – капиллярах, под действием капиллярных сил. Она может быть **капиллярно-подвешенной**. Эта вода заполняет капиллярные поры при увлажнении почвы сверху (после дождя или полива). При этом под промоченным слоем всегда имеется сухой слой, т.е. гидростатическая связь увлажненного горизонта с горизонтом подпочвенных вод отсутствует. Вода, находящаяся в промоченном слое, как бы «висит», не стекая, в почвенной толще над сухим слоем. Поэтому она и получила название подвешенной.

Другая форма капиллярной воды: **капиллярно-подпертая**, которая образуется в почвах при подъеме воды снизу от горизонта грунтовых вод по капиллярам на некоторую высоту, т.е. эта вода, которая содержится в почве непосредственно над водоносным горизонтом и гидравлически с ним связана.

Свободная **гравитационная вода** передвигается под действием силы тяжести, т.е. она находится вне влияния сорбционных и капиллярных сил почвы. К этой форме относится вода передвигающаяся по порам и трещинам сверху вниз, а также вода водоносных горизонтов (грунтовые воды, верховодка).

Присутствие значительных количеств свободной гравитационной воды в почве – явление неблагоприятное, свидетельствующее о временном или постоянном избыточном увлажнении, что способствует созданию в почве анаэробной обстановки и развитию глеевого процесса.

Влажность почвы

Полевой влажностью почвы называют содержание в ней воды в данный момент. Влажность почвы непрерывно изменяется вследствие передвижения влаги по профилю и ее испарения из почвы. Этой величиной пользуются для вычисления запаса влаги в том или ином горизонте почвы и для вычисления коэффициента пересчета с влажной почвы на сухую. Существует понятие **влажность завядания** – это влажность, при которой растения проявляют признаки устойчивого завядания, т.е. такого завядания, когда его признаки не исчезают даже после помещения растения в благоприятные условия. Численно влажность завядания равна примерно 1,5 максимальной гигроскопичности. Эту величину называют также коэффициентом завядания. Содержание воды в почве, соответствующее влажности завядания, является нижним пределом доступной для растений влаги. Влажность завядания определяется как свойствами почв, так и характером растений. В глинистых почвах она всегда выше чем в песчаных.

Водудерживающая способность и влагоемкость почвы

Вододерживающая способность – это способность почвы удерживать содержащуюся в ней воду от стекания под влиянием силы тяжести. Количественной характеристикой вододерживающей способности

почвы является ее влагоемкость. **Влагоемкость почвы** – способность поглощать и удерживать определенное количество воды. В зависимости от сил, удерживающих воду в почве, и условий ее удержания выделяют несколько видов влагоемкости.

Наименьшей влагоемкостью называют максимальное количество капиллярно-подвешенной влаги, которое может удержать почва после стекания избытка влаги при глубоком залегании грунтовых вод. Этому термину соответствуют термины полевая влагоемкость, общая влагоемкость. Наименьшая влагоемкость является очень важной гидрологической характеристикой почвы. С ней связано понятие о дефиците влаги (разность между наименьшей влагоемкостью и фактической влажностью почвы), по ней рассчитываются поливные нормы.

Капиллярной влагоемкостью называют максимальное количество капиллярно-подпертой воды, которое может удерживаться в слое почвы.

Полная влагоемкость (водоёмстимость) – это максимальное количество воды, которое удерживается в почве в состоянии полного насыщения при заполнении всех пор водой. Величина ее в объемных процентах совпадает с пористостью почвы. Несовпадение этих величин свидетельствует о наличии заземленного воздуха в почве.

Водопроницаемость почвы

Водопроницаемость – способность почвы впитывать и пропускать воду.

В процессе поступления воды в почву и дальнейшего передвижения ее можно выделить 2 этапа: 1) поглощение воды почвой и прохождение ее от слоя к слою в ненасыщенной водой почве; 2) фильтрацию воды сквозь толщу насыщенную водой почвы. При этом первый этап представляет собой впитывание почвы. Второй этап – это собственно фильтрация. В природных условиях четко выделить отдельные этапы водопроницаемости практически невозможно. Значительно чаще при этом имеет место впитывание воды почвой, фильтрация же идет в случае выпадения большого количества осадков, при орошении большими нормами и при снеготаянии. Границей между впитыванием почвы и фильтрацией считают момент установления постоянной скорости фильтрации.

Водопроницаемость зависит от механического состояния почвы, ее структуры, сложения и степени увлажнения. Почвы оструктуренные, рыхлые характеризуются большими коэффициентами впитывания и фильтрации. Водопроницаемость почвы измеряется объемом воды, который проходит через единицу площади поперечного сечения в единицу времени. Величина эта очень динамичная и сильно варьирует как по профилю почв, так и пространственно. В таблице приведена шкала оценки водопроницаемости почвы по Н.А. Качинскому.

Задание 1.

Определить водопроницаемость почвы

Ход работы

В полевых условиях для определения водопроницаемости почвы на глубину 5-10 см вдавливают металлический или деревянный каркас размером 25 на 25 см, высотой 20-25 см. Вокруг каркаса врезают другой, но большей площади (50 на 50 см). Почву у стенок каркаса тщательно уплотняют. Внутри каждого каркаса устанавливают линейку для контроля за уровнем воды. Для учета температуры воды в оба каркаса помещают термометры. Расход воды учитывают по внутреннему каркасу; внешний выполняет защитную роль. Напор воды должен равняться 5 см.

В первый час опыта учитывают поливаемую воду через каждые 10 минут, во второй час – через 30 минут, в третий и каждый последующие час спустя 60 минут. На неорошаемых участках водопроницаемость определяют в течение 3-6 часов, на орошаемых – более 6 часов.

Т а б л и ц а

Водопроницаемость тяжелых почв при напоре воды 5 см. и температуре 10⁰С

Водопроницаемость в первый час впитывания, мм водного столба	Оценка	Примечание
> 1000	Провальная	Качество водопроницаемости тем лучше, чем более она однородна на поверхности поля и чем более постоянна во времени.
1000-500	Излишне высокая	
500-100	Наилучшая	
100-70	Хорошая	
70-30	Удовлетворительная	
<30	Неудовлетворительная	

Одновременно отмечают температуру воды. В жаркую погоду делают поправку на испарение воды с поверхности. Для этого рядом с площадкой ставят сосуд с водой. По испарению воды с его поверхности, отмечаемому каждый час и рассчитанному на единицу площади, вносят поправку в показатели водопроницаемости почвы.

Перед определением водопроницаемости с соседнего участка берут образцы почвы на влажность на глубину не менее 1 м.

При каждом отсчете поглощенной почвой воды водопроницаемость, мм в мин, определяют по формуле:

$$K_t = 10Q/ST,$$

где Q – количество впитавшейся воды, см³; 10 – коэффициент пересчета воды в см³ в мм водного столба; S – площадь учетной площадки, см²; T – время опыта, мин.

Полученные результаты приводят к температуре воды 10⁰С по формуле:

$$K_{10} = K_t / (0,7 + 0,03t),$$

где K₁₀ – коэффициент водопроницаемости при температуре воды 10⁰С; K_t – коэффициент водопроницаемости при данной температуре; t – температура воды.

По полученным данным строят график водопроницаемости почвы. На оси абсцисс откладывают время, а на оси ординат – значение коэффициента водопроницаемости, приведенные к температуре 10⁰С.

Задание 2.

Определить полевою влажность

Ход работы

Наиболее распространенным является метод высушивания почвы в термостате.

На теххимических весах взвешивают пронумерованные алюминиевые стаканчики вместе с крышкой.

Для определения полевой влажности на месте взятия образца берут буром или ножом массу почвы с заданной глубины. Из пахотного слоя образец берут на всю глубину или из нескольких слоев (0-5; 5-10; 10-15; 15-20), помещают в него 1/2 - 1/3 объема почвы. Стаканчик немедленно закрывают.

Взвешивают закрытый стаканчик с почвой. Затем крышку снимают, стаканчик всавляют нижним концом в крышку и открытым помещают в термостат. Высушивают почву до постоянной массы при 105 °С . Каждый раз после охлаждения стаканчиков в эксикаторе их взвешивают.

Влажность A (%) определяют по формуле $A=100a/b$, где a -масса испарившейся из пробы воды, г; b - масса абсолютно сухой почвы в стаканчике, г.

Для пересчета результатов многочисленных почвенных анализов на абсолютно сухую почву пользуются коэффициентом пересчета K : $K=(100 + A) / 100$.

Лабораторная работа 9. ИЗУЧЕНИЕ ФИЗИЧЕСКИХ И ВОДНЫХ СВОЙСТВ ПРОФИЛЯ ПО ДАННЫМ АНАЛИЗА

Характеристика физических и водных свойств почвы проводится по результатам определений плотности твердой фазы и плотности почвы, максимальной гигроскопичности, полной наименьшей (или капиллярной) влагоемкости. Для оценки физических и водных свойств почвы все данные нужно пересчитать в процентах от объема почвы и составить сводную таблицу.

Обработку данных и составление сводной таблицы проводят следующим образом. По величинам плотности почвы и плотности твердой фазы вычисляют общую пористость в процентах. Затем расчленяют наименьшую влагоемкость на влагу продуктивную и непродуктивную. Количество непродуктивной влаги (влажность завядания) Н.А. Качинский предлагает вычислять по величине максимальной гигроскопичности, умноженной на коэффициент 1,5. Коэффициент условен, поэтому полученные данные о количестве непродуктивной влаги являются в значительной степени условными. Продуктивная вода составляет разницу между наименьшей влагоемкостью и непродуктивной влагой. Вычисленная таким образом продуктивная и непродуктивная влага является весовой и (выражается в % к массе сухой почвы). Для того, чтобы весовую влажность пересчитать в объемную необходимо её умножить на плотность почвы.

В заключении вычисляют пористость аэрации, которая составляет разницу между величиной общей пористости и суммарным количеством объемной и непродуктивной влаги, также выраженной в процентах.

Наглядно иллюстрирует физические и водные свойства профиля график соотношения твердой, жидкой и газообразной фаз. Для его составления по вертикали откладывают глубину профиля, а по горизонтали в произвольном масштабе единицы объема почвы в процентах. На уровне соответствующих глубин (ось y) откладывают величины общей пористости (ось x); соединив точки линией, получают изображение величины и характера изменения общей пористости в профиле. Очевидно, что часть объема, лежащая вправо от пористости, будет соответствовать твердой фазе почвы. Объем общей пористости расчлениают на жидкую и газообразную фазы, для чего выделяют часть объема, занятую недоступной и доступной для растений водой (жидкая фаза). Остальная часть объема общей пористости будет соответствовать пористости аэрации.

При анализе сводной таблицы и графика необходимо иметь в виду следующее:

Плотность твердой фазы в пределах профиля постепенно увеличивается с глубиной параллельно уменьшению количества гумуса. Наименьшая плотность твердой фазы ($2,2 - 2,4 \text{ г/см}^3$) характерна для верхних горизонтов, богатых гумусом или полуразложившимися растительными остатками. Резко выделяются по величине плотности твердой фазы почвы торфянистые горизонты и лесная подстилка, в которых она колеблется в пределах $1,4 - 1,8 \text{ г/см}^3$.

Плотность почвы в пределах профиля характеризуется сложением почвы и также увеличивается с глубиной. Наименьшей плотностью ($1,1-1,3 \text{ г/см}^3$) обладают пахотные горизонты различных почв вследствие рыхлости их сложения после обработки, а также богатые гумусом, хорошо оструктуренные горизонты ряда почв. Наиболее плотными являются иллювиальные горизонты и материнская порода ($1,5-1,7 \text{ г/см}^3$). Горизонты лесной подстилки, дернины и торфа имеют очень низкую плотность.

Почвы с благоприятными физическими свойствами характеризуются высокой общей пористостью, колеблющейся в пределах 50-70% объема причем на долю пористости аэрации приходится около половины ее. Такие показатели характерны для хорошо оструктуренных почв: черноземов, верхних горизонтов окультуренных дерново-подзолистых почв. При неблагоприятных физических свойствах общая пористость падает ниже 50%, опускаясь в наиболее уплотненных горизонтах до 38-40% объема, а пористость аэрации составляет не более 10-15% общего объема, т.е. $1/4$ или $1/3$ общей пористости. Эти почвы обладают плохой водопроницаемостью, склонны к заболачиванию. В тех почвах, где почвообразовательный процесс приводит к резкой дифференциации профиля и формированию элювиальных и иллювиальных горизонтов, наблюдается резкое изменение всех видов пористости с глубиной. Она уменьшается в этих горизонтах.

Почвы с благоприятными водными свойствами обладают большим запасом доступной для растений влаги, что имеет место при высокой влагоемкости почвы (до 60-70%), и относительно небольшой максимальной гигроскопичностью (до 8-9%). При узком интервале между влагоемкостью и не доступной для растений влагой, что наблюдается в бесструктурных почвах суглинистого и глинистого механического состава, водные свойства должны быть признаны неудовлетворительными, так как почва очень быстро переходит от состояния недостаточного увлажнения к состоянию избыточного увлажнения. Такими свойствами обычно характеризуются иллювиальные горизонты подзолистых и дерново-подзолистых почв и солонцов.

Задание

По аналитическим данным о физических и водных свойствах горизонтов профиля почв определить:

- 1. общую пористость в процентах;*
- 2. количество продуктивной и непродуктивной влаги ;*
- 3. порозность аэрации;*
- 4. составить графики, характеризующие механический состав почв и водно-физические свойства ее (соотношение твердой, жидкой и газообразной фаз);*
- 5. дать общее заключение о водно-физических свойствах почвы.*

Лабораторная работа 10. ИЗУЧЕНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПРОФИЛЯ ПОЧВЫ ПО ДАННЫМ АНАЛИЗА.

Валовой состав почвы

Результаты валового анализа, выраженные в процентах к сухой почве, позволяют дать заключение о количестве органической и минеральной частей почвы с подразделением последней на отдельные элементы, химически связанную воду и CO_2 карбонатов.

Валовой анализ дает представление об элементарном составе почвы, не предвещая вопроса о формах соединений элементов. Изображение валового состава в виде оксидов не означает, что элементы находятся в почве в этой форме. Минеральная часть почвы состоит, как известно, в основном из ряда алюмосиликатов и силикатов (глинистые минералы, слюды т.д.), и лишь небольшая часть некоторых элементов действительно находится в виде оксидов (например, кварц SiO_2 , лимонит $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$). Кроме того, валовое содержание тех или иных оксидов наряду с минеральными соединениями почвы включает зольные элементы, входящие в состав органической части

ее. Чем выше содержание органических веществ в почве, тем большая часть валового содержания Р и S, а отчасти R и Ca является компонентом органической части.

Для определения типа почвы необходимо установить характер почвообразовательного процесса, т.е. наличие или отсутствие процессов разрушения минералов и перемещения продуктов разрушения минералов. Иными словами необходимо установить, как изменилась по химическому составу минеральная часть почвы по сравнению с материнской породой. Для этого нужно знать содержание всех элементов в пересчете на безводную, безгумусную и бескарбонатную почву.

При анализе валового состава необходимо обращать внимание на следующие данные:

I) Количество гумуса и характер его изменения по профилю.

Различные типы почв характеризуются как различным содержанием гумуса в верхнем горизонте, так и различной скоростью уменьшения его количества с глубиной. Наиболее часто встречаются три типа гумусового профиля:

1. Содержание гумуса постепенно убывает с глубиной. Этот тип гумусового профиля характерен для почв с глубоким проникновением ежегодно отмирающих корней травянистых растений, разлагающихся непосредственно в толще почвы. Таковы черноземы, каштановые почвы, сероземы.

2. Основные запасы гумуса сосредоточены в верхнем горизонте и очень резко уменьшаются с глубиной. Такое распределение гумуса свидетельствует о преимущественном накоплении органических остатков на поверхности почвы и в ее верхних горизонтах, где и развивается процесс гумификации. Примером этого типа гумусового профиля могут быть дерново-подзолистые почвы.

3. При общем резком падении количества гумуса по профилю наблюдается заметное увеличение его на некоторой глубине. Увеличение количества гумуса в средней и нижней частях профиля означает формирование гумусо-иллювиального горизонта за счет растворимых форм его, вымываемых из верхней части профиля. Этот тип гумусового профиля характерен для подзолистых гумусово-иллювиальных почв, некоторых осолодевших солонцов.

II) Качественный состав гумуса. Для характеристика качественного состава гумуса необходимо располагать данными группового его анализа; некоторое представление о составе гумуса дает отношение C : N. Для вычисления этого отношения необходимо по количеству гумуса определить содержание C (среднее содержание C в гумусе равно 58%), а затем C:N. В среднем в почвах оно равно 10 с колебаниями от 5 до 20. Чем уже отношение C:N, тем богаче гумус азотом и тем выше его питательная ценность.

III). Глубина залегания и характер распределения карбонатов по профилю. Эти показатели являются важными классификационными признаками и дают возможность установить степень развития процессов выщелачивания в почве. Обычно карбонатность профиля почвы является следствием карбонатности материнской породы, и в процессе

почвообразования наблюдается лишь перемещение карбонатов по почвенной толще. Прежде всего необходимо установить глубину залегания карбонатов (т.е. глубину вскипания), сопоставляя ее с мощностью гумусового профиля. Почвы могут вскипать с поверхности, в верхней, средней или нижней части гумусового горизонта или вне пределов последнего – в горизонте В₂ или материнской породе. Затем следует проанализировать характер распределения карбонатов по профилю. Лишь в редких случаях количество карбонатов остается постоянным по всему профилю или несколько увеличено в верхних горизонтах. Чаще всего количество карбонатов увеличивается с глубиной вследствие выщелачивания из верхних горизонтов нисходящими токами влаги. При этом нужно установить, имеется ли в профиле иллювиальный по отношению к карбонатам горизонт, в котором количество карбонатов всегда больше, чем в выше- и нижележащих горизонтах. Карбонатный иллювиальный горизонт характерен для многих типов.

IV). Распределение алюмосиликатной (безгумусной, безводной и бескарбонатной) части почвы по профилю. Является основным показателем наличия или отсутствия процессов разрушения минералов в почве, передвижения продуктов их разрушения вниз. Если по данным валового анализа наблюдается относительно равномерное содержание оксидов составляющих алюмосиликатную часть почвы, по всему профилю вплоть до материнской породы, необходимо сделать заключение об отсутствии процессов разрушения минералов. Если же для профиля характерно неодинаковое содержание основных оксидов, несомненно разрушение алюмосиликатов в процессе почвообразования и вымывание продуктов их разрушения за пределы профиля или в его нижние части. В этом случае верхние горизонты почвы относительно обогащаются кремнеземом как наиболее устойчивым компонентом минеральной части почвы и обедняются соединениями железа, алюминия и оснований. В нижних горизонтах наблюдается обратная картина – содержание кремнезема меньше, а соединений железа, алюминия и оснований больше, чем в верхних горизонтах.

V) Абсолютное содержание отдельных оксидов. По этому показателю можно судить о богатстве почвы элементами питания и характере материнской породы. Почвы, богатые элементами питания, содержат много гумуса (10-15%), азота (0,3-0,5%), P (0,2-0,3%), S (0,1-0,2%). Высокое содержание кремнезема в профиле (до 90-95%) свидетельствует о формировании почвы на песчаных породах. Повышенное количество карбонатов (до 30-40%) – о специфичности материнской породы – ее принадлежности к аллитному типу коры выветривания и т.д.

По данным валового анализа можно вычислить запас каждого элемента питания в отдельных горизонтах или во всем профиле почвы, что дает возможность судить о миграции или аккумуляции элементов в пределах почвенной толщи и о потенциальном плодородии почвы. Для вычисления запаса элемента необходимо знать плотность почвы, мощность горизонтов

почвенного профиля и процентное содержание элемента в них. Запасы вычисляют в тоннах на 1 га или в килограммах на 1 м². Запас элемента в тоннах на 1га вычисляют по формуле: $x=dha$, где d- плотность горизонта, г/см³; h - его мощность, см; a – содержание элемента, %.

Запас элемента в килограммах на 1 м² определяют по формуле $x=dha/10$.

Емкость поглощения и состав обменных катионов, реакция среды.

Емкость поглощения и состав обменных катионов, а также рН являются важными показателями при определении типа и подтипа почвы. При использовании этих данных необходимо проанализировать:

I) Величину емкости поглощения обменных катионов по профилю.

Емкость поглощения в различных почвах колеблется в широких пределах – от 1 до 30 ммоль, а торфянистых горизонтах и горизонтах лесной подстилки поднимается до 50-75 ммоль на 100 г почвы. Величина емкости поглощения зависит от механического состава (количества илистой и коллоидной фракций), минералогического состава этих фракций и количества гумуса.

В процессе почвообразования емкость поглощения, с одной стороны, возрастает, за счет образования и накопления в почве гумуса, а с другой стороны – уменьшается в результате разрушения коллоидной части почвы. Необходимо поэтому внимательно проследить изменение величины емкости поглощения по профилю по сравнению с материнской породой. Если емкость поглощения в верхних горизонтах выше, чем в материнской породе, и постепенно уменьшается с глубиной параллельно уменьшению количества гумуса, можно сделать вывод о биологической аккумуляции органических коллоидов в верхней части профиля за счет гумусовых веществ. В случае резкого уменьшения емкости поглощения в верхней и средней частях профиля по сравнению с материнской породой несомненны процессы разрушения коллоидной части почвы. Наименьшей емкостью поглощения в профиле обладают элювиальные горизонты, наибольшей – горизонты аккумуляции гумуса и иллювиальные.

II) Состав обменных катионов (в % от емкости поглощения и в ммольях на 100 г почвы), **степень насыщенности почвы основаниями** и изменение их по профилю.

Наличие в составе обменных катионов Н⁺ (или Al³⁺) свидетельствует о ненасыщенности почв основаниями. Показателем степени ненасыщенности почв основаниями является процентное содержание обменного Н⁺ по отношению к емкости поглощения.

Наличие обменного натрия служит показателем солонцеватости почвы. Процентное содержание обменного натрия в величине обменного поглощения позволяет установить степень солонцеватости почвы. Градации степени солонцеватости для разных почв по содержанию обменного натрия (в процентах от емкости поглощения) : остаточные (до 10%), малонатриевые (10-25%), средненатриевые (25-40%), многонатриевые (более 40%).

По количеству обменного натрия определяют потребность почвы в гипсовании по формуле $x=0,172Nadh/2$, где x - доза гипса, т/га; 0,172-коэффициент для пересчета граммов в тонны; Na – содержание обменного натрия ммоль на 100 г почвы; h – мощность пахотного слоя, см; d – плотность пахотного слоя, г/см³.

Для определения потребности почв в известковании наряду с обменной кислотностью определяют величину гидролитической кислотности, рН солевой вытяжки и вычисляют степень насыщенности почв основаниями. Зависимость нуждаемости в известковании от степени насыщенности почв и рН следующая:

Группа почв	Степень насыщенности основаниями, %	рН солевой вытяжки	Нуждаемость в известковании
Средне и тяжелосуглинистые почвы			
1	Меньше 70	4,5 и меньше	Сильно нуждаются
	Меньше 55	5,5 и меньше	
2	55-70	4,5-5,5	Средне нуждаются
	Меньше 55	5,5 и больше	
3	70-80	4,5-5,5	Слабо нуждаются
	55-70	5,5 и меньше	
4	Больше 70	Больше 5,5	Не нуждаются
Торфяные почвы			
1	Меньше 35	Меньше 3,5	Сильно нуждаются
2	35-55	3,5-4,2	Средне нуждаются
3	55-65	4,2-4,8	Слабо нуждаются
4	Больше 65	Больше 4,8	Не нуждаются

III) рН. При изучении величины рН необходимо прежде всего обратить внимание, из какой вытяжки или суспензии – водной или солевой – проводилось определение. Обычно для кислых почв рН определяют из солевой вытяжки или суспензии, так как она дает более полное представление о степени кислотности почв благодаря вытеснению обменного водорода солевым раствором. Необходимо помнить, что рН 1М раствора КСl колеблется от 5,6 до 6, поэтому если рН солевой вытяжки или суспензии в профиле почвы выше 5,6 реакция должна быть признана нейтральной.

Для почв насыщенных обменными катионами кальция, магния и натрия, необходимо определять рН из водной вытяжки или суспензии, так как обработка почвы солевым раствором искажает степень кислотности или щелочности этих почв.

Величину рН необходимо сопоставить с составом обменных катионов и количеством карбонатов в профиле почв. Кислая реакция возможна только при наличии обменного H^+ (или Al^{3+}) в почве. Нейтральная реакция характерна для бескарбонатных горизонтов, содержащих в составе обменных катионов только Ca^{2+} и Mg^{2+} . В карбонатных горизонтах, даже не содержащих обменного натрия, реакция будет щелочной и рН может подниматься до 8-8,4. Щелочная реакция в этом случае обусловлена карбонатами кальция, водные растворы которого при среднем содержании

CO₂ в воде могут иметь рН до 8,48. Если рН выше 8,4 несомненно наличие обменного натрия и соды.

Анализ результатов водной вытяжки

По результатам анализа водной вытяжки определяют количество и состав водорастворимых солей в профиле почвы, что имеет большое теоретическое и практическое значение. В зависимости от величины сухого остатка различают незасоленные почвы, солонцы и солончаки.

Наряду с определением степени засоленности почвы необходимо установить состав засоляющих солей и характер распределения их по профилю. Почва может быть засолена следующими водорастворимыми солями: NaCl, MgCl₂, CaCl₂, Na₂SO₄, MgSO₄, Na₂CO₃, NaHCO₃. Наряду с водорастворимыми солями в профиле может содержаться гипс, а также карбонаты кальция и магния.

При анализе водной вытяжки и составленного по ним солевого профиля необходимо обратить внимание на следующие особенности.

I. Общее количество солей по профилю. Если сухой остаток не превышает 0,25% по всему профилю, почва не засолена водорастворимыми солями. Анализ результатов водной вытяжки имеет при этом лишь вспомогательное значение при общей характеристике почвы. В незасоленных почвах сухой остаток чаще всего колеблется в пределах 0,06-0,15 %. При наличии данных о прокаленном остатке следует вычислить величину потери при прокаливании и сопоставить ее с прокаленным остатком. Если величина потери при прокаливании значительно больше прокаленного остатка, несомненно наличие значительного количества водорастворимых органических веществ, что типично для торфянистых горизонтов и горизонтов лесной подстилки. Во всех минеральных горизонтах большинства почв величина потери от прокаливании не превышает прокаленного остатка.

Общая щелочность, которая в незасоленных почвах в основном обусловлена бикарбонатом кальция, обычно не превышает 0,06-0,08 % (1-1,3 ммоль) HCO₃⁻. Если общая щелочность выше, есть основания полагать наличие бикарбонатов натрия и солонцеватости почвы. Окончательно решить вопрос о степени солонцеватости можно при сопоставлении результатов анализа водной вытяжки с определением количества обменного натрия.

Если сухой остаток на какой-либо глубине почвенного профиля больше 0,25%, почва засолена легкорастворимыми солями. В солонцах почвах сухой остаток колеблется от 0,25 до 1%, причем обычно количество солей увеличивается с глубиной. В профиле солончака сухой остаток больше 1% и достигает иногда нескольких десятков процентов.

II. Характер распределения солей по профилю. В засоленных почвах распределение солей может быть различными, так как соли в процессе почвообразования передвигаются по профилю вверх и вниз. Химический

состав солей и их распределение по профилю обычно изображают в виде графика – солевого профиля. Для составления солевого профиля поступают следующим образом. Прежде всего, если количество анионов и катионов в водной вытяжке вычислено в % к воздушно-сухой почве, необходимо их содержание пересчитать в миллимолях. Затем вычисляют количество натрия в миллимолях, исходя из того, что сумма анионов, выраженная в миллимолях, должна быть равна сумме катионов.

Для составления солевого профиля (его составляют только для группы засоленных почв) по средней вертикальной линии откладывают глубину залегания образцов почвы; по горизонтальной линии вправо – количество анионов, а влево количество катионов в миллимолях. Количество анионов наносят в следующем порядке: непосредственно от средней вертикальной линии откладывают количество анионов CO_3^{2-} HCO_3^- по всем глубинам и соединяют эти точки линией, затем от этой линии (а не от средней нулевой точки) откладывают количество Cl^- , а от линии Cl^- количество SO_4^{2-} . Количество катионов наносят в следующей последовательности: Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ .

Чаще всего можно наблюдать следующие основные типы распределения водорастворимых солей.

а) Максимальное количество водорастворимых солей, достигающее нескольких процентов, находится на поверхности почвы и постепенно уменьшается с глубиной вплоть до уровня залегания грунтовых вод. Такой тип распределения солей свидетельствует о непрерывном подъеме засоленных грунтовых вод по профилю и их испарении, вследствие чего засоляется вся толща почвы, а верхний горизонт непрерывно обогащается солями.

б) Верхний горизонт почвы содержит небольшое количество солей, тогда как в средней или нижней части профиля наблюдаются один или несколько ясно выраженных максимумов. Этот тип солевого профиля свидетельствует о рассолении верхней части профиля и накоплении этих солей на некоторой глубине вследствие формирования иллювиального по отношению к легкорастворимым солям горизонта.

в) Во всем профиле не наблюдается сколько-нибудь ясно выраженных горизонтов скопления легкорастворимых солей и при общем относительно невысоком содержании (0,25-1,0%) их количество постепенно нарастает с глубиной.

III) Состав засоляющих почву солей. При анализе состава засоляющих почву солей необходимо установить соотношение между основными группами солей и выявить преобладающий тип по анионному составу. Это позволит определить характер засоления почвенного профиля (см. таблицу).

Тип засоленности в солончаках по составу анионов.

Тип засоления	Cl : SO ₄	HCO ₃ / (Cl+SO ₄)
хлоридный	больше 2	-
сульфатно-хлоридный	2-1	-

хлоридно-сульфатный	1-0,2	-
сульфатный	Меньше 0,2	-
карбонатно- сульфатный	Меньше 0,2	1
сульфатно-содовый	-	2

Особое внимание следует обратить на количество и характер распределения карбонат и гидрокарбонат ионов. Наличие карбонат ионов свидетельствует о присутствии соды в почве, высокое содержание ионов HCO_3^- (больше 0,08%) указывает на наличие заметного количества NaHCO_3 , что является показателем солонцового процесса.

Характер солевого профиля позволяет дать агрономическую характеристику почвы, определить степень ее пригодности для культурных растений и рекомендовать систему мероприятий для коренной мелиорации. Как известно, большинство культурных растений не может нормально развиваться при повышенной концентрации солей в почве. При оценке засоленности почв необходимо учитывать и степень токсичности солей для различных сельскохозяйственных культур. Наиболее ядовит углекислый натрий, менее токсичны хлориды натрия и магния и еще менее – сернокислый натрий.

Задание

По данным валового анализа: 1) составить графики гумусового и карбонатного профилей почвы и описать в рабочей тетради их характер; 2) описать характер распределения алюмосиликатной части почвы по профилю и дать заключение о богатстве почвы основными элементами питания.

По данным емкости поглощения обменных катионов, их состава и рН дать заключение о величине емкости поглощения катионов и характере ее изменения по профилю, о составе обменных катионов и степени насыщенности почв основаниями. Определить степень солонцеватости почвы в зависимости от содержания обменного натрия

По данным анализа водной вытяжки составить график и определить общий характер распределения солей по профилю.

По данным анализа для засоленной почвы определить тип засоленности по составу обменных анионов.

Дать общую агрохимическую характеристику почвы в соответствии с данными химического анализа.

Приложение 2

Механический состав профиля некоторых почв

Почва	Глубина образца, см	Содержание механических элементов, % к сухой почве								
		> 1 мм	1-0,25 мм	0,25-0,05мм	0,05-0,01мм	0,01-0,005мм	0,005-0,001мм	<0,001	<0,0001	<0,01 мм
Чернозем выщелоченный глинистый	0-10	Нет	0,8	3,4	26,5	41,2	8,6	19,4	14,1	69,3
	20-30	Нет	0,7	2,8	22,23	43,4	9,5	21,3	15,9	74,2
	50-60	Нет	0,6	2,2	24,7	40,8	9,7	22,0	17,2	72,5
	90-100	Нет	0,4	3,8	23,8	42,1	7,3	22,6	16,9	72,0
Дерново-сильнопodzолистая суглинистая	0-10	2,4	2,5	30,1	34,7	19,4	5,7	5,2	1,1	30,2
	22-30	0,3	2,3	32,4	36,1	17,7	6,4	4,8	0,9	28,9
	55-65	3,1	2,4	30,1	19,7	18,2	9,4	17,1	12,5	44,7
	90-100	2,7	4,8	26,2	20,4	22,3	10,2	13,4	8,7	45,9
Серозем темный суглинистый	0-10	Нет	0,2	16,5	42,5	9,2	14,4	17,2	2,9	40,8
	22-32	нет	0,1	8,0	46,0	12,8	12,8	20,3	2,2	45,9
	55-60	нет	0,2	6,0	45,2	10,5	17,7	20,4	1,8	48,6
	90-100	Нет	0,6	3,8	47,6	12,0	21,0	15,0	1,3	48,0
Сероземно-луговая суглинистая на аллювии	0-12	нет	нет	26,4	24,6	3,7	3,6	41,7	-	49,0
	48-56	нет	нет	34,3	32,5	1,5	4,9	26,8	-	33,2
	110-115	Нет	Нет	28,1	16,8	8,6	11,9	34,6	-	55,1

Приложение 3

Характеристика физических и водных свойств профиля подзолистой почвы и чернозема

Почва	Глубина образца, см	Плотность твердой фазы, г/см ³	Плотность, г/см ³	Полная влагоемкость	Наименьшая влагоемкость	Максимальная гигроскопичность	Влага,% (весовая)	
							Непродуктивная	Продуктивная
% к сухой почве								
Сильноподзолистая на покровном суглинке	0-2	1,62	0,09	1045	161	27,3		
	2-13	2,60	1,17	47	31	4,6		
	13,20	2,66	1,45	31	22	2,3		
	36-61	2,68	1,50	28	21	8,9		
	>80	2,70	1,67	25	20	8,0		
Чернозем типичный мощный, на лессе	0-10	2,50	0,97	Не определялась	48,0	10,6		
	20-30	2,56	1,11	То же	32,6	9,3		
	40-50	2,57	1,1	»	29,5	9,2		
	60-70	2,62	1,21	»	27,7	7,9		
	90-100	2,65	1,25	»	25,6	7,5		

Почва	Глубина образца, см	Пористость,%		Влага,% (объемная)	
		Общая	Аэрации	Непродуктивная	Продуктивная
Сильноподзолистая на покровном суглинке	0-2				
	2-13				
	13,20				
	36-61				
	>80				
Чернозем типичный мощный, на лессе	0-10				
	20-30				
	40-50				
	60-70				
	90-100				

Приложение 4

Механический и микроагрегатный состав профиля дерново-подзолистой почвы и чернозема

(в числителе указан механический состав, в знаменателе микроагрегатный)

Почва	Глубина образца, см	Содержание механических элементов и микроагрегатов , % к сухой почве						Коэффициент дисперсности по Качинскому
		1-0,25	0,25-0,05	0,05-0,01	0,01-0,005	0,005-0,001	<0,001	
Дерново-слабоподзолистая на валунном суглинке	0-10	10,9/13,1	15,8/30,2	27,5/32,3	8,6/11,2	19,3/10,8	17,9/2,4	
	10-20	10,9/11,2	20,1/26,0	23,5/31,3	14,8/16,6	13,6/12,3	17,1/2,6	
Чернозем выщелоченный суглинистый	0-10	3,0/6,3	18,2/28,4	14,8/39,1	9,6/13,2	15,4/11,2	39,0/1,08	
	20-30	4,8/6,0	17,9/39,7	15,0/35,2	8,9/5,6	14,6/11,9	38,8/1,6	

Приложение 5

Форма 1

Почвенный тип и разновидность _____

Место отбора пробы _____

Дата _____ Взято почвы для «сухого» просеивания _____

Размер фракции, мм	«сухое» просеивание					Взято для «мокрого» просеивания	«мокрое» просеивание				
	чашки		масса чашки с агрегатами, г	чистая масса агрегатов, г	% фракции в пробе		чашки		масса чашки с агрегатами	чистая масса агрегатов	% фракции в пробе
	номер	масса, г					номер	масса, г			

Приложение 6

Валовой состав почв

Глубина Образца	Горизонт	Гумус	N	Хим. связанная вода	CO ₂	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O
		% к сухой почве									
Дерново-сильнопodzолистая											
5-10	A ₁	4,31	0,18	4,52	нет	68,96	12,19	3,92	0,82	1,16	2,68
15-20	A ₂	0,92	0,07	3,15	нет	72,23	12,83	4,42	0,82	1,36	2,99
40-45	B ₁	0,30	0,05	4,49	нет	63,42	17,24	6,82	0,87	1,96	3,20
50-60	B ₂	0,16	0,04	4,32	нет	62,78	17,96	6,85	1,21	1,25	3,34
80-90	C	0,10	0,04	3,85	нет	62,68	18,14	6,98	1,30	2,25	3,36
Тучный мощный чернозем											
1-5	A	9,82	0,45	3,28	нет	61,70	12,89	5,50	2,50	1,68	2,21
20-25	A	9,40	0,42	3,52	нет	61,32	13,21	5,52	2,67	1,71	2,05
40-45	A	7,35	0,34	3,18	нет	62,74	14,73	5,49	2,30	1,87	2,08
60-65	A	6,75	0,31	2,98	нет	63,58	14,86	5,65	2,12	1,77	1,80
100-105	B	3,35	0,17	2,60	4,50	58,89	12,91	5,27	7,32	2,01	2,39

Глубина образца	Na ₂ O	P ₂ O ₃	SO ₃	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₃	SO ₃
	% к сухой почве			% к безводной, безгумусной и бескарбонатной почве								
дерново-сильнопodzолистая												
5-10	1,07	0,09	0,02	75,58	13,36	4,30	0,90	1,27	2,94	1,17	0,10	0,02
15-20	1,16	0,05	0,02	75,12	13,34	4,60	0,85	1,42	3,10	1,21	0,05	0,02
40-45	1,20	0,01	0,03	66,59	18,10	7,16	0,91	2,06	3,46	1,26	0,01	0,03
50-60	1,16	0,01	0,02	65,67	18,79	7,17	1,27	2,31	3,50	1,21	0,01	0,02
80-90	1,36	0,01	0,02	65,25	18,88	7,27	1,35	2,34	3,50	1,42	0,01	0,02
тучный мощный чернозем												
1-5	1,33	0,21	0,11	73,72	15,42	6,57	2,99	2,01	2,63	1,65	0,24	0,13
20-25	1,22	0,21	0,10	75,69	15,76	6,21	3,18	2,04	2,44	1,45	0,24	0,12
40-45	1,02	0,20	0,11	74,22	17,03	6,39	2,67	2,12	2,42	1,18	0,22	0,12
60-65	0,88	0,19	0,10	73,17	17,13	6,51	2,44	2,03	2,07	1,02	0,20	0,11
100-105	1,08	0,16	0,09	73,80	16,08	6,60	2,03	2,66	2,99	1,35	0,19	0,10

Емкость поглощения, состав обменных катионов, рН, гумус карбонаты в профиле некоторых почв

Почва	Глубина образца	горизонт	Гумус, % к сухой почве	СО ₂ , % к сухой почве	рН вытяжки		Емкость поглощения, ммоль на 100 г	Обменные катионы							
					солевой	водной		Са ²⁺	Мg ²⁺	Na ⁺	Н ⁺ +Al ³⁺	Са ²⁺	Мg ²⁺	Na ⁺	Н ⁺
								ммоль на 100 г				% от емкости поглощения			
дерново-сильнопodzолистая на валунном суглинке	0-3	A ₀	54,33	нет	3,87	4,91		9,05	4,7	нет	4,05				
	5-13	A ₁	3,41	-	3,71	4,42		1,4	2,15	-	2,10				
	15-23	A ₂	1,12	-	3,92	4,71		0,25	0,25	-	0,5				
	40-50	B _r	0,26	-	4,18	6,12		2,9	1,3	-	1,40				
	90-100	C	0,17	-	4,81	6,12		2,15	0,9	-	0,35				
Чернозем типичный, среднесплодный на лессе	0-10	A	9,81	-	6,62	6,83		24,1	3,85	-	нет				
	20-30	A	7,12	-	6,64	6,81		23,2	3,6	-	-				
	40-50	A	5,83	-	6,71	6,95		18,5	3,2	-	-				
	60-70	B	2,72	4,43	7,05	8,02		не определялись		-	-				
	90-100	C	0,81	6,25	7,38	8,24		-	-	-	-				
Солонец среднестолбчатый	0-9	A ₁	1,81	нет	не определялся	7,48		6,2	4,65	1,35	-				
	9-26	B ₁	1,48	-	нет	8,96		4,8	6,85	6,05	-				
	33-46	B ₂	0,79	3,51	-	8,64	18,7	не определялись		6,9	-				
	46-56	B _k	0,46	7,68	-	7,95	15,1	-	5,3	-					
	80-90	C	0,17	5,38	-	8,32	13,2	-	2,7	-					

Приложение 8

Данные анализа водной вытяжки и содержание гипса в некоторых типах почв

Почва	Глубина, см	SO ₄ ²⁻ Гипса	сухой остаток	прокаленный остаток	щелочность		Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺
					CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻				
% к сухой почве										
подзолистая суглинистая	0-5	нет	0,223	0,027	нет	не определялось	нет	0,006	0,004	нет
	15-20	-	0,025	0,012	-	-	-	0,002	0,001	-
	50-60	-	0,027	0,011	-	-	-	0,003	0,003	-
	80-90	-	0,022	0,013	-	-	-	0,001	0,003	следы
?	0-5	не определялся	12,21	не определялся	-	0,07	3,22	4,39	0,39	0,32
	10-20	-	3,07	-	-	0,03	0,66	0,32	0,27	0,10
	60-100	-	2,25	-	-	0,03	0,34	1,14	0,29	0,06
	150-200	-	1,95	-	-	0,03	0,26	0,96	0,28	0,06
	грунтовая вода, г на л	-	47,76	-	-	0,57	12,71	13,18	0,93	1,98
?	0-10	0,071	0,40	-	-	0,17	0,01	0,04	0,01	0,01
	10-20	0,09	0,75	-	-	0,26	0,02	0,08	0,03	0,02
	20-30	0,59	0,95	-	0,06	0,06	0,03	0,61	0,01	0,01
	40-50	1,44	1,57	-	0,012	0,06	0,17	0,97	0,004	0,01
	50-60	не определялся	2,00	-	0,002	0,05	0,17	1,07	0,008	0,02
	60-90	-	1,64	-	0,002	0,04	0,27	0,70	0,01	0,03
	грунтовая вода, г на л	-	53,93	-	0,114	0,77	12,20	25,33	0,40	2,77

Список рекомендуемой литературы.

- 1.Александрова Л.Н., Найденова О.А. Лабораторно-практические занятия по почвоведению. Л., Агропромиздат,1986.
- 2.Вадюнина А.Ф., Корчагина З.А. Методы исследования физических свойств почв.М., Агропромиздат,1986.
- 3.Гавич И.К., Лучшева А.А., Семенова-Ерофеева С.М. Сборник задач по общей гидрогеологии: Учеб пособие для вузов. М., Наука, 1985.
- 4.Железняков Г.В. Гидрология и гидрометрия. М., Высш. школа,1981.
- 5.Лыков А.М., Туликов А.М. Практикум по землеведению с основами почвоведения. М., Агропромиздат,1985.
- 6.Неклюкова Н.П. Общее землеведение.М., Просвещение, 1969.
- 7.Неклюкова Н.П. Задания для лабораторных занятий по общему землеведению. М., Просвещение, 1969.
- 8.Почвоведение. Под. ред. В.А. Ковды. М., Высш. школа,1988.
- 9.Руководство по определению расчетных гидрологических характеристик. Гидрометеиздат, Ленинград, 1973.

