

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ПРИНЦИПЫ
ОРГАНИЗАЦИИ
И МЕТОДЫ
СТАЦИОНАРНОГО
ИЗУЧЕНИЯ
ПОЧВ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
НАУЧНЫЙ СОВЕТ ПО ПРОБЛЕМАМ
БИОГЕОЦЕНОЛОГИИ И ОХРАНЫ ПРИРОДЫ
ПОЧВЕННЫЙ ИНСТИТУТ
ИМ. В. В. ДОКУЧАЕВА ВАСХНИЛ

ПРИНЦИПЫ ОРГАНИЗАЦИИ И МЕТОДЫ СТАЦИОНАРНОГО ИЗУЧЕНИЯ ПОЧВ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1976

Принципы организации и методы стационарного изучения почв.
М., «Наука», 1976.

В работе изложены общие принципы организации и методы стационарного изучения почв как компонентов биогеоценозов. Разъяснено значение этих исследований для развития теории биогеоценологии и почвоведения и их применения для решения различных народнохозяйственных вопросов. Описание методов изучения отдельных режимов основано на обобщении большого литературного материала и богатого личного опыта, накопленного авторами этого труда в процессе их участия в многолетних стационарных исследованиях почв и биогеоценозов.

Таблиц 38, рисунков 73, библи. 305 назв.

Редколлегия:

доктор с-х. наук А. А. РОДЕ (отв. редактор),

доктор геогр. наук Н. А. НОГИНА,

доктор геогр. наук И. Н. СКРЫННИКОВА

ПРЕДИСЛОВИЕ

Необходимость стационарного изучения «жизни» почвы, т. е. непрерывно протекающих в ней различных взаимосвязанных физических, химических и биологических процессов, отчетливо сознавалась В. В. Докучаевым. Соответствующие наблюдения были включены в программы организованных им опытных участков — Каменно-Степного, Деркульского и Велико-Анадольского, достигнув наибольшего развития на последнем, где их проводил Г. Н. Высоцкий. Однако, к большому сожалению, это направление в течение многих десятилетий не получало должного развития и в почвоведении долго господствовал сравнительно-географический метод, позднее дополненный в результате работ К. К. Гедройца сравнительно-аналитическим.

Стационарный метод начал более широко развиваться лишь за последние 40 лет, и особенно энергично — после окончания Великой Отечественной войны. Важнейшим толчком, вызвавшим развитие этого метода, явились требования, предъявленные к почвоведению запросами быстро растущего народного хозяйства СССР, в особенности сельского хозяйства.

С другой стороны, исключительно большое значение для развития стационарного метода в почвоведении имело возникновение новой науки — биогеоценологии, творцом которой явился В. Н. Сукачев. Создание этой науки — блестящее воплощение гениального пророчества В. В. Докучаева о формировании и обособлении «... одной из интереснейших дисциплин в области современного естествознания, именно — учения о тех многосложных и многообразных соотношениях и взаимодействиях, а равно и о законах, управляющих вековыми изменениями их, которые существуют между так называемой живой и мертвой природой...»

Биогеоценология — это наука о связях между живыми организмами — растениями и животными — и средой их местообитания — атмосферой, почвой, грунтом и водами. Эти связи осуществляются через процессы и явления обмена веществом и энергией, непрерывно совершающиеся в природных системах — биогеоценозах. Развитие биогеоценологии настоятельно требует разработки методов изучения и количественной оценки названных процессов и явлений. В природных системах — биогеоценозах — очень

важная роль принадлежит почвам, в силу чего стационарные методы изучения последних приобретают особенно большое значение.

За последние десятилетия накопился значительный материал по методам стационарного изучения почв. Он требует обобщения в целях прежде всего унификации этих методов и формулировки дальнейших задач по их разработке и совершенствованию. Этому и посвящена настоящая книга, в которой изложены некоторые общие принципы стационарного изучения почв и обобщены методы изучения физических режимов.

Данная книга представляет собой коллективный труд. Она составлена на основе как обобщения литературных данных, так и в значительной степени с использованием материалов и богатого личного опыта авторов. В настоящее время подготовлена к печати и вторая книга («Методы стационарного изучения почв»), посвященная вопросам изучения режимов состава жидкой, газообразной и живой фаз.

В связи с дискуссионностью многих положений в области методики исследований, которая непрерывно совершенствуется, в обеих книгах сохранена индивидуальность взглядов авторов по отдельным методическим вопросам.

ПРИНЦИПЫ ОРГАНИЗАЦИИ СТАЦИОНАРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПОЧВЕННЫХ ПРОЦЕССОВ

ПОЧВООБРАЗОВАТЕЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ И ИХ ИЗУЧЕНИЕ СТАЦИОНАРНЫМ МЕТОДОМ

А. А. Роде

Предмет исследования в почвоведении — почвы, их состав, свойства, образование (генезис), современная «жизнь» (т. е. происходящие в них в настоящее время процессы) и географическое распространение.

Основной тезис докучаевского почвоведения — положение о том, что почвы суть самостоятельные природные тела. В составе почв принято выделять три «фазы»: твердую (включая мертвые растительные и животные остатки, гумус и другие органические вещества), жидкую (почвенный раствор) и газообразную (почвенный воздух). Отметим, что термин «фаза» в данном случае не вполне корректен. Он применяется не в том строгом смысле, как в физической химии. Говоря о фазах почвы, имеются в виду, собственно говоря, составные части почвы, находящиеся в различном физическом состоянии. Но поскольку термин «фаза» в этом последнем смысле слова в почвоведении закрепился, отказываться от него мы не будем, пользуясь им как синонимом «составной части».

Кроме упомянутых трех фаз, биологически мертвых, в почве существует еще одна, четвертая фаза — живая. Живой фазой мы будем называть совокупность всех живущих в почве живых организмов — микроорганизмов (бактерии, грибы, актиномицеты, водоросли и т. д.) и мелких беспозвоночных животных (простейшие, черви, насекомые и их личинки, паукообразные, многоножки, моллюски и т. д.). Все эти организмы должны рассматриваться как составная часть почвы. Это соответствует представлению о почве как о «минерально-органической системе» (Докучаев, 1949) или «биокожном теле» (Вернадский, 1939), причем «живая фаза» есть живое вещество, входящее в состав этого тела.

Если бы мы даже обладали технической возможностью извлекать из почвы все живые организмы, в том числе ее микробное население, не изменяя при этом других ее свойств, то проделав такую операцию, мы уже не имели бы почвы, а получили бы ее труп.

Живая фаза, конечно, существенно отличается от первых трех фаз. Каждый из входящих в состав четвертой фазы живых индивидуумов сам представляет собой сложную систему, в состав которой входят и твердые вещества (например, раковинки моллюсков или хитиновые покровы насекомых), и жидкие, причем последние представлены преимущественно веществами коллоидной природы, образующими внутреннее содержимое живых клеток. Газообразная фаза также представлена в живых организмах, в их дыхательных и иных органах, причем ее состав, естественно, отличается от состава окружающего почвенного воздуха.

Корни растений к живой фазе почвы относить не следует. Корни - органы высших растений, т. е. биологических индивидуумов, обитающих частично в почве, частично в нижних слоях атмосферы. При этом именно атмосфера есть та среда, которая обеспечивает возможность осуществления растениями их самой важной и самой характерной биогеохимической функции — фотосинтеза. Поскольку эти растения в целом не являются составной частью почвы, постольку не могут быть частью почвы и их отдельные органы — корни, хотя они в ней и живут. Через высшие растения осуществляется обмен некоторыми веществами между почвой и атмосферой, в особенности влагой.

Отличительные черты твердой и живой фаз почвы — по большей части высокая дисперсность, а следовательно, и большая удельная поверхность. Эти черты обуславливают тесное взаимопроникновение, а значит, и активное взаимодействие всех четырех фаз, а также взаимодействие последних с корнями высших растений, живущих в почве и тоже обладающих огромной поверхностью.

Между почвой и другими природными телами (атмосфера, грунт и надземные живые организмы - растительные и животные) происходит взаимный обмен различными веществами и энергией. Он совершается в гравитационном поле Земли, создающем тенденцию к преимущественно нисходящему передвижению веществ. В этом обмене исключительно важным является участие дучистой энергии Солнца - практически единственного первоисточника энергии для всех происходящих в почве (как и вообще и биосфере) процессов. Эта энергия, поступая на поверхность почвы, переходит в другие формы энергии. Часть ее, превращаясь в тепловую, расходуется на нагревание почвы и на испарение почвенной влаги, как физическое, непосредственно из почвы, так и транспирационное.

В последнем случае испарение происходит с поверхности листьев растений и вызывает десукцию влаги корнями растений из различных частей почвенной толщи.

Оба вида иссушения почвы влекут за собой увеличение ее свободной (поверхностной) энергии. Так как степень иссушения, как правило, уменьшается сверху вниз, в почве создается направленный вниз градиент всасывающего давления, противоположный по

направлению градиенту силы тяжести и обуславливающий восходящее передвижение почвенного раствора.

Таким образом, лучистая энергия Солнца тормозит элювиальные процессы. В зависимости от физико-географических условий, главным образом от количества атмосферных осадков и влияния рельефа на их перераспределение, в результате этого антиэлювиального действия лучистой энергии могут возникнуть различные типы водного режима почв, а следовательно, и различное строение профилей почв, в первую очередь — солевых (в широком смысле этого слова).

Если величина испаряемости (зависящая от величины радиационного баланса) меньше количества влаги, поступающей в почву, то, как правило, создается водный режим промывного типа. С увеличением испаряемости и уменьшением количества осадков сквозное промачивание делается сначала неежегодным и создается водный режим периодически промывного типа. При дальнейшем изменении климатических условий в том же направлении сквозное промачивание почвенно-грунтовой толщи прекращается полностью и устанавливается непромывной водный режим. Вследствие этого в почвенно-грунтовой толще возникает восходящее движение влаги от зеркала грунтовых вод (если этому не препятствуют литологические особенности строения грунта). Указанный восходящий поток влаги служит причиной накопления солей вблизи нижней границы почвенного профиля. Мощность последнего в этом случае определяется максимальной глубиной сезонного промачивания почвы, с которой обычно совпадает и максимальная глубина проникновения корней. На этой стадии имеется сочетание двух противоположных процессов — ограниченно-элювиального в почвенной толще и ограниченного солеаккумулятивного в толще грунта.

Исключением из этого правила являются пески (в меньшей мере супеси), обладающие хорошей водопроницаемостью, малой влагоемкостью, малой удельной поверхностью и малой водоподъемностью. Эти свойства песков в сочетании с неравномерным в течение года распределением осадков могут обеспечить возникновение промывного режима даже при значительном превышении испаряемости над суммой осадков.

При изменении (в пространстве или во времени) климатических условий в сторону дальнейшего увеличения испаряемости и уменьшения количества влаги, поступающей в почву, глубина промачивания, а следовательно и мощность элювиальной толщи, уменьшаются и горизонт аккумуляции солей приближается к поверхности почвы. В крайнем случае элювиальный процесс вообще затухает и начинается прогрессивное накопление солей в поверхностном слое почвы и даже на ее поверхности. Этому особенно способствует близость к дневной поверхности аллохтонных, постоянно притекающих со стороны засоленных грунтовых вод. Почвообразование при значительном засолении по сути дела исчезает и процесс приобретает физико-геологический характер.

Этот антиэлювиальный эффект, обусловленный радиационным фактором, осуществляется в самой почве. Другим проявлением того же эффекта является поток минеральных («зольных») веществ и азота, осуществляемый высшими растениями. Он заключается, как известно, в том, что высшие растения извлекают корнями различные минеральные вещества и соединения азота из разных горизонтов почвы, с разных глубин. Вещества, поступившие из почвы в корни, в дальнейшем перемещаются преимущественно в надземные органы растений. Это передвижение происходит в составе растворов, восходящая миграция которых связана с транспирацией растений, а значит, и с участием радиационной энергии.

Надземные органы растений, отмирая, поступают на поверхность почвы и в самые поверхностные ее слои, где относительно увеличен также и корнеотпад и где заканчивается, таким образом, биологический поток зольных веществ и соединений азота, начинающийся в более глубоких слоях почвы. Следовательно, и этот поток, тоже происходящий при участии радиационной энергии, имеет восходящее (антиэлювиальное) направление. Химический же состав этого потока в значительной мере зависит от избирательной способности растений, образующих растительный покров, т. е. от их биологических особенностей. В катионной части этого потока преобладают чаще всего кальций и калий, в то время как анионная часть обычно бывает представлена анионами органических кислот, в состав которых входят азот и фосфор. Эти кислоты могут присутствовать и в свободном состоянии.

Из сказанного вытекает, что ведущее положение биологического фактора в почвообразовании определяется тем, что растения создают возможность вовлечения в процесс почвообразования радиационной энергии Солнца, первоначально трансформируя ее в процессе фотосинтеза в энергию химическую. Одной из сторон этого процесса является то, что растения (в большинстве случаев — высшие) вызывают, при участии доли радиационной энергии, трансформированной в тепловую, восходящее движение минеральных веществ и соединений азота из более или менее глубоких слоев почвы в поверхностный горизонт и на ее поверхность, определяя при этом и состав данного потока. Само же включение трансформированной радиационной энергии (опада) в процесс почвообразования обеспечивается другой группой живых организмов, составляющих живую фазу почвы и осуществляющих разложение растительного опада.

Живая фаза почвы в процессе разложения остатков высших растений и превращения продуктов этого распада создает ряд органических соединений, в том числе свободные кислоты, которые, по-видимому, играют существенную роль в разрушении (выветривании) как первичных, так и вторичных минералов и в мобилизации продуктов этого разрушения. В результате деятельности живой фазы образуются и такие важные в круговороте азота вещества, как ионы аммония, азотистой и азотной кислот, а также про-

исходит восстановление соединений железа и марганца, фиксация молекулярного азота, освобождение из растительных остатков зольных элементов и перевод их в формы, доступные для растений и т. д.

Вместе с тем жизнедеятельность живой фазы в сочетании с некоторыми физико-химическими реакциями создает гумус — более или менее длительно устойчивую органическую часть почвы, в которой аккумулируется радиационная энергия, трансформированная в энергию химическую.

Прямое и косвенное участие в почвообразовании радиационной энергии, обмен веществом и энергией между почвой и другими природными телами (грунт, воды, атмосфера и зеленые растения), жизнедеятельность растений, живой фазы почвы, а также влияние гравитационного поля Земли — вот важнейшие причины превращения и передвижения веществ и энергии в почве. То есть обобщенно все они являются причиной возникновения разнообразных по своей природе, своему характеру, своему содержанию и сущности взаимосвязанных почвенных процессов. Всю совокупность последних в общем ходе возникновения, становления, развития и современного существования («жизни») почвы мы называем почвообразовательным процессом, а продукт их — почвой.

Познание существа («механизма») почвообразовательного процесса есть главная научная задача генетического почвоведения. Поэтому исследование почвы как природного тела должно заключаться в изучении ее свойств и состава, процесса ее образования (становления и развития) и ее современной «жизни», т. е. в изучении постоянно совершающихся в ней различных простейших физических, химических и биологических (в самом широком смысле этих терминов) явлений и процессов в их взаимодействии и в зависимости от факторов и условий почвообразования, а также и в установлении закономерностей географического распределения почв на Земле.

Совершенно такой же подход должен быть положен в основу изучения почвы как средства производства в сельском хозяйстве (главным образом в земледелии) и в лесном хозяйстве, с вовлечением в исследование в этом случае всех антропогенных факторов почвообразования.

Главной задачей почвоведения в этих двух отраслях народного хозяйства является разработка научных основ такого регулирования направления и скорости почвенных процессов, которое обеспечило бы получение максимального количества продукции заданного качества — полевых, луговых и пастбищных культур в сельском хозяйстве и древесных насаждений в лесном хозяйстве. Научно обоснованное решение этой практической задачи может быть осуществлено только на основе глубокого и точного представления о природе всех явлений, составляющих в совокупности почвообразовательный процесс, в их сложном взаимодействии, а также о существе тех изменений, которые вносятся в эти явления и в

почвообразовательный процесс различными агротехническими, агрохимическими, мелиоративными и иными мероприятиями. Иными словами, сформулированный выше генетический подход к изучению почв сохраняет свою обязательность и в тех случаях, когда мы должны решать вопросы повышения продуктивности почв путем активного вмешательства в почвообразование.

Указанные выше простейшие процессы по характеру могут быть подразделены на *четыре группы*: 1) процессы обмена веществами и энергией между почвой и другими природными телами (процессы поступления в почву и выноса из нее); 2) процессы превращения веществ и энергии, происходящие в самом почвенном теле; 3) процессы изменения физического состояния веществ в почвенном теле; 4) процессы передвижения веществ и энергии в почвенном теле.

К *первой* из этих групп относятся следующие процессы: а) многосторонний обмен газами в системе атмосфера—почва—растение (корни)—грунт; б) такой же многосторонний в той же системе обмен влагой (жидкой и парообразной); в) обмен коротко- и длинноволновой радиацией в системе Солнце—почва—атмосфера—космическое пространство; г) многосторонний обмен тепловой энергией в системе атмосфера—почва—растение—грунт; д) двусторонний обмен зольными веществами и азотом в системе почва—растительность; е) безобменное, преимущественно одностороннее поступление в почву органического вещества, синтезированного растениями, несущего в себе химическую энергию, являющуюся трансформированной лучистой энергией Солнца; ж) поступление в почву различных абиогенных веществ, преимущественно отходов промышленности в виде газов и аэрозолей (в том числе с атмосферными осадками); з) двусторонний обмен между почвой и атмосферной пылью; и) двусторонний обмен между почвой и грунтом солями.

Ко *второй* группе относятся следующие явления: а) разнообразные реакции разложения органических соединений, входящих в состав растительного опада; б) микробный синтез и микробное разложение, образование и разложение органо-минеральных соединений разной природы (комплексные золи и гели, хелаты, органические соли металлических катионов и т. д.); в) новообразование и распад различных органических кислот и их солей; г) обмен ионами и молекулами между твердой и жидкой фазами; д) фиксация молекулярного азота из почвенного воздуха, а также аммонификация, нитрификация и денитрификация; е) окисление и восстановление, в особенности соединений железа и марганца; ж) отдельные реакции, из которых слагаются разложение и превращение первичных и вторичных минералов и синтез вторичных.

К *третьей* группе относятся изменения физического состояния: а) фазовые переходы воды (испарение и конденсация, замерзание и таяние почвенной влаги) и солей (растворение и кристаллизация); б) изменения структурного состояния почвенной массы

(коагуляция, пептизация, агрегация и дезагрегация); в) изменение степени дисперсности (физическое раздробление минеральных частиц, образование твердых конкреций разного химического состава).

Четвертая группа: а) передвижение воздуха внутри почвы под влиянием изменений атмосферного давления и температуры; б) диффузное передвижение газов в почвенном воздухе и в жидкой фазе; в) передвижение жидкой фазы под влиянием силы тяжести, капиллярных, сорбционных и осмотических сил; г) передвижение водяного пара под влиянием градиента его давления, обусловленного температурным градиентом или градиентом сорбционных сил (при влажности ниже ВЗ); д) перемещение почвенной массы животными—землероями, гравитацией (вымывание, засыпание), криотурбационными явлениями и др.; е) передача различных видов энергии (тепловой, электрической и др.).

Подчеркнем еще раз, что каждая из перечисленных подгрупп охватывает очень большое число простейших, самых элементарных явлений, реакций и процессов. Поэтому все упомянутые простейшие явления и процессы целесообразно было бы назвать элементарными почвообразовательными процессами. Но этот термин И. П. Герасимовым и М. А. Глазовской (1960) был использован для наименования процессов другого порядка, более сложных, о которых пойдет речь дальше. Поэтому во избежание путаницы мы предлагаем названным простейшим явлениям, реакциям и процессам дать условное название *почвообразовательных микропроцессов*.

Характерная черта процесса почвообразования - его цикличность (Роде, 1938). Она подчинена, с одной стороны, существующему в природе тройному (суточному, годовичному и многолетнему) ритму поступления на поверхность почвы радиационной энергии, связанному с вращением Земли вокруг своей оси и вокруг Солнца, с многолетними колебаниями активности Солнца, а с другой стороны — биологическому ритму развития растений.

Цикличность почвообразования выражается в возникновении и взаимной смене слагающих его микропроцессов противоположного характера и направления. Примерами такой смены являются: нагревание и охлаждение почвы, ее увлажнение и иссушение, замерзание и оттаивание, испарение и конденсация почвенной влаги, реакции разложения органических веществ и их синтеза, нитрификация и денитрификация, окисление и восстановление различных соединений, а также реакции, обуславливающие распад вторичных минералов и их новообразование и т. д. Вместе с тем, однако, в почве существуют процессы, идущие постоянно в одном направлении, хотя и с переменной скоростью. Таков, например, распад первичных минералов.

Цикличность почвообразования характеризуется тем, что циклы разной продолжительности и разной степени выраженности слагаются один на другой. В большинстве случаев наиболее рез-

ко выражен годичный цикл, так как именно ему обычно свойственна наибольшая амплитуда изменения условий (в особенности радиационных и тепловых) при чередовании сезонов года. Однако на земном шаре встречаются и такие сочетания географических (преимущественно климатических) условий, при которых суточная амплитуда радиационных и тепловых колебаний превышает годовую.

Вследствие смены явлений одного направления и характера на явления противоположного направления и характера возникает тенденция обратимости почвообразовательных микропроцессов. Однако полной обратимости, т. е. полного замыкания цикла, полной компенсации одного полуцикла другим, обратного направления, как правило, не возникает. По окончании цикла всегда сохраняются некоторые остаточные изменения. Накапливаясь в ряду следующих один за другим циклов, эти остаточные изменения сливаются в прогрессивный необратимый процесс, воспринимаемый нами как почвообразовательный макропроцесс, в результате которого происходит становление и развитие почвы того или иного типа. Как видим, это развитие есть результат взаимной смены («борьбы») противоположно направленными микропроцессов.

Изменения, накапливающиеся на различной глубине от дневной поверхности, т. е. в разных слоях формирующейся почвенной толщи, по своей качественной сущности различны. В силу этого указанная толща расчленяется на несколько горизонтов, отличающихся один от другого различными признаками, но взаимно связанных в своем происхождении. Эта связь осуществляется главным образом через передвижение различных веществ из одних горизонтов в другие, частично сопровождающееся аккумуляцией. Признаки, по которым возникающие горизонты отличаются один от другого, более или менее устойчивы и существенно не меняются на протяжении годовых и многолетних циклов, но способны к эволюции в вековых циклах (с чем связана эволюция почвы в целом).

Поскольку каждому горизонту присуща особая система признаков, постольку можно выделять *частные почвообразовательные макропроцессы* (элементарные почвенные процессы по И. П. Герасимову и М. А. Глазовской, 1960), сложные и комплексные по своей природе, состоящие из весьма многочисленных микропроцессов. Примеры частных почвообразовательных макропроцессов: 1) образование поверхностных органогенных горизонтов (степной войлок, лесная подстилка, торф); 2) гумусово-аккумулятивный процесс; 3) засоление (карбонатное, гипсовое, легкорастворимыми солями); 4) локальная концентрация железа и марганца, часто в форме органо-минеральных соединений (ожелезнение, оруденение и сегрегация); 5) рассоление (от карбонатов, гипса, легкорастворимых солей); 6) лессиваж; 7) осолодение; 8) осолонцевание; 9) оподзоливание; 10) оглинивание; 11) оглеение; 12) ферраллитизация; 13) иллювиальные процессы (иллювиально-железистый, иллювиально-гумусово-железистый, иллювиально-глиноземно-гуму-

совый, иллювиально-глинистый, иллювиально-карбонатный) и др.

Все указанные частные почвообразовательные макропроцессы, представляющие по своей сущности совокупности явлений превращения и передвижения веществ и энергии, могут сочетаться друг с другом по несколько в одном и том же горизонте. Например, при образовании гумусового горизонта подзолистой почвы сочетаются процессы гумусово-аккумулятивный и оподзоливания; при образовании гумусового горизонта поверхностно-глеевато-подзолистой почвы к указанным двум частным макропроцессам присоединяется еще и третий — оглеение; рассоление может сочетаться с осолонцеванием и осолодением, процесс оподзоливания — с сегрегацией железа и марганца в подзолистом горизонте и т. д.

В результате частных почвообразовательных макропроцессов или, чаще, их сочетаний создаются различные почвенные горизонты. Система взаимосвязанных в своем происхождении горизонтов образует почвенное тело с присущим ему характерным профилем.

Таким образом, почва является продуктом сложного процесса, слагающегося из множества различных взаимосвязанных простейших микропроцессов, объединяющихся в частные почвообразовательные макропроцессы. Процесс же сочетания последних будем называть *общим почвообразовательным макропроцессом*. Именно такие процессы имеются в виду, когда мы говорим о процессах подзолистом, черноземном, буроземном, солонцовом и т. д. Продуктом общего почвообразовательного макропроцесса всегда является *почвенное тело* с характерным, присущим ему сочетанием горизонтов, т. е. строением профиля.

Можно различать четыре основных метода изучения почвообразовательных процессов разных категорий: 1) сравнительно-географический, 2) сравнительно-аналитический, 3) стационарный, 4) метод моделирования (Роде, 1971).

Для изучения почвообразовательных микропроцессов первые два из этих методов не пригодны; микропроцессы должны изучаться стационарным методом, который во многих случаях может плодотворно сочетаться с методом моделирования.

Необходимость изучения «жизни почв» стационарным методом отчетливо сознавалась В. В. Докучаевым (1951), а также многими крупнейшими его последователями — Г. Н. Высоцким (1962), С. А. Захаровым (1927) и др. Однако это направление в почвоведении, к сожалению, еще не получило должного развития.

Прежде чем приступить к рассмотрению стационарного метода, остановимся еще на некоторых общих принципах изучения почвообразовательных процессов.

Почва анизотропна, причем ее анизотропность, созданная в процессе почвообразования, заключается в расчлененности ее толщи на различные по составу и свойствам горизонты. Такая почвенно-генетическая, так сказать, анизотропность нередко осложняется еще первоначальной геологической неоднородностью (слоисто-

стью) материнской породы. Благодаря анизотропности почвы объектом исследования всегда должен быть ее профиль, или, иначе говоря, вся система взаимно связанных в своем происхождении горизонтов, слагающих почвенное тело. Поэтому *первый принцип* исследования почв, самый важный и хорошо известный, — профильное их изучение. А так как сами почвенные горизонты могут быть тоже анизотропны, то *второй принцип* — непрерывность в исследовании вертикального профиля почвы. Несоблюдение этого принципа может повлечь за собой выпадение из результатов исследования каких-либо внешне не выраженных, но тем не менее важных особенностей строения профиля почвы или отдельных его горизонтов и их режимов. Кроме того, непрерывность в изучении профиля почвы позволяет объективно обосновать существование границ между почвенными горизонтами, особенно в тех случаях, когда эти границы морфологически выражены нерезко.

Третий общий принцип изучения почв и почвообразовательных процессов, обосновывать который ввиду его очевидности едва ли следует, заключается в необходимости одновременного сопряженного изучения процессов и явлений обмена веществами и энергией между почвой и другими природными телами.

Состав и свойства почвы существенно варьируют в пространстве даже в пределах одного и того же наиболее дробного контура на карте, который представляется «вполне однородным» при самом тщательном и точном крупномасштабном картировании. Из этого факта вытекает *четвертый принцип*: любое исследование почвы должно включать в себя статистическое изучение варьировемости свойств и состава почвы в пространстве. Учитывая разработку понятия о конкретном почвенном индивидууме («педоне») и методов его выделения и характеристики (Козловский, 1970; см. также его статью в настоящем сборнике), следует считать желательным и даже необходимым конкретным объектом исследования педон или несколько одинаковых педонов.

Общий почвообразовательный процесс складывается из очень большого числа почвообразовательных микропроцессов. Задача исследования заключается в том, чтобы разобраться не только в сущности этих отдельных микропроцессов, но и, что еще важнее, в их взаимной связи. Из этого вытекает *пятый принцип* — необходимость комплексности исследований. Эта комплексность должна быть не только внутренней, т. е. изучающей процессы, протекающие в самой почве, но и внешней, т. е. должна охватывать и явления взаимодействия (обмен веществами и энергией) между почвой и другими природными телами.

Микропроцессы отличаются от макропроцессов прежде всего тем, что непосредственно наблюдать их можно преимущественно в жидкой, газообразной и живой фазах, в то время как о ходе макропроцессов мы судим главным образом по изменениям твердой фазы. Впрочем, процесс соленакопления, например, охватывает и твердую фазу. Второе существенное отличие заключается в том,

что большинство микропроцессов отчетливо циклично, причем длительность циклов невелика — в большинстве случаев от одних суток до одного года или нескольких лет. Поэтому необходимо непосредственными наблюдениями и исследованиями охватывать полностью целые циклы с начала до конца.

В микропроцессах участвуют все четыре фазы, но скорость изменений, совершающихся в твердой фазе, как известно, незначительна. Наоборот, в газообразной, жидкой и живой фазах содержится много веществ, которые могут испытывать очень быстрые изменения под влиянием микропроцессов, в которых они участвуют, причем многие из этих веществ сами являются продуктами микропроцессов. По своей природе эти вещества очень разнообразны, будучи представлены преимущественно воднорастворимыми минеральными, органическими и органо-минеральными, а также газообразными соединениями.

Поэтому для изучения микропроцессов и применяется стационарный метод. Он заключается в непосредственном, прямом изучении микропроцессов на относительно небольшом однородном участке почвы, не заменяемом в течение более или менее длительного отрезка времени (стационарном). Как правило, должны организовываться многолетние исследования (порядка 10 лет и более), что позволяет охватить наблюдениями разные сочетания погодных условий.

Основная непосредственная задача стационарных исследований заключается как в познании сущности микропроцессов, так и в их количественной характеристике. Это выполняется путем изучения режимов: водного, теплового, солевого и газового, режима состава почвенных растворов, состава некоторых компонентов коллоидного комплекса, окислительно-восстановительного режима и в особенности жизнедеятельности живой фазы. Напомним, что под режимом какого-либо соединения мы понимаем совокупность всех явлений: его новообразования в почве, его поступления в почву из смежных природных тел (атмосфера, грунт, живое вещество) или из удобрений и мелиорирующих веществ, его усвоения растениями, иногда с длительным закреплением в их телах, его распада в почве, выноса из почвы или отчуждения с урожаем.

Важным критерием возможности полного изучения режима какого-либо компонента состава почвы является нахождение полного баланса этого компонента (Арманд, 1947). Режим любого соединения в количественной форме может быть охарактеризован балансовым уравнением такого вида:

$$Q_t = Q_0 + (a_1 + a_2 + \dots + a_n) - (b_1 + b_2 + \dots + b_n),$$

где Q_0 — содержание соединения в почве в начальный момент времени; Q_t — его содержание в момент времени t ; $a_1, a_2, \dots, a_n$ — количественно охарактеризованные явления новообразования соединения и поступления его в почву (или в какой-либо ее слой); $b_1, b_2, \dots, b_n$ — количественно охарактеризованные явления рас-

хода того же соединения из почвы и его разложения в ней (или каком-либо ее слое).

Чем меньше промежутки времени t , через которые осуществляются указанные измерения и наблюдения, тем получается более подробная картина изменения содержания и его причин.

Следовательно, чтобы установить и количественно охарактеризовать режим какого-либо компонента, необходимо периодически измерять его содержание и одновременно характеризовать количественно явления (го новообразования, расхода, прихода и превращения его в другие соединения. Эти последние явления и составляют существо почвообразовательных микропроцессов.

Такова должна быть постановка стационарных исследований в их теоретическом аспекте. Практическое их осуществление наталкивается на некоторые серьезные трудности — принципиальные и технические. Главная принципиальная трудность заключается в том, что в почве одновременно совершается очень большое число разнообразных микропроцессов. Современное состояние науки не обеспечивает нам возможности распознавать и тем более характеризовать очень многие образующиеся в почве соединения а также расчленять явления их новообразования и исчезновения (распад, вынос или усвоение живыми высшими и низшими организмами). Поясним это следующим простым примером.

Допустим, нас интересует вопрос о режиме нитратного азота, т. е. иона NO_3 . Причинами изменения содержания этого иона в том или ином почвенном горизонте могут быть: 1) его новообразование (a_1); 2) его поступление из атмосферы с осадками (или из вышележащего горизонта с просачивающимся раствором) (a_2); 3) его поступление с удобрениями (a_3); 4) его усвоение растениями (b_1); 5) его усвоение микроорганизмами (b_2); 6) его восстановление (денитрификация) (b_3); 7) его вымывание в нижележащие слои почвы или в грунтовые воды (b_4).

Измерив начальное и конечное содержание нитратного иона Q_0 и Q_t , можно составить уравнение

$$Q_t - Q_0 = (a_1 + a_2 + a_3) - (b_1 + b_2 + b_3 + b_4).$$

Из величин, входящих в это уравнение, можно непосредственно определить Q_0 , Q_t , a_2 , a_3 и в некоторых случаях b_4 . Последние две величины могут определяться с помощью лизиметров или колонок Кауричева — Ноздруновой, а также сбора и анализа атмосферных осадков.

Методами раздельного прямого определения величин a_1 (новообразование NO_3), b_1 (усвоение NO_3 растениями), b_2 (усвоение NO_3 микроорганизмами), b_3 (денитрификация) при одновременном и совместном протекании этих микропроцессов мы пока не владеем.

Перепишем уравнение так, чтобы в левой его части оказались члены известные, а в правой — неизвестные:

$$(Q_t - Q_0) - (a_2 + a_3) + b_4 = a_1 - (b_1 + b_2 + b_3).$$

Очевидно, уравнение с четырьмя неизвестными решить нельзя.

Этот пример иллюстрирует тот случай, когда одновременное протекание нескольких различных микропроцессов лишает нас возможности расчленить их и исследовать каждый в отдельности. Как показывает опыт, такая ситуация возникает очень часто.

Даже в таком простом, казалось бы, явлении, как режим углекислоты в почвенном воздухе, приходится сталкиваться с одновременно идущими явлениями новообразования CO_2 (в результате дыхания корней, микробиологического разложения органических остатков и дыхания почвенных животных), ее выделения из почвенного раствора, ее выделения из почвы в атмосферу, ее поглощения грунтовыми водами и обратного выделения из них. Вычленив непосредственно каждое из этих явлений и дать ему количественную характеристику пока невозможно ввиду отсутствия соответствующих методов. Поэтому нам приходится ограничиваться лишь периодическими определениями содержания CO_2 в почвенном воздухе и количественными определениями ее выделения в атмосферу.

Однако бывают случаи, когда оказывается возможным составление и полного баланса, характеризующего все микропроцессы, связанные с режимом интересующего нас компонента. Например, для воды можно количественно охарактеризовать следующие микропроцессы: поступление влаги в почву из атмосферы и грунтовых вод, испарение, десукцию, поверхностный, почвенный и грунтовый стоки. Обладая этими данными и данными о периодическом изменении содержания влаги в почве, можно составить полный баланс влаги в почве, а следовательно, исчерпывающе осветить водный режим почвы. Полный баланс может быть составлен и для тепла.

Возникает вопрос: какие же микропроцессы в настоящее время могут быть подвергнуты полному, исчерпывающему изучению, а какие — нет?

Как мы видели, непосредственным внешним проявлением соответствующего микропроцесса является изменение содержания того или иного соединения в почвенной толще в целом или в том или ином ее горизонте. Эти изменения могут вызываться тремя причинами: либо поступлением интересующего нас вещества в почву (или горизонт), либо выносом его из почвы (или горизонта), либо же участием его в процессах превращения, при которых его содержание уменьшается или возрастает.

В почве имеются компоненты, количества которых, принимающие участие в превращении веществ, ничтожны. Вся изменчивость их содержания в почве обусловлена почти исключительно их поступлением в нее, передвижением в ее толще и расходом из нее. К таким компонентам относится вода, а в засоленных почвах — также и соли (последние — при более или менее значительном содержании). Для этих компонентов (а равным образом и для тепла) могут быть найдены балансы, описывающие количественно их по-

ведение в почве более или менее полно. Для солей, однако, в баланс должно быть включено и то количество их, которое принимает участие в обмене в системе почва — растительность, что не представляет принципиальной сложности.

Остальные соединения, встречающиеся в составе жидкой, газообразной и живой фаз, могут одновременно и передвигаться в почвенной толще, и в заметном количестве подвергаться различного рода химическим превращениям, исчезать и появляться вновь. И в очень многих случаях невозможно установить, что служит причиной наблюдаемых нами изменений в содержании данного соединения: его перемещение в почве, или его новообразование, или превращение, или усвоение растениями, животными, микроорганизмами. В таких случаях иногда можно найти лишь неполный баланс, в котором будут известны только некоторые статьи прихода и расхода вещества. Это объясняется большой сложностью почвенных процессов. В почвенном растворе, почвенном воздухе и в составе живой фазы одновременно присутствует большое количество различных соединений, природа и способы определения которых пока неизвестны. Эти соединения в теплое время года при участии микрофлоры и микрофауны непрерывно образуются вновь, разлагаются, вступают друг с другом и с твердой фазой в различные реакции, передвигаются в почвенной толще, и вычленение отдельных соответствующих микропроцессов из всей их массы пока не представляется возможным.

В подобных случаях нередко приходится отказываться от полной количественной характеристики режима данного компонента и ограничиваться периодическими определениями его содержания в почве, т. е. ограничиваться лишь изучением *режима содержания* компонента, без выявления причин изменений, сопровождая, в лучшем случае, результаты наблюдений лишь некоторыми дополнительными данными. Например, в разобранным случае с режимом нитратного иона такими дополнительными данными являются количество иона NO_3 , поступающее в почву с атмосферными осадками, и количество этого иона, вымываемое в грунтовые воды (или глубокие слои почвы).

Попробуем представить себе, какие именно режимы и балансы доступны в настоящее время в той или иной степени нашему исследованию.

Полные режимы и балансы

1. Водный режим и баланс. Фазовые переходы влаги.
2. Температурный и тепловой режим и тепловой баланс.
3. Режим и баланс легко- и среднерастворимых солей: хлоридов, сульфатов, карбонатов и бикарбонатов кальция, магния, натрия и калия (притом сульфат кальция, карбонаты кальция и магния — только при отсутствии больших запасов этих солей в твердой фазе).

Режимы содержания

с отдельными элементами баланса

1. Общее содержание органического вещества.
2. Валовое содержание С и N.
3. Содержание CO_2 в почвенном воздухе и ее выделение в атмосферу.
4. Содержание в почве иона NO_3 .
5. Содержание в почве иона NH_4 .

Только режимы содержания

Газообразная фаза

1. Кислород в почвенном воздухе.
2. Другие газы в почвенном воздухе.

Жидкая фаза

3. Состав и концентрация почвенных растворов (отжатых из почвенной массы или естественно из нее вытекающих, как-то: лизиметрических, грунтовых, почвенно-грунтовых вод), состав и природа соединений содержащихся в этих растворах.

Коллоидные компоненты

4. Состав и содержание обменных катионов.
5. Все формы кислотности.
6. Емкость обмена.

Твердая фаза

7. Агрегатное и микроагрегатное состояние почвы.
8. Общее содержание и фракционный состав гумуса.
9. Содержание карбонатной CO_2 и глубина верхней границы вскипания.
10. «Подвижные» формы окислов Fe и Al и аморфная SiO_2 .
11. «Подвижные» формы питательных веществ.

Живая фаза

12. Количество, видовой состав и химический состав микрофлоры.
13. Количество, видовой состав и химический состав почвенной фауны.

Энергетические режимы и балансы

1. Температурный режим и тепловой баланс.
2. Режим потенциала (давления) почвенной влаги.
3. Режим окислительно-восстановительного потенциала.

Этот перечень не претендует на исчерпывающую полноту, но важнейшие явления он, вероятно, охватывает. Кроме того, отдельные его разделы, несомненно, неравноценны по объему, но дальнейшая детализация сейчас, может быть, и не нужна. Следует только отметить, что особенно важны разделы, связанные с составом и концентрацией почвенных растворов (включая лизиметрические, почвенные, почвенно-грунтовые и грунтовые воды), с составом обменных катионов (включая те, которые создают кислот-

ность) и составом живой фазы, а также с продуктами ее метаболизма, многие из которых входят преимущественно в состав жидкой фазы.

Подводя итоги сказанному о принципиальных трудностях, с которыми сопряжено изучение микропроцессов, мы видим, что к их числу относятся трудности аналитические, связанные с распознаванием веществ, входящих в состав почвенных растворов, и количественным их определением. Но гораздо важнее трудности, сопряженные с выявлением взаимодействия и взаимных реакций, протекающих между самими компонентами почвенного раствора, между ними и твердой фазой, между ними и живой фазой и, наконец, между биологическими явлениями в самой живой фазе. Однако преодоление этих трудностей тем более необходимо, что именно с ними и связано раскрытие природы важнейших микропроцессов, из которых складывается почвообразование.

К сожалению, приходится признать, что в этом преодолении мы стоим еще на самых первых ступенях и что почвообразовательный процесс в целом по содержанию и сущности пока еще в значительной мере является для нас «черным ящиком», в который мы лишь начинаем проникать. Раскрытие тайны этого «ящика» требует в первую очередь значительного развития и расширения работ по биологии, в особенности по микробиологии почв и их микробиохимии, т. е. по биохимии микроорганизмов. Этот приоритет (но отнюдь не исключительность) микробиологических явлений определяется тем, что, как уже указывалось, именно через них вовлекается в почвообразование радиационная энергия, трансформированная в процессе фотосинтеза зелеными растениями в химическую.

Поэтому одна из частных, но в то же время весьма важных и крупных задач изучения почвенных режимов — установление для почв всех типов тех микробиохимических процессов, которые принимают участие в почвообразовании. Исходными для этих поисков должны быть сведения о составе активной микрофлоры, которые в сочетании с известными уже биохимическими особенностями обнаруженных видов могут подсказать нам, какие микробиохимические процессы следует искать в данной почве. Задача эта, конечно, очень нелегкая и не простая.

Эта задача представляется еще более сложной, если принять во внимание учет жизнедеятельности почвенной фауны беспозвоночных, также взаимодействующей с микрофлорой. Этот компонент живой фазы почв до недавнего времени был нам известен еще меньше, чем микрофлора, как со стороны видового состава, так и в еще большей степени с биохимической стороны. Только за последние два-три десятилетия благодаря исследованиям М. С. Гилярова и его школы значительно возросли наши знания о видовом составе почвенной фауны, ее биологии и экологии. Однако биохимическая роль беспозвоночных в почвообразовательных микропроцессах и сейчас еще изучена весьма недостаточно, в особенно-

сти если учесть, что для почвенных беспозвоночных пищей служат как остатки высших растений и других беспозвоночных, так и микроорганизмы. Более того, надо считаться и с обратным соотношением, когда почвенные беспозвоночные становятся пищей для микрофлоры, — например, почвенные клещи поедаются плесневыми грибами (Аристовская, 1965).

Все это еще более усложняет систему биохимических процессов, разыгрывающихся в почве, без расшифровки, без распознавания которых, однако, нельзя разобраться в сущности почвообразования. Между тем все эти микробиохимические явления составляют в то же время и второй источник плодородия почв, если под первым подразумевать действие тех же микробиохимических процессов на минеральную часть почвы. И если эта первая сторона вовлекает в почвообразование массу почвенных минералов, то вторая сторона заключается в постоянно происходящей биохимической переработке массы как органических и органо-минеральных соединений, образующихся в процессе жизнедеятельности микроорганизмов и почвенных беспозвоночных, т. е. живой фазы почв, так и органического опада наземных растений, за счет которого и восстанавливается непрерывно расходуемая масса живого вещества (живой фазы) почвы. В эту переработку вовлекаются и зольные элементы, содержащиеся в опаде зеленых растений, в результате чего возникают формы питательных веществ, доступные и для высших растений, и для тех же микроорганизмов.

Таким образом, исследование названных биохимических явлений и процессов, с одной стороны, ведет к познанию сущности почвообразования, т. е. к решению почвенно-генетических вопросов, а с другой — к пониманию происхождения и природы той части почвенного плодородия, которая заключается в обеспечении высших растений доступными для них формами минеральных веществ и азота.

Иными словами, плодородие почв есть одно из важнейших проявлений процесса почвообразования, слагающегося из многочисленных микропроцессов. Следовательно, познание природы плодородия и закономерностей его возникновения, развития и существования должно быть результатом всеобъемлющего генетического исследования почв, основанного на познании системы совершающихся в почве микропроцессов, особенно биологических и биохимических. Равным образом на этом же должна базироваться и разработка научных основ повышения продуктивности почв с помощью агротехнических, агрохимических, мелиоративных и иных приемов.

Развитие сформулированного выше направления, в котором микробиохимические явления должны занять первое место, сопряжено, несомненно, с очень большими трудностями вследствие обилия микроорганизмов, разнообразия их жизненных функций и того обстоятельства, что масса этих микроорганизмов есть, в самом буквальном смысле слова, масса живого вещества, состояще-

го, однако, из отдельных живых индивидуумов. Эти индивидуумы непрерывно нарождаются, живут, питаются и выделяют в окружающую среду продукты своего метаболизма — витамины, ферменты и т. д. Их тела после гибели переходят в неживую массу почвы, а составляющие их соединения становятся пищей для других индивидуумов, вновь возвращающих их в состав живого вещества.

Все эти бесчисленные индивидуумы существуют в очень сложном поровом пространстве почвы, заполненном водой и воздухом в меняющихся соотношениях и обладающем огромной удельной поверхностью (от нескольких квадратных метров на 1 г в песчаных почвах до сотен квадратных метров в почвах суглинистых и глинистых). В этом пространстве кроме силы тяжести действуют еще и другие силы — поверхностная энергия почвенных частиц и осмотические силы, сопряженные с веществами, входящими в состав почвенного раствора, и с обменными катионами. В описываемом сложном поровом пространстве расположены также и корни, и корневые волоски высших растений, которые всасывают влагу, избирательно поглощают различные растворимые, а отчасти нерастворимые (обменные катионы) вещества, выделяют в процессе своего дыхания углекислоту, а нередко — и органические кислоты, поглощают кислород. У многих высших растений имеется микориза, которая вносит свои особенности в процессы обмена различными веществами между корнями и почвенной массой.

И корни, и микроорганизмы соприкасаются и взаимодействуют со всеми тремя неживыми фазами почвы, в том числе и с минеральными частицами, вызывая и их разрушение, и их новообразование (например, ортштейнов), а может быть, и метаморфоз первичных и синтез вторичных минералов, как и новообразование гумуса, — явления, которые по преимуществу представляют собой долю частных и общих почвообразовательных макропроцессов, сопряженных с превращениями веществ и энергии.

Такими рисуются почвенное тело и протекающие в нем почвообразовательные микропроцессы. Сложность этого тела и этих микропроцессов создает большие трудности в их изучении и управлении ими. Тем не менее, однако, единственный правильный научный путь развития почвоведения — разработка указанного выше направления. Оно должно обеспечить полный анализ всей сложной системы микропроцессов, ведущее место среди которых занимают процессы микробиохимические. Огромным подспорьем в этом анализе, в исследовании микропроцессов, может и должно служить моделирование их, целесообразно сочетаемое с полевыми стационарными наблюдениями.

Кроме важнейших принципиальных трудностей стационарных исследований существуют трудности технические. Подробно о некоторых из них говорилось ранее (Роде, 1963). Здесь упомянем о них лишь кратко.

Первая и основная из этих трудностей — отсутствие стационарных приборов для большинства определений, т. е. таких при-

боров, которые, будучи однажды установлены в почву, позволяли бы в дальнейшем в течение длительного времени вести лишь периодические отсчеты по соответствующим шкалам (как это делается, например, по шкалам термометров при изучении температурного режима почвы) или даже позволяли бы организовать непрерывную автоматическую запись. Такими приборами в настоящее время являются: термометры разного типа, с помощью которых с любой частотой или путем автоматической записи может непрерывно измеряться температура почвы, некоторые (пока еще не очень совершенные) приборы для определения влажности почвы, влажности почвенного воздуха, прибор для определения ОВП. Можно без особого труда модифицировать существующие ныне приборы для непрерывного измерения концентрации в почвенном воздухе CO_2 , O_2 и других газов, а также для измерения в почве pH. Для измерения всех остальных интересующих нас почвенных компонентов и явлений таких приборов пока не существует. Поэтому для изучения микропроцессов мы пока вынуждены в большинстве случаев производить измерения периодически, причем их приходится выполнять чаще всего на образцах, изъятых из почвенной толщи.

Эти два обстоятельства периодичность измерений вместо непрерывной регистрации и выполнение их на изъятых из почвы образцах вызывают понижение точности измерений и значительно увеличивают трудоемкость работы. Изъятие из почвы образца лишает нас возможности повторить в следующий раз измерение в той же самой точке почвенной толщи, так как эта точка при каждом измерении «уничтожается» или «портится», что вынуждает проводить измерение в образце, взятом из другой точки. Это не имело бы никакого значения, если бы почва была вполне однородной, т. е. не обладала бы пространственной изменчивостью в горизонтальном направлении. А так как такая изменчивость существует, то производя измерения в следующий срок в образце, взятом в новой точке, и получив новое значение измеряемой величины, мы всегда оказываемся перед вопросом: что является причиной обнаруженного различия — действительное ли изменение величины интересующего нас параметра во времени или его пространственное варьирование?

Дать простой однозначный ответ на этот вопрос нельзя. Единственное, что можно сделать, — провести измерения с некоторой повторностью, обработать статистически полученные данные и исследовать также статистическими методами достоверность наблюдаемой разницы между двумя сроками наблюдения. Если эта разность превысит величину различия, которая может быть обусловлена пространственным варьированием, то она достоверна. Если же разность окажется меньше этого различия, то она недостоверна.

Но и в том случае, когда разность достоверна, она всегда представляет собой алгебраическую сумму двух величин: величины

истинного изменения во времени измеряемого параметра (которая нас и интересует) и величины, зависящей от пространственного варьирования. Полностью исключить вторую величину нельзя, приходится ограничиваться лишь определением ее возможного максимального значения и, следовательно, минимального значения изменения во времени.

Другое обстоятельство, понижающее точность и эффективность измерений, вытекает из их периодичности, когда вместо непрерывной регистрации неизбежно получается в большей или меньшей степени искаженное, обедненное, схематизированное представление о наблюдаемом явлении. Единственный способ ослабления этой схематизации — увеличение частоты определений, т. е. сокращение промежутков времени между последовательными определениями. Возможность такого учащения определений зависит от степени их трудоемкости. Если для изучения, например, температурного режима требуется лишь отсчет по термометрам, что можно делать любое число раз в сутки, то определение влажности весовым методом может осуществляться, при длительном периоде наблюдений и более или менее значительной (1 м и более) мощности изучаемого слоя, практически не чаще одного раза в 5 суток.

Чем реже делаются определения, тем схематичнее и дальше от истины получаемая картина. Поэтому разработка приборов для непрерывного измерения интересующих нас величин — единственный мыслимый и настоятельно необходимый путь повышения результативности и точности стационарных исследований.

Существует еще одна техническая трудность — отсутствие достаточно надежных методов количественного определения передвижения влаги, точнее, почвенного раствора. Последний представляет собой ту фазу, в составе которой по преимуществу и происходит передвижение веществ в форме ионных, молекулярных и коллоидных растворов и суспензий. Кроме количественного определения состава почвенного раствора, о чем уже говорилось выше, мы должны еще владеть количественными методами регистрации его передвижения в почве. Задача количественного определения передвижения для почвенной толщи в целом решается сравнительно просто — на основании данных о водном балансе, данных о режиме влажности, выраженных в качественных категориях (ПВ, НВ, ВРК и т. д.)¹, и о режиме уровня грунтовых вод.

Данные о режиме влажности, выраженные в качественных категориях последней, могут дать некоторое качественное (в смысле определения направления) представление о передвижении влаги внутри самой почвенной толщи. Но количественное решение этой проблемы возможно, по-видимому, только путем расчета, в основу которого должны быть положены величины давления (потенциала) почвенной влаги на разной глубине и величины вла-

¹ ПВ — полная влагоемкость, НВ — наименьшая влагоемкость, ВРК — влажность разрыва капиллярных связей.

гопроводности, зависящие от влажности почвы. Эти расчеты затрудняются явлением гистерезиса, требующим учета предшествующей истории увлажнения слоя почвы, для которого производится расчет, так как связь между давлением почвенной влаги и влажностью почвы не однозначна. Этот же путь расчета применим и для определения количества влаги, десугируемой растениями. Примеры таких расчетов можно найти в работах И. И. Судницына (1966, 1970).

Вспомогательный прием учета передвижения почвенных растворов и содержащихся в них веществ — различного рода лизиметры, работающие, однако, лишь при высокой влажности. В особенности интересны и перспективны поглощающие колонки И. С. Кауричева и Е. М. Ноздруновой (1960), которые позволяют определять суммарные количества различных веществ, вынесенных из того или иного слоя почвы за тот или иной, обычно довольно длительный, промежуток времени.

К сожалению, все эти вспомогательные приемы позволяют регистрировать только нисходящее гравитационное передвижение растворов и содержащихся в них растворенных веществ и не регистрируют восходящего передвижения. Кроме того, лизиметрические устройства нередко вносят искажения в передвижение влаги вследствие капиллярного гистерезиса, что нашло отражение в работе Е. И. Шиловой и Л. В. Коровиной (1961).

Еще один вспомогательный метод для изучения передвижения почвенных растворов — их «мечение». Этот метод позволяет регистрировать и измерять как нисходящее, так и восходящее передвижение влаги (Васильев и Роде, 1960). В наших исследованиях влага «метилась» ионом хлора, который по ряду причин не может считаться безупречной меткой. Большие перспективы в этом отношении сулит уже применяющееся мечение радиоактивными изотопами, как показано М. К. Мельниковой и С. В. Ковеня (1969), Керпеном и Шарпензилем (Kerpen a. Scharpenseel, 1967), а также с помощью тяжелой воды (Бондарева, 1974).

Особое место в передвижении вещества в почвах занимает перемещение всей почвенной массы в целом, всех четырех ее фаз совместно, но часто с изменением их соотношения. Оно происходит при механической обработке почвы, осуществляется животными-землероями, имеет место при ветровале деревьев, корни которых отрывают верхние слои почвы (нередко на немалую глубину) и переворачивают их. В последних двух случаях кроме перемещения почвенных масс происходит еще и новообразование микрорельефа, что в свою очередь влияет на дальнейшее почвообразование. Наконец, блоки почвенной массы или отдельные ее компоненты (камни) перемещаются при криотурбационных явлениях.

Процессы переноса почвенных масс животными-землероями в последнее время изучались Б. Д. Абатуровым с сотрудниками (Абатуров и др., 1969), К. С. Ходашевой и Л. Г. Динесманом

(1964) и др. В этих работах описаны и оригинальные методы, применявшиеся авторами. Однако какой-либо стандартной методики, которая могла бы быть широко рекомендована, пока не существует. То же самое должно быть сказано и по поводу перемещения почвенных масс при ветровале деревьев и в результате криотурбационных явлений.

Наконец, должно быть учтено и такое влияние, как нормальная денудация, которая является обычным компонентом почвообразования. Она заключается в гравитационном перемещении почвенной массы вниз по склону, обычно под влиянием текущей или насыщающей почву воды. В известных пределах для почв, находящихся в сельскохозяйственном использовании, должны учитываться и ускоренная эрозия, и дефляция, вызываемые неправильной хозяйственной деятельностью человека, — до тех пор, однако, пока они не переходят предел, за которым процесс почвообразования сменяется процессом почвозаражения. Нормальная денудация и ускоренная водная эрозия учитываются при измерении поверхностного (склонового) жидкого стока путем одновременного определения «твердого стока», т. е. количества твердых частиц, увлекаемых стекающими со склонов водами.

Что же может дать стационарное изучение микропроцессов при современном состоянии науки? Прежде всего — полную количественную балансовую характеристику водного и теплового режимов в целом и отдельных их слагаемых. Эта информация может быть дана как в форме средних, так и в многолетней динамике, с вычислением параметров обеспеченности различных количественных уровней. Далее — такую же полную балансовую характеристику солевого режима (для почв засоленных, т. е. содержащих заметное количество легкорастворимых солей), полную балансовую характеристику обмена зольными элементами в системе почва—растительность. И наконец — полную балансовую характеристику режима масс органогенных горизонтов — лесных подстилок и степных войлоков.

Кроме того, результаты стационарных исследований дают информацию о составе жидкой, газообразной и живой фаз, причем количественные показатели, содержащиеся в этой информации, приводятся во внутригодовой и многолетней изменчивости. Однако степень детальности информации, относящейся к различным компонентам указанных трех фаз, различна. Наиболее полна она по отношению к простой по составу газообразной фазе, менее — по отношению к грунтовым водам и еще менее — к почвенным растворам, а также ко всей живой фазе в целом.

Несмотря на различную степень полноты, эта информация позволяет значительно дополнить, детализировать и уточнить те гипотезы о сущности почвообразования, которые вытекают из результатов применения сравнительно-аналитического метода. Например, изучение почвенных растворов позволяет определить их состав и концентрацию, как это было сделано, например

И. Н. Скрынниковой (1959). Исследование почвенных растворов с помощью колонок И. С. Кауричева — Е. М. Ноздруновой (1963) и последующий анализ уловленных веществ дают представление о формах и составе соединений полуторных окислов с органическими веществами и о природе последних; о количествах различных воднорастворимых соединений, передвигающихся в почве; о возможности передвижения илистых суспензий.

Все сказанное углубляет наше понимание сущности почвообразования. Однако глубина наших знаний в этой области еще не очень велика. Главная причина этого — сложность почвенной системы, в которой одновременно совершается много микропроцессов различного характера и различного направления, методы для расчленения которых пока еще не разработаны.

Существенную помощь в преодолении этой трудности может оказать использование метода моделирования почвообразовательных процессов и его сопряжение со стационарным методом. Под моделированием почвенных процессов понимается экспериментальное воспроизведение различных явлений, совершающихся (или таких, которые предполагаются совершающимися) в почвах, в обстановке полностью или частично контролируемого эксперимента. Последний может быть как лабораторным, так и полевым.

Поскольку наша задача заключается в познании сущности тех процессов и явлений, которые совершаются в почвах, находящихся в природной обстановке, постольку полевым опытам всегда следует отдавать предпочтение перед лабораторными. Однако лабораторные опыты имеют много преимуществ перед полевыми. Эти преимущества заключаются в возможности создать однородную почвенную массу, исключив тем самым пространственное варьирование свойств и состава почв, строго регулировать температуру, влажность и создавать при необходимости стерильные условия или вводить в опыт лишь определенные виды микроорганизмов и т. д.

Все эти особенности лабораторных исследований значительно упрощают условия эксперимента, позволяют проводить его быстрее, «чище», и получать поэтому более точные результаты. Но во многих этих преимуществах таятся и «подводные камни», заключающиеся в более или менее значительном отходе от природной обстановки.

В природе процессы, совершающиеся в почве, почти всегда протекают под влиянием совокупности различных условий и факторов, многие из которых к тому же сами более или менее быстро изменяются во времени. Поэтому задача модельных опытов обычно заключается в изолированном изучении того или иного почвенного процесса или явления в целях установления закономерностей, управляющих его ходом, в зависимости от какого-либо фактора или совокупности немногих факторов. Ограничение опыта изучением влияния одного или немногих факторов при постоянстве других условий и факторов — один из наиболее характерных приемов моделирования.

Моделирование почвенных процессов может осуществляться на разных уровнях — микропроцессов, частных и общих макропроцессов. Наиболее эффективно с точки зрения познания сущности почвообразования моделирование микропроцессов. Это определяется тем, что большая сложность системы почвообразовательных микропроцессов, которая и представляет собой почвообразование в целом, пока что исключает полностью или почти полностью возможность изучения отдельных микропроцессов в нерасчлененном почвенном теле. Отсюда вытекает необходимость распознавания и исследования отдельных изолированных микропроцессов как первой, начальной стадии изучения любого элемента почвообразования. Такой подход и является моделированием микропроцессов, ибо при этом мы изучаем их изолированно от всего почвенного тела и от других микропроцессов.

Этот прием давно уже применяется в почвоведении. В качестве примеров можно назвать открытие процесса нитрификации и выяснение его природы, процессы анаэробного разложения клетчатки, сопровождаемые выделением метана или водорода, открытие пептизирующего действия на почву обменного иона натрия как явления, лежащего в основе процесса осолонцевания почв, и т. д.

Второй стадией моделирования может быть выделение влияния на установленный и исследованный микропроцесс других сопутствующих ему микропроцессов или различных условий. При этом их постановка может подсказываться наблюдением в природе. Например, при исследовании в природной обстановке условий азотного питания древесных насаждений разных типов можно обнаружить обратную корреляцию между величиной кислотности почвы или содержанием в ней битумов, с одной стороны, и интенсивностью нитрификации — с другой. Это может послужить основанием для постановки модельного опыта по изучению влияния обоих этих факторов на интенсивность нитрификации. Такой опыт с раздельным изучением влияния кислотности и присутствия битумов позволит выяснить относительное значение каждого из этих двух факторов в отдельности, а также их сочетания в подавлении нитрификации.

Постепенно усложняя такие модельные опыты и вводя в них отдельные факторы или сопутствующие микропроцессы один за другим в различных сочетаниях, можно разобраться сначала в изолированном, а затем и в совместном действии нескольких исследуемых факторов и условий. Такой подход облегчит понимание того, что происходит в естественной почве, но, конечно, не даст еще ответа на то, как интересующее нас явление протекает в природной обстановке.

На одной из следующих стадий может оказаться целесообразной постановка лабораторного опыта на монолитах почвы, с последующим разбором монолита и выяснением того, как интересующие нас микропроцессы совершались внутри структурных отдель-

ностей и в межструктурных промежутках. Этот прием будет весьма важным, например, при изучении процесса промывания почвы в целях ее рассоления.

Последняя стадия — изолированный с боков монолит, остающийся связанным с грунтом или нижними слоями почвы в естественной обстановке. На этой стадии моделирование смыкается со стационарным исследованием почвенных процессов.

Несомненно, разработка и установление стадий — задача непростая, а во многих случаях пока и неразрешимая. Это зависит прежде всего от того, что мы часто не в состоянии распознать даже природу тех микропроцессов, которые подлежат моделированию, равным образом как и тех сопутствующих микропроцессов, влияние которых на данный микропроцесс, например на нитрификацию, следует установить.

Относительно проще и легче исследование тех микропроцессов, в которых живая фаза почв непосредственно не участвует. Таковы, например, многие физические явления, связанные с превращением в почве влаги. Однако и в этой области существует еще много неясных, до конца не понятых явлений. Они подлежат исследованию с помощью моделирования. Например, процесс испарения влаги из почвы в атмосферу, который, согласно исследованиям Б. В. Дерягина, С. В. Нерпина, Н. В. Чураева и других, как оказалось, складывается из нескольких микропроцессов передвижения объемной, пленочной и парообразной влаги. Природа и количественные характеристики этих микропроцессов и само их существование могли быть установлены только путем моделирования — экспериментального и математического. Однако реальная роль каждого из этих микропроцессов в испарении влаги из почвы в природной обстановке может быть выяснена только путем стационарного исследования в условиях полевого опыта, т. е. в сочетании с полевым моделированием.

Моделирование может служить серьезным подспорьем и для исследования частных и общих микропроцессов. Было бы весьма желательно организовать постановку специальных опытов по изучению почвообразования в различных зонах на особых участках, представляющих собой котлованы, заполненные грунтом, вынутым с достаточно большой глубины и тщательно перемешанным. Такие опыты следует организовать в государственных заповедниках, где их охрана может быть осуществлена в наилучшей степени.

Закладка таких опытов проектировалась и В. В. Докучаевым (1951). Примером являются и опыты в ТСХА, заложенные В. Р. Вильямсом.

Как подобные опыты, так и упомянутое выше изучение почв на объектах различного геологического возраста необходимо сопровождать стационарным изучением почвенных микропроцессов. Это будет способствовать пониманию характера эволюции последних во времени.

Говоря о моделировании и его значении для понимания сущности процесса почвообразования, в особенности совершающегося в почвах сельскохозяйственного использования, необходимо иметь в виду еще следующее. На опытных сельскохозяйственных станциях проводится большое количество опытов, задачей которых является разработка и проверка различных способов повышения продуктивности почв. Эти опыты по сути дела являются моделированием различных вариантов культурного почвообразовательного макропроцесса. Результаты этих опытов учитываются преимущественно эмпирически — по влиянию испытываемых агротехнических, агрохимических и мелиоративных приемов на величину урожая. Правда, нередко опыты сопровождаются некоторыми наблюдениями, например над режимом температуры, влажности, над содержанием нитратов, иона аммония, «подвижных форм питательных веществ» и т. д. Однако научное использование даже таких скромных данных часто оставляет желать лучшего, и они нередко остаются лишь украшением работы.

Поэтому следует принять настоятельные меры к тому, чтобы эти эксперименты сопровождалось возможно более глубокими почвенно-стационарными исследованиями, а результаты последних — исчерпывающим анализом и обобщением. Эти исследования, проводимые на высоком агротехническом фоне, будут способствовать раскрытию сущности культурного почвообразовательного процесса и разработке методов его совершенствования.

В этом отношении дело обстоит более благополучно в области почвенно-мелиоративных исследований при орошении, где давно и весьма эффективно используются результаты наблюдений над водным и солевым режимом. За последние годы благодаря исследованиям И. Н. Скрынниковой (1961) и Ф. Р. Зайдельмана (1969) результаты режимных наблюдений начали продуктивно использоваться и при почвенно-мелиоративных исследованиях, связанных с осушением.

Из всего сказанного вытекает важнейшее следствие: основной ключ к познанию сущности, или «механизма» почвообразования — исследование природы лежащих в его основе микропроцессов. Все остальные проявления почвообразования, названные нами общими и частными почвообразовательными макропроцессами, представляют собой итоговые, суммарные результаты различных сочетаний большого количества разнообразных микропроцессов, взаимодействующих между собой.

Поэтому в дальнейшем развитии почвоведения необходимо значительно усилить применение стационарных исследований, так как они являются главным методом изучения почвообразовательных микропроцессов, уделяя при этом особое внимание изучению деятельности живой фазы почвы, т. е. явлениям микробиохимическим.

До тех пор, пока мы не поймем природу этих микропроцессов, не разберемся в их внутреннем содержании, в их взаимном влия-

нии друг на друга, а также в их зависимости от внешних условий, в том числе от нашего воздействия, — до тех пор мы не сможем утверждать, что постигли сущность частных и общих почвообразовательных макропроцессов, т. е. почвообразования в целом.

Нельзя не видеть в этом выводе близкой аналогии с положением, существующим в современной биологии, поразительные успехи в развитии которой явились следствием углубления исследований до молекулярного уровня. В изучении почвообразовательных микропроцессов мы не останавливаемся на молекулярном уровне и углубляемся до ионного уровня, поскольку именно на этом уровне совершаются такие важные явления, как обмен ионами между жидкой и твердой фазами, распад первичных и вторичных минералов и синтез вторичных, состояние значительной части веществ, входящих в состав жидкой фазы, т. е. почвенного раствора, ионные стадии процесса полной минерализации органических остатков (до воды, уголекислоты и простых солей зольных элементов), усвоение растениями питательных веществ и т. д.

Это не исключает того, что многие микропроцессы должны изучаться и на молекулярном уровне, — например, начальные и промежуточные стадии разложения органических остатков, явления микробного синтеза, т. е. все чисто биологические явления, протекающие в самих телах живых организмов, обитающих в почве.

Стремясь к углублению исследования микропроцессов до молекулярного и ионного уровней, мы не должны, однако, на этом останавливаться и забывать о последующих стадиях исследований. Эти стадии заключаются в исследовании и познании синтетических и интеграционных явлений, находящих свое выражение в почвах в возникновении таких образований, как, например, структурные отдельности, конкреции разного химического состава (карбонатные, железистые, гипсовые и иные), разного рода кутаны, молекулы и коллоидные частицы органо-минеральных соединений и т. д. Эти явления представляют собой, в сущности говоря, уже элементы частных макропроцессов.

Заканчивая на этом вступительную статью, подчеркнем еще раз некоторые важнейшие методические и организационные задачи, от разрешения которых зависит развитие стационарного метода в почвоведении и расширение его использования в разработке теории этой науки и ее применение в народном хозяйстве нашей страны.

Среди этих задач на первое место, вероятно, следует поставить дальнейшее совершенствование существующих и в особенности создание новых методов исследования, в частности различных стационарных приборов, позволяющих измерять и количественно характеризовать интересующие нас явления без изъятия образцов почвы.

Вторая задача — усиление и углубление комплексности исследований, осуществляемое не только и даже не столько путем умножения набора исследовательских приемов, осуществляемых

на одних и тех же объектах (что, конечно, необходимо), сколько путем умножения усилий, направленных на раскрытие взаимных связей, существующих между отдельными микропроцессами, их группами и сочетаниями.

Третья задача — разработка проекта географической сети целесообразно размещенных опорных почвенных стационаров, на которых должно осуществляться максимально широкое, полное и всестороннее изучение почвенных микропроцессов в их связи с общими и частными макропроцессами.

Четвертая задача заключается в организации самих этих стационаров с соответствующим достаточно большим научным и научно-техническим штатом и обеспеченных самым совершенным оборудованием.

Исследования на опытных стационарах должны вестись в двух направлениях. Предметом первого из них должно быть изучение естественных, природных почвообразовательных процессов под целинной растительностью, предметом второго — изучение почвообразовательных процессов в условиях земледельческого и вообще хозяйственного использования почв. Первое из этих направлений имеет своей основной задачей познание всего почвообразовательного процесса на всех его уровнях и стадиях как целого, как одного из важнейших природных биогеохимических процессов, совершающихся на Земле. Без этого познания мы не сможем понять сопряженность между собой микропроцессов, лежащих в основе всего почвообразования во всех его проявлениях.

Задача второго направления — разработка теоретических основ создания *управляемого культурного почвообразовательного процесса*, обеспечивающего в данных природных условиях (климатических, геоморфологических, геологических) наивысшую, экономически целесообразную продуктивность почв. Сюда же должны быть отнесены и рациональные приемы вмешательства в естественный почвообразовательный процесс, вытекающие из потребностей лесного хозяйства.

Литература

- Абатуров Б. Д., Девятых В. А., Зубкова Л. В. Роль роющей деятельности сусликов в перемещении минеральных веществ в полупустынных почвах Заволжья. — Почвоведение, 1969, № 12.
- Аристовская Т. В. Микробиология подзолистых почв. М.— Л., «Наука», 1965.
- Арманд Д. Л. Основы методов балансов в физической географии. — Изв. Всес. Геогр. об-ва, 1947, т. 79, № 6.
- Бондарева В. Я. Об опыте применения тяжелой воды при изучении поведения влаги в растениях, глинистых минералах и почвах в советских и зарубежных исследованиях. — Почвоведение, 1971, № 2.
- Васильев И. С. и Роде А. А. Опыт мечения почвенной влаги ионом хлора с целью изучения законов ее передвижения в полевых условиях. — Почвоведение, 1960, № 4.

- Вернадский В. И.* Проблемы биохимии, вып. II. О коренном материально-энергетическом отличии живых и косных естественных тел биосферы. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1939.
- Высоцкий Г. Н.* Работы Велико-Анадольского периода. Избр. соч., т. I. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Герасимов И. П. и Глазовская М. А.* Основы почвоведения и географии почв. М., Географгиз, 1960.
- Докучаев В. В.* Русский чернозем. Соч., т. III. М., Изд-во АН СССР, 1949.
- Докучаев В. В.* Программа исследований на участках девственной степи Деркулского конного завода. Соч., т. VI. М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Зайдельман Ф. Р.* Особенности режима и мелиорации заболоченных почв. М., «Колос», 1969.
- Захаров С. А.* Почвоведение. М., Сельхозгиз, 1927.
- Кауричев И. С. и Ноздрюнова Е. М.* Учет миграции некоторых соединений в почве с помощью хроматографических колонок.— Почвоведение, 1960, № 12.
- Кауричев И. С. и Ноздрюнова Е. М.* О содержании низкомолекулярных кислот в составе воднорастворимых органических веществ почв.— Почвоведение, 1963, № 3.
- Козловский Ф. И.* Почвенный индивидуум и методы его определения— В сб.: Закономерности пространственного варьирования свойств почв и информационно-математические методы его изучения. М., «Наука», 1970.
- Мельникова М. К. и Ковеня С. В.* К методике моделирования процессов перемещения дисперсных частиц в пористых средах.— Почвоведение, 1969, № 12.
- Роде А. А.* О некоторых очередных задачах почвоведения и необходимости организации комплексных биологических станций.— Природа, 1938, № 9.
- Роде А. А.* Почвенные режимы — задачи и общие методы их изучения.— Почвоведение, 1963, № 6.
- Роде А. А.* Система методов исследования в почвоведении. Новосибирск, «Наука», 1971.
- Скрынникова И. Н.* Почвенные растворы южной части лесной зоны и их роль в современных процессах почвообразования.— В сб.: Современные процессы в почвах южной части лесной зоны. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Скрынникова И. Н.* Почвенные процессы в окультуренных торфяных почвах. Изд-во АН СССР, 1961.
- Судницын И. И.* Количественная модель передвижения воды в системе почва — растение — атмосфера.— Почвоведение,— 1970, № 11.
- Судницын И. И.* Новый метод оценки водно-физических свойств почв и влагообеспеченности леса. М., «Наука», 1966.
- Ходашева К. С. и Динесман Л. Г.* Роль малых сусликов в формировании комплексного почвенного покрова в глинистой полупустыне Заволжья.— Почвоведение, 1961, № 1.
- Шилова Е. И. и Коровина Л. В.* Динамика поступления и качественный состав лизиметрических вод песчаных поверхностно-подзолистых почв.— Вестн. ЛГУ. Серия геол. и геогр., 1961, № 6.
- Kersten W. and Scharpenseel H. W.* Movement of ions and colloids in undisturbed soil and parent rock material columns. Symp. «Isotope and Radiation Techniques in Soil Physics and Irrigation Studies». Vienna, 1967.

О ПРИНЦИПАХ СТАЦИОНАРНОГО ИССЛЕДОВАНИЯ ПОЧВ

Ф. И. Козловский

О ЦЕЛЯХ И ЗАДАЧАХ СТАЦИОНАРНЫХ РЕЖИМНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В самом общем виде цели и задачи режимных исследований почв можно разделить на три группы.

1. Задачи эмпирические: изучение закономерностей хода показателей материально-энергетического баланса почв и их изменчивости во времени и в пространстве в целях инвентаризации, типизации и классификации почв по характеру микропроцессов и количественной характеристики различных режимов в зависимости от внешних условий, а также от антропогенных воздействий. К числу последних относятся прежде всего все агрономические (в широком смысле этого слова) мероприятия — агротехнические, агрохимические и мелиоративные, направленные на целесообразное регулирование почвенных процессов. Однако антропогенные воздействия могут иметь и негативный характер. Таковы процессы ирригационного засоления, усиленной эрозии и т. д.

2. Задачи факторного анализа, т. е. установление объективно существующих связей между теми или иными сторонами изучаемого режима и другими явлениями, происходящими как в самой почве, так и во внешней среде (в том числе и агрономическими мероприятиями). Решение задач второй группы допускает два главных подхода:

а) корреляционный, т. е. выявление и характеристика степени тесноты связи между данным режимом и его факторами, без причинно-следственного анализа их;

б) качественный причинный анализ, т. е. раскрытие существа или механизмов частных физических, физико-химических и биологических явлений, составляющих данный режим.

Эти два подхода представляют собой два аспекта одной общей проблемы факторного, или качественного анализа почвенных микропроцессов. Корреляционные задачи решаются с привлечением объективных методов математической статистики. Однако эти методы сами по себе дают возможность лишь принять или отвергнуть гипотезу, привнесенную извне и опирающуюся на представление о внутренней сущности изучаемых явлений, или же натолкнуть на поиски новой гипотезы.

С другой стороны, качественное изучение механизмов частных явлений, протекающих в таких упорядоченных системах, какой

является почва, требует объективной статистической проверки.

3. Задачи математического моделирования, которые заключаются в количественном описании связей между режимом и непосредственно влияющими на него факторами. Такой подход предполагает описание как самого режима, так и его факторов системой величин, имеющих количественное выражение. Эти задачи также допускают два подхода:

а) установление чисто эмпирических количественных зависимостей, т. е. описание процесса или явления, не опирающееся на какую-либо физическую его картину (например, экспоненциальный характер выщелачивания солей при промывке почвы, установленный В. Р. Волобуевым, 1959);

б) разработка математической модели, т. е. математическое описание определенного механизма процесса.

Любой процесс, независимо от степени его сложности, может быть охарактеризован количественно. Условием наиболее успешного выполнения такого описания является системный подход (Блауберг и др., 1969; Ляпунов, 1971) к исследованию объекта, в нашем случае — почвы, рассматриваемой с точки зрения процессов обмена веществом и энергией.

Эффективность системного описания объекта определяется обоснованностью производимого последовательного расчленения целостного объекта на части (элементы) и полнотой информации о функциональных связях элементов. Такое расчленение достаточно очевидно, когда элементы всех категорий пространственно обособлены или имеют четко выраженные границы. В непрерывных системах, подобных почве, такое разделение не всегда очевидно и должно проводиться или контролироваться как с учетом морфологических структур, так и по функциональному признаку.

Под «функцией» почвы следует понимать совокупность специфических процессов, в ней протекающих. А. А. Роде (1937) определил почвообразовательный процесс как совокупность явлений превращения и перемещения веществ и энергии в верхней части коры выветривания. «Функцией» почвы в отношении некоторого микропроцесса является обмен частной формой вещества или энергии между почвой и окружающей средой или отдельными частями (объемами) почвенной массы, а также превращения одних форм вещества или энергии в другие.

Эффективность математического описания системы, т. е. объяснительная и предсказательная результативность его, зависит от пространственной упорядоченности процессов обмена. При неупорядоченном обмене количественное описание будет иметь преимущественно статистический характер. Чем более упорядочен обмен, тем в большей степени применимы для его описания детерминированные модели, выражаемые функциональными зависимостями.

Действительная сложность почвенных процессов заключается в различии интенсивности протекания процессов в различных стру-

ктурных элементах почвы и в противоречивости этих процессов (что неоднократно отмечалось А. А. Роде), причем эта противоречивость заключается не только в чередовании противоположно идущих процессов во времени, но, по-видимому, и в одновременном сосуществовании противоположно направленных процессов, идущих в различных объемах почвы.

ПОЧВА КАК СИСТЕМА

В качестве материальной системы почва должна быть охарактеризована со стороны морфологической структуры и со стороны функциональной дифференциации. Эти стороны, разумеется, взаимосвязаны.

В морфологической упорядоченности твердой, и, вероятно, биологической фаз почвы имеются или предполагаются четыре уровня, на которых может проявляться специфика почвы как особого природного тела.

1. Уровень первичных частиц, на котором специфическими могут быть состав и строение органических макромолекул, органо-минеральных соединений, минеральных и живых тел (например, специфических для почвы микробов).

2. Агрегаты (от микро- до макроагрегатов), в которых специфичны связи первичных частиц и их взаимная упорядоченность; для биологической фазы специфичными могут быть строения микроколоний, ризосферы и т. д.

3. Генетические горизонты, для которых помимо состава и сложения специфична анизотропия в вертикальном направлении.

4. Во многих случаях генетические горизонты обнаруживают более или менее закономерное варьирование в горизонтальном направлении. Основываясь на этом, предлагается выделить особый морфоструктурный уровень — уровень почвенного индивидуума — педона (Козловский, 1970).

Изучение изменчивости почвенных свойств в горизонтальном направлении (в траншеях) обнаруживает значительные колебания их на близких (порядка метров) расстояниях даже в наиболее однородных, в том числе плакорных, почвах. Колебания обладают определенной квазипериодичностью в пространстве, обнаруживаемой соответствующим статистическим анализом. Предполагается, что подобное явление обусловлено специфическими процессами горизонтальной дифференциации почвенных свойств. Это позволяет ввести представление о почвенном индивидууме (педоне) как о трехмерном теле, объединяющем подобные части независимо от того, являются ли они проявлением непосредственного двустороннего геохимического взаимодействия близлежащих частей или участков почвы, или обусловлены горизонтальной дифференциацией биогеоценоза. Принятие этой точки зрения дает возможность выделить специфический уровень почвы как целого. Дальнейшее увеличение горизонтальных размеров почвенного блока приводит

нас в область неоднородностей, относящихся к структуре почвенного покрова, со своими особыми формами упорядоченности (комплексы, сочетания и т. д.).

Менее дифференцированной представляется проводящая система (поры, полости) почвы, занимаемая жидкой и газообразной фазами. Здесь могут более или менее четко различаться лишь два морфоструктурных уровня: 1) внутриагрегатная пористость, соответствующая уровню первичных частиц; 2) межагрегатная пористость, объединяющая все три более высоких уровня строения твердой фазы почвы.

Менее ясен вопрос об уровнях функциональной дифференциации почвы, т. е. об изменении характера процессов в зависимости от пространственно-временных масштабов их проявления, и вопрос о связи между морфологическими структурами и почвенными процессами. По-видимому, следует уточнить низший и высший структурно-функциональные уровни, за пределами которых процессы перестают рассматриваться как специфически почвенные. Такими уровнями являются, с одной стороны, ионно-молекулярный, а с другой — педонный. Хотя последний морфологически выражен нечетко, все же, видимо, следует отделять процессы почвенные от процессов ландшафтных (территориальных). Ландшафтные процессы не только имеют иной масштаб, но и управляются несколько иными законами, т. е. между почвами и ландшафтами лежит несомненный функциональный рубеж.

В настоящем руководстве рассматриваются вопросы методики изучения главным образом почвенных процессов на указанных выше структурных уровнях и лишь отчасти — на ближайшем к педону уровне элементарных структур почвенного покрова.

В отношении самой почвы можно предположить, что по крайней мере для ряда важных режимов в диапазоне масштабов от уровня первичных частиц до педона имеется существенный рубеж, позволяющий говорить о двух функциональных уровнях протекания процессов, более или менее приуроченных к разным морфоструктурным уровням почвы. Первый из них охватывает явления и процессы, заведомо происходящие на уровне первичных частиц. Второй, по-видимому, охватывает более высокие морфоструктурные уровни, хотя вопрос о положении функционального рубежа не всегда ясен.

Сходство обоих функциональных уровней определяется тем, что для описания механизма ряда процессов переноса вещества, относящихся к ним, могут быть использованы одни и те же физико-математические модели, задаваемые дифференциальными уравнениями. Различие между ними заключается в том, что для процессов низшего уровня параметры, входящие в уравнения, в ряде случаев являются истинными физическими или химическими константами (константами равновесия, обмена, растворимости и т. д.). Это выражается, в частности, в том, что такие константы могут быть вычислены на основании теоретических соображений или по-

лучены по данным лабораторного исследования, т. е. при устранении ряда действующих в природной обстановке факторов.

При описании процессов высшего уровня параметрами в дифференциальных уравнениях являются уже не константы, а по существу эмпирические величины, которые должны быть определены в системе, вполне аналогичной описываемой, путем непосредственных измерений или решения «обратной задачи» (т. е. расчета параметра по заданному уравнению на основании опытных данных о начальных условиях и конечных результатах процессов). Подобные параметры необходимо рассматривать как случайные величины, что обусловлено «диффузным»¹ (см. ниже) характером описываемой системы.

Таким образом, используемые уравнения при описании процессов высшего уровня являются уже не выражением строгих законов, а лишь моделями или даже «эскизными моделями» (термин В. В. Налимова, 1971) описываемых ими процессов. Однако это не мешает использовать их для объективного описания процессов, при условии, что границы области их применения обоснованы экспериментально и строго очерчены.

Почвенные микропроцессы относятся главным образом ко второму (высшему) почвенному функциональному уровню. Это вызывается не недооценкой роли процессов низших уровней, например процессов, протекающих внутри агрегата, а современными экспериментальными возможностями, вынуждающими нас усреднять изучаемую почву, как правило, до уровней генетических горизонтов или, в лучшем случае, отдельных их слоев.

Среди процессов превращения, происходящих в почве, более изучены химические, физико-химические (обменные) и физические (фазовые превращения), в гораздо меньшей степени — биохимические и биологические (микробиологические). Относительно первых трех принимается без доказательства, что осреднение их до «среднегоризонтных» или «среднеслоевых» значений не вызывает существенных искажений качественной картины на более низких уровнях, хотя полной уверенности в этом нет. Видимо, большая осторожность должна быть проявлена в отношении биохимических и микробиологических процессов. Они могут быть резко микрогетерогенными уже на уровне первичных частиц или по меньшей мере агрегатов. Неучет этого обстоятельства может привести к искаженному представлению о ходе процесса на микроуровне по усредненным характеристикам.

Процессы перемещения веществ и энергии в почве в общем «организованы» более просто. Так, значительная часть явлений переноса вещества здесь падает на долю миграции почвенного раствора и почвенного воздуха, которые в основном развиваются под действием абиотических сил (гравитация, давление атмосфе-

¹ По В. В. Налимову (1971), диффузными называются плохо организованные системы.

ры, поверхностные силы, капиллярные, плёночные, диффузия и т. д.).

Если потенциалы движения непосредственно обусловлены биологическими причинами, то эти последние в свою очередь контролируются факторами окружающей среды, имеющими абиотическую природу. Так, например, интенсивность корневой десукции контролируется абиотическим фактором — величиной испаряемости¹. То же можно сказать о роли абиотических факторов в тепловом режиме почвы. Значительно сложнее дело обстоит с биологическими формами миграции в почве. Здесь, как правило, известны лишь общие качественные закономерности и явления, связанные с суточным и годовым ритмами, а также с последовательностью биохимических превращений растительных остатков в почве. Поэтому построение достаточно содержательных моделей в настоящее время возможно лишь для очень немногих почвенных биологических режимов².

Наконец, следует остановиться на некоторых общих вопросах развития почвенных микропроцессов во времени. Хорошо известно наличие суточного, годового и многолетнего ритмов почвенных микропроцессов, обусловленных соответствующими климатическими и космическими ритмами. Следует, однако, иметь в виду, что ритмы микропроцессов не обязательно полностью следуют за космическими факторами и могут более или менее сильно отличаться от хода последних, так как существуют еще биологические ритмы, сопряженные с онтогеническими циклами развития и жизнедеятельности высших растений, а может быть, и микроорганизмов.

Кроме того, необходимо считаться с инерцией, присущей почвенным процессам, равно как и любым вообще природным процессам. Мерилом инерционности является так называемое характерное время (Арманд, Таргульян, 1974), т. е. время, необходимое для возвращения к стационарному (динамически равновесному) режиму после выхода из этого состояния, обусловленного импульсом извне. Для почвенных процессов такими внешними импульсами обычно служат метеорологические явления, развитие рельефа и вообще физико-геологические процессы, и, конечно, хозяйственная деятельность человека.

Подобные импульсы могут быть причиной необратимых изменений, ведущих к эволюции почвенных процессов и почв (Роде, 1947), но могут быть и более или менее обратимыми, и тогда можно

¹ Говоря о биологических факторах передвижения веществ, следует учитывать также деятельность роющих животных. С одной стороны, она может быть значительной (например, в «перерывах» горизонтах), с другой — может оказывать существенное влияние на направление почвообразования, особенно в тех случаях, когда землерои перемещают карбонаты и легкорастворимые соли. — *Прим. ред.*

² К числу их относится такой важнейший процесс, как гумусообразование, в моделировании которого уже имеются определенные успехи.

говорить об инерционности вызываемых ими явлений и процессов и различать их по характерным временам или по длительности последствий. Наименьшая инерционность, по-видимому, присуща тепловым явлениям (за исключением мерзлотных), несколько бóльшая — элементам водного режима. Еще большей инерционностью обладают элементы солевого режима, в котором проявления сезонной аккумуляции солей могут распространяться на многие годы. Для биологических и биохимических режимов последствия некоторых экстремальных по метеорологическим условиям лет могут прослеживаться еще дольше.

Кроме чисто инерционных сдвигов почвенных процессов по отношению к вызвавшим их причинам возможны и более сложные явления, связанные с взаимодействием различных почвенных процессов с разной инерционностью. Это может выразиться в неоднозначности изменения отдельных показателей при однотипных изменениях внешнего фактора.

Так, в результате взаимодействия микропроцессов следует допустить возможность возникновения собственно почвенных или биогеоценологических ритмов типа автоколебаний, т. е. ритмов, вызываемых наличием опосредованных обратных связей между отдельными процессами в почве, действующих с определенным запаздыванием. В качестве примера автоколебательного процесса могут служить периодические изменения засоленности профиля.

Важно отметить, что явления цикличности в динамике почвенных процессов могут быть не только следствием внешних причин, но и возникать самопроизвольно внутри почвы и биогеоценоза.

В ходе протекания почвенных процессов могут встретиться и различные аperiodические колебания, как редкие (в масштабе периода наблюдений), так и более частые. Последнее в особенности касается биологических процессов, протекающих на микроуровне. К числу важных аperiodических явлений такого рода можно отнести, например, формирование верховодки и развитие восстановительных процессов на контакте элювиальных и иллювиальных горизонтов в солонцах сухостепной зоны в особо дождливые годы.

Таким образом, почва, рассматриваемая как самостоятельная система, представляется весьма сложной, причем при изучении происходящих в ней процессов мы должны принимать во внимание возможность их дифференциации в пространстве и во времени, при некоторой, хотя и несовершенной, упорядоченности, которая проявляется лишь статистически. Поэтому оценивая почву с точки зрения задачи экспериментального изучения микропроцессов, мы приходим к заключению, что она является «диффузной» системой (Налимов, 1971).

В таких системах мы не в состоянии четко расчленять изучаемые явления либо из-за множественности элементов (частей) системы, не составляющих, однако, однородной среды, либо из-за многообразия сил, вызывающих взаимодействие элементов. Обыч-

но имеет место и то и другое. Так, в почве мы имеем дело с не вполне однородной, но и с не совершенно дифференцированной на элементы средой и с многообразием сил взаимодействия, если речь идет о почвенных микропроцессах. Поэтому диффузный характер системы почвенных процессов следует считать существенным. При этом, однако, «степень диффузности» системы, если так можно выразиться, в отношении отдельных почвенных процессов не одинакова. Наименее диффузной она представляется в отношении процессов теплообмена, для которых явления теплопоглощения, тепловыделения и теплопередачи в основном определяются немногочисленными и сравнительно хорошо разграниченными факторами.

Более диффузной представляется почва в отношении водного режима, для которого имеет место участие разнообразных и взаимозависимых сил, вызывающих миграцию влаги, а среда миграции существенно неоднородна. В наибольшей мере почва диффузна в отношении биологических и биохимических процессов. Вообще главной причиной «плохой организованности» почвы как системы является, по-видимому, живая фаза, которую мы знаем еще недостаточно ¹.

Тем не менее количественное экспериментальное изучение микропроцессов имеет определенные перспективы уже в настоящее время в связи с тем, что в некоторых важнейших режимах (водный, тепловой, воздушный, солевой) нам более или менее известны основные факторы абиотической природы, определяющие их ход (причем набор их для каждого режима ограничен), известны также и основные черты механизмов. Это дает возможность использовать уравнения физики и физико-химии в качестве эскизных физико-математических моделей соответствующих процессов ².

¹ Возникает вопрос: является ли правильным представление о почве как о системе «плохо упорядоченной» или «плохо организованной»? Может быть, правильнее признать, что почва очень сложна и что те критерии упорядоченности, которые мы пытаемся применить к этой системе, слишком примитивны, так как выработаны на эталонных системах, весьма далеких от биокосной системы — почвы? Иными словами, не следует ли признать, что не система плохо упорядочена, а несовершенны («плохи»), не полны критерии, с помощью которых мы пытаемся оценить организованность системы? И что к биокосным системам нельзя подходить с теми же мерками, с которыми принято подходить к системам абиотическим? — *Прим. ред.*

² Однако в этих режимах биологические факторы имеют отнюдь не второстепенное значение. Например, для расчета передвижения влаги в почве основными параметрами являются градиент потенциала почвенной влаги и влагопроводность. Оба эти параметра обладают значительной изменчивостью во времени. Усвоение влаги растениями изменяет влажность почвы, а следовательно, и потенциал влаги. Изменение влажности почвы имеет своим следствием изменение формы и размеров почвенных пор, что влечет за собой изменение влагопроводности. Последняя, кроме того, изменяется передвигающимися в почве живыми организмами. Все эти изменения идут со скоростями, достаточными для того, чтобы быть обнаруженными даже в суточных циклах. Поэтому уравнения, с помощью которых делаются попытки описать водный режим (а также воздушный и газовый) и в которых

О «СТРАТЕГИИ» И «ТАКТИКЕ» РЕЖИМНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Наиболее ответственным звеном при организации режимных исследований является выбор конкретных объектов стационарных наблюдений и состава наблюдений.

Кажется само собой разумеющимся, что при выборе объектов исследования нужно руководствоваться тем, какие систематические группы почв и типы структур почвенного покрова желательно изучить, а если сверх того нужно изучить влияние на режим каких-либо хозяйственных факторов, то нужно подбирать участки, где эти факторы должным образом проявляются.

Общие цели и задачи исследований (т. е. «стратегия» исследования), упомянутые вначале, обычно не влияют на выбор объектов, так как предполагается, что они более связаны с программой наблюдений на каждой точке, нежели с составом самих точек. Конечно, планируя наблюдения, предусматривают заранее сравнение режимов отдельных точек. Однако такое сравнение мыслится, так сказать, на интегральном уровне: сравнивается почва с почвой. Лишь в сопутствующих наблюдениях, проводимых в полевых опытах, в которых обычно к каждому варианту имеется тот или иной «контроль», возможен анализ влияния на режим отдельных факторов.

Подобный подход к режимным исследованиям отражает стремление многих ученых (обычно прямо не формулируемое) решать на настоящем этапе в первую очередь феноменологические и инвентаризационные задачи, полагая, что факторный анализ и моделирование процессов в целом — дело будущего. Такое стремление оправдывается тем, что до недавнего времени данных по режимам было очень мало и они были отрывочными. Только за последние два десятилетия соответствующие материалы начали накапливаться в сравнительно большом объеме. Это обстоятельство не только позволяет ныне значительно расширить наши представления о почвах как о телах со своей «жизнью» (в самом широком смысле этого слова), но и охарактеризовать эту жизнь в качественном и, хотя бы грубо, количественном отношении.

Накопление указанных материалов позволяет, с одной стороны, формулировать некоторые гипотезы о механизмах микропроцессов, а с другой — перейти и к факторному анализу, т. е. начать развивать новое направление — несомненно более глубокое и перспективное. Рассмотрим хотя бы в общем виде возможности и условия развития названного направления.

почва нередко трактуется просто как «пористое тело», приходится оценивать лишь как весьма приближенные. Это непосредственно зависит от того, что деятельность живой фазы почвы пока что математическому описанию не поддается. Плохо поддаются такому описанию также и явления набухания и усадки в почвах при естественном задегании последних. — *Прим. ред.*

С точки зрения теорий эксперимента коренное отличие режимных наблюдений от других почвенных исследований, например сравнительно-географических, заключается в том, что мы по техническим причинам не в состоянии непосредственно оценивать обеспеченность (вероятность) явлений, характеризующих изучаемые почвы в целом как в пространстве, так и во времени. Напомним при этом, что объектами являются не отдельные точки опробования, характеризуемые датчиками или образцами, а именно пункты наблюдения, общее число которых в исследовании вряд ли может превысить полтора-два десятка. То же относится и к длительности наблюдений, которая лишь в редких случаях превышает 10 лет.

С точки зрения математической статистики получаемые таким образом эмпирические совокупности являются малыми выборками, и поэтому по ним нельзя получить сколько-нибудь полную и точную оценку статистических свойств генеральных совокупностей, т. е. представляемых ими групп почв и климатических периодов наблюдений.

Увеличение повторности наблюдений за каким-либо одним узким классом почв неизбежно приведет к уменьшению числа одновременно изучаемых классов. Таким образом, накопление даже весьма ориентировочных сравнимых данных по режимам основных почв района исследования неизбежно растянется на долгие годы и будет малоэффективным.

Эта особенность накладывает важное ограничение на выбор стратегии изучения почвенных микропроцессов.

По сути дела, мы можем рассчитывать на успех лишь в том случае, *если перенесем акцент на решение задач математического моделирования*, т. е. на выяснение количественных соотношений между условиями внешней среды и показателями почвенных режимов, с учетом характера особенно устойчивых свойств самой почвы.

Поскольку устойчивые свойства почв и ход изменчивых факторов внешней среды (в первую очередь метеорологических и биологических) при современном инструментальном вооружении значительно доступнее наблюдению, чем сами почвенные процессы, то располагая надлежащими физико-математическими моделями, мы должны стремиться к экстраполяции хода микропроцессов как в пространстве, т. е. в переходных, непосредственно не изучавшихся группах почв, так и во времени — путем приведения коротких рядов наблюдений к многолетним характеристикам. Таким путем в принципе можно получить достаточно полную картину природного разнообразия почвенных процессов, что в конечном счете даст материал и для систематики, и для классификационных построений.

О реальности и перспективности этого пути говорят уже отмечавшиеся ранее обстоятельства, в частности знание основных действующих факторов для большинства «абиотических» режимов,

в значительной мере определяющих и биологические, например теплового, водного, воздушного и солевого режимов¹.

В связи с этим *режимные наблюдения должны приобрести характер факторного эксперимента в природной обстановке*, т. е. такого, в котором ставится задача изучения не просто отдельной почвы, а воздействие конкретного комплекса факторов на режим данной, определенным образом подобранной группы почв.

Надо сказать, что большинство современных исследователей почвенных режимов так или иначе пытаются решать указанные выше задачи, и в частности интересуются механизмами микропроцессов. Однако методические средства, и прежде всего тактика однофакторного эксперимента, применяемая в настоящее время для этих целей, позволяют в лучшем случае установить лишь качественные различия в режимах отдельных почв, что приводит обычно либо к тривиальным результатам, либо к слишком частным зависимостям с неопределенной областью экстраполяции.

Объективные трудности, лежащие на указанном выше пути, связаны с тем, что почва является диффузной системой. Исследование ее требует активного эксперимента, т. е. моделирования и разработки целенаправленной схемы исследования, в частности, системы изучаемых объектов.

Это обязывает к организации системы комплексных и комплектных наблюдений, т. е. сопряженного изучения необходимого набора важнейших почвенных режимов и режимов изменчивых факторов внешней среды (прежде всего метеорологических и гидрогеологических). При этом необходима самая тщательная характеристика устойчивых признаков самой почвы и окружающей среды.

ПРИНЦИПЫ РАЗРАБОТКИ СХЕМЫ ИССЛЕДОВАНИЯ (СОСТАВ ОБЪЕКТОВ). О ФАКТОРАХ ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ

«Диффузный» характер почвы как системы обязывает нас подходить к разработке схемы исследований с учетом современной теории планирования эксперимента. Основы названной теории заложены работами Р. Фишера в области сельскохозяйственного опытного дела. Наиболее важной является идея совместного изучения в одном опыте влияния многих факторов, на интересующий пока-

¹ Существующие «эскизные модели» даже для отдельных режимов (водного, теплового и т. д.) пока весьма несовершенны. Эскизные же модели для процессов биологических, играющих ведущую роль в почвообразовании, почти отсутствуют. И уже полностью отсутствуют эскизные модели даже частных комплексов (т. е. комплексов некоторых, немногих) процессов и тем более полных их комплексов. Поэтому физико-математическое моделирование в применении к изучению почвенных микропроцессов и всей «жизни» почвы в целом является, на наш взгляд, делом еще более или менее далекого будущего. Для осуществления такого моделирования требуется накопление большого, обязательно многолетнего, фактического материала по изучению почвообразовательных процессов и их комплексов — *Прим. ред.*

затель, т. е. идея многофакторного опыта. Современная теория эксперимента (Налимов, 1971) утверждает, что при изучении существенно диффузных систем экспериментальные данные, обладающие определенной надежностью, т. е. предсказательной силой, могут быть получены только посредством применения многофакторных схем опытов.

Многофакторный опыт имеет, кроме того, ряд важных преимуществ перед однофакторными:

1) он позволяет исследовать влияние на изучаемый показатель не только отдельных факторов, но и их сочетаний;

2) при полном охвате всех существенных факторов в схеме опыта он позволяет одновременно с получением количественной зависимости параметра режима от факторов определить область применения этой зависимости;

3) он является значительно более экономичным, т. е. позволяет при том же числе вариантов опыта получить больше сведений и с большей достоверностью, причем выигрыш часто тем больше, чем больше число исследуемых факторов.

В настоящем руководстве нет возможности обсуждать основы теории эксперимента. Поэтому, отсылая читателя к специальной литературе (Налимов, 1971; Адлер и др., 1969, 1971; Налимов, Чернова, 1965; Хикс, 1967), укажем лишь на те практические преимущества, которые заставляют настаивать на применении многофакторных схем к режимным исследованиям. Таковыми представляются следующие.

1. Возможность получения данных, обладающих определенной статистической достоверностью, при общей численности точек наблюдения порядка десяти, что совершенно недостаточно для достижения тех же результатов в однофакторном опыте.

2. Большая возможность подбора в природе объектов с заданными схемой опыта уровнями факторов или с некоторым допустимым отклонением от них. Для однофакторного опыта необходимо жесткое выравнивание всех вариантов по факторам, не изучаемым в данной схеме, иначе получаемые зависимости будут резко ухудшены.

3. Разнообразие природных почв не позволяет рассчитывать на охват однофакторными наблюдениями хотя бы важнейших из них, не говоря уже о менее значительных подразделениях. В связи с этим обоснование экстраполяции результатов режимных исследований однофакторными опытами не обеспечивается. Информативность подобных материалов по сравнению с результатами многофакторных опытов неизбежно и значительно снижается.

Упомянутые различия между данными однофакторных и многофакторных режимных наблюдений позволяют заключить, что последние являются не только наилучшей, но и единственной практически доступной формой активного эксперимента. В режимных исследованиях приходится выбирать между активным и пассивным экспериментом, со всеми недостатками последнего. Поэтому сколь

бы трудным ни представлялось осуществление многофакторного (активного) эксперимента в природе, только такая тактика может дать желаемые результаты ¹.

Для эффективного применения многофакторного подхода в режимных исследованиях, с учетом их трудоемкости и специфики, должны быть соблюдены три условия: взаимная независимость изучаемых факторов; линейный характер связи между параметром и изучаемыми факторами (иначе — условия линейности); оптимизация уровней варьирования изучаемых факторов.

Поясним эти требования и рассмотрим их применительно к условиям режимных исследований.

Взаимная независимость изучаемых факторов

Независимость факторов означает принципиальную возможность произвольно изменять любой из факторов в области его возможных значений при неизменности уровней всех остальных факторов.

Общеизвестной системой факторов для почвенных микропроцессов являются докучаевские факторы почвообразования. Однако построение многофакторной схемы на докучаевских факторах невозможно по двум причинам: во-первых, каждый из докучаевских факторов (кроме времени) по существу представляет собой целую систему факторов низшего порядка, часть из которых не имеет непосредственного количественного выражения; во-вторых, как эти составляющие явления, так факторы в целом в значительной степени взаимозависимы.

Важным шагом к построению системы взаимонезависимых факторов почвообразования является предложение А. А. Роде (1947, 1958) рассматривать в качестве факторов почвообразования природные тела, с которыми контактирует почва посредством материально-энергетического обмена. Однако сохраняя смысловое единство математического и естественного понятия «фактор», вероятно, правильнее считать природные тела, воздействующие на почву, и с т о ч н и к а м и, сохранив за факторами в первую очередь представление о независимых переменных, определяющих состояние почвы, как предлагал Г. Иенни (1948).

С точки зрения почвоведов понятие независимой переменной эквивалентно специфическому виду материи или энергии. С указанной точки зрения к числу факторов должны быть отнесены, помимо времени и гравитации, в первую очередь суммарное поступление в почву важнейших форм энергии и материи, а именно: 1) все виды энергии, включая видимый свет и тепловые ее формы; 2) влага; 3) воздух; 4) ионы и простые неорганические молекулы; 5) первичные частицы, в том числе кристаллы минералов и обломки

¹ Соглашаясь принципиально полностью с целесообразностью стремления к тактике многофакторного эксперимента, следует признать, что практически она осуществима в весьма ограниченных размерах. — *Прим. ред.*

горных пород; 6) органические и органо-минеральные комплексы и молекулы разных групп; 7) организмы.

Поступление извне этих компонентов в биогеоценоз практически независимо, по крайней мере для первых шести наименований. Влага хотя и поступает не только в виде капельно-жидкой, однако другие ее источники обычно несущественны.

Более взаимозависимыми являются органические вещества и организмы, особенно если речь идет о почве, а не о биогеоценозе. Однако поступление организмов извне в почву представляется редким явлением (поселение новых видов) и им можно в первом приближении пренебречь.

Следует отметить, что и в этом перечне каждый из факторов распадается на ряд независимых составляющих (например, воздух — на кислород, углекислоту, сероводород, водяной пар и др.; молекулы и ионы — на ряд атомов, которых насчитывается уже несколько десятков по меньшей мере). Однако число основных факторов, т. е. таких, воздействие которых на режим почвы является определяющим, все же представляется довольно ограниченным.

Конечно, в ряде случаев поступление одного и того же компонента от разных источников, например влаги из атмосферных осадков и из поверхностных вод, не равноценно. Но и в этом случае, как нам кажется, наиболее важным фактором является суммарное поступление (в данном случае влаги), а особенности, обусловленные различием ее источников, определяют лишь некоторые, менее существенные поправки. В разбираемом примере имеется в виду поступление только влаги, так как поступление с водой, скажем, солей учитывается уже как самостоятельный фактор.

Существенно и то, что любой фактор изменчив во времени. Следует поэтому говорить о режиме фактора. Режим фактора всегда зависит от природы его источника. Это обстоятельство имеет важное значение при суммировании факторов, поступающих из разных источников.

Перечисленные факторы, обусловленные окружающими почву природными телами, являются внешними по отношению к почве. Они, конечно, не исчерпывают систему факторов, определяющих ход микропроцессов. Последние в той или иной степени определяются также и внутренними факторами, т. е. строением и свойствами самой почвы и жизнедеятельностью ее живой фазы.

Построение системы взаимонезависимых внутренних факторов почвы по отношению к любому из режимов не представляется возможным ввиду того, что многие из них существенно коррелированы. Поэтому в отношении внутренних факторов целесообразно пойти по несколько иному пути выбора минимального числа переменных, обеспечивающих максимальный охват внутренних факторов, влияющих на данный микропроцесс. В этом случае можно рассчитывать, что такие переменные будут взаимозависимыми в наименьшей степени.

То, что мы знаем о почвах, позволяет дать следующую схему для подобной группировки внутренних почвенных факторов: 1) литологические и стратиграфические особенности: гранулометрический состав, агрегатность, слоистость и вытекающие отсюда физические свойства. Этот фактор охватывает как почвенную толщу, так и толщи почвообразующей и подстилающей пород; 2) минералогический состав; 3) гумус, его состав и распределение по профилю; 4) соли и другие неорганические почвенно-геохимические аккумуляции; 5) почвенно-грунтовые воды, которые также могут рассматриваться как специфическая форма аккумуляции.

Живую фазу мы не включаем в этот список, считая, что она в наибольшей мере коррелирована с совокупностью других факторов. Это утверждение по существу представляет одну из возможных формулировок общепринятого положения о зависимости жизнедеятельности любых организмов и их совокупностей от условий окружающей среды. При этом имеется в виду обсуждаемый здесь аспект материально-энергетического обмена между организмами и почвой, а также локальные (а не глобальные) его проявления и малые по сравнению с эволюцией жизненных форм отрезки времени.

Исключение живой фазы из числа факторов, учитываемых при планировании, совсем не означает, что мы отрицаем ее принципиальную роль в почвообразовании. Речь идет лишь о невозможности ее представления как фактора, способного изменяться и быть причиной изменения изучаемого режима на фоне неизменности всех других факторов. Несомненно, что деятельность живой фазы в сильнейшей степени зависит от абиотических факторов, т. е. коррелирована с ними. В связи с этим мы не можем варьировать деятельность живой фазы независимо от абиотических условий среды и поэтому не можем планировать эксперимент по этому фактору. С другой стороны, это позволяет нам в принципе учитывать влияние живой фазы косвенным путем — через сочетания тех абиотических факторов, с которыми она наиболее тесно связана.

Вероятно, такая обусловленность живой фазы абиотическими условиями имеет место в динамически равновесных биогеоценозах (т. е., когда эволюция почв и растительности идет весьма замедленно). В других случаях неучет специфики живой фазы в многофакторных схемах может привести к существенным систематическим ошибкам, однако предвидеть их заранее и в общей форме в настоящее время не представляется возможным. Такая работа должна быть отнесена к числу последующих этапов режимных исследований¹.

По изложенным выше соображениям мы не включаем и газовую фазу почвы в число внутренних факторов, на которые может быть

¹ Исключение живой фазы из состава учитываемых факторов принципиально недопустимо является лишь временным вынужденным приемом, обусловленным недостаточностью наших знаний о роли живой фазы в почвообразовании. — *Прим. ред.*

распространено планирование наблюдений за почвенными микропроцессами.

Факторы, относящиеся к первым двум подразделениям этой схемы, в значительной мере связаны с исходной материнской породой и часто определяются унаследованными свойствами, в то время как для остальных подразделений они в основном определяются почвообразованием. Для конкретных почвенных режимов относительная роль каждого из факторов, конечно, изменяется, причем некоторые могут оказаться несущественными.

Так, для водного режима основную роль играют, по-видимому, литологическое строение профиля (включая изменения, вносимые почвообразованием, например, возникновение иллювиальных горизонтов, образование структуры и т. д.) и гумусовый профиль, от которых зависят в основном водно-физические свойства почвы, а также режим грунтовых вод¹. Для биохимически обусловленных режимов, например режима нитратов, упомянутые выше факторы, опосредованные через водный режим, играют весьма важную роль, но по крайней мере столь же важное и более непосредственное значение имеет состав и профиль распределения гумуса как источника азотсодержащих соединений для микроорганизмов-нитрификаторов.

Есть основание надеяться, что для большинства почвенных микропроцессов может быть выделено не более четырех-пяти внешних и внутренних факторов, которые в совокупности составят «почти полную» систему, определяющую основные черты годовой или хотя бы внутрисезонной динамики свойства, характеризующего изучаемый микропроцесс. Такая система могла бы послужить основой для планирования режимных наблюдений как многофакторного эксперимента.

То, что отдельные факторы в этой системе могут все же оказаться в некоторой степени взаимозависимыми, не препятствует получению эмпирической модели, выражаемой обычно уравнением многомерной регрессии. Сильная взаимозависимость факторов нежелательна по двум соображениям:

1) получаемые коэффициенты в уравнении регрессии в этом последнем случае не являются взаимонезависимыми. В связи с этим становится менее надежным использование подобного уравнения для экстраполяций, а интерпретация полученных результатов затрудняется;

2) если наблюдается взаимозависимость факторов, то это означает, что в системе имеются скрытые «лишние» переменные, а это снижает фактическую эффективность исследования по сравнению с возможным оптимальным его вариантом.

¹ Как раз для водного режима очень важным фактором является биологический, так как и возврат влаги из почвы в атмосферу осуществляется главным образом путем транспирации. Физическое испарение в большинстве случаев имеет подчиненное значение, а его интенсивность зависит в значительной мере от степени развитости растительного покрова.— *Прим. ред.*

Поэтому желательным и возможным представляется улучшение системы изучаемых факторов на последующих фазах исследований. Оно должно проводиться посредством применения одного из методов статистического факторного анализа, на изложении которого мы здесь останавливаться не будем. По нашему мнению, в перспективе можно рассчитывать, по крайней мере для ряда основных режимов, разработать достаточно полные локальные (региональные) схемы, включающие не более четырех-пяти факторов, взаимозависимых лишь в малой степени.

Условия линейности

Постановка многофакторного эксперимента особенно эффективна в том случае, если действие каждого изучаемого фактора можно выразить линейной математической моделью, т. е. уравнением прямой линии, хотя бы в пределах отдельных интервалов временной или иной зависимости. При линейной зависимости достаточно определить изучаемый показатель всего при двух значениях изучаемого фактора или, как говорят, на двух уровнях, поскольку две точки вполне определяют ход прямой линии на плоскости. Именно при такой двухуровневой схеме общее число вариантов опыта уподобляется повторностям в однофакторном эксперименте, несмотря на то что все варианты многофакторного опыта различны.

В принципе многофакторный опыт может быть поставлен и при нелинейном характере зависимости изучаемого показателя от его фактора. Однако в этом случае число необходимых вариантов в опыте резко увеличивается, поскольку оно в «полном многофакторном» эксперименте определяется выражением $N = n^k$, где n — число уровней, а k — число испытываемых факторов. При этом, как известно, для надежного экспериментального установления даже сравнительно плавной криволинейной зависимости необходимо определить величину по крайней мере при пяти-шести значениях (уровнях) фактора. Поэтому при современных технических возможностях режимных исследований применение нелинейных многофакторных схем совершенно нереально.

Применение линейной модели отнюдь не требует, чтобы зависимость исходного показателя режима от определяющего его фактора выражалась уравнением прямой линии. Если известна эскизная математическая модель изучаемого процесса, то она может быть тем или иным способом линеаризована (т. е. приведена к линейной) путем замены одной или даже нескольких величин, входящих в эскизное уравнение, другими, функционально с ними связанными.

Например, согласно уравнению В. Р. Волобуева (1959), которое может быть использовано в качестве эскизной модели процесса опреснения засоленной почвы под влиянием естественной или искусственной промывки, зависимость между фактором и

показателем дается выражением

$$S = S_0 e^{-\alpha N},$$

где S и S_0 — конечный и исходный запасы солей в расчетной толще; N — количество поданной воды; α — параметр скорости процесса, зависящий от состава солей и свойств почвы; e — основание натуральных логарифмов.

Здесь величина S , которая является одним из параметров солевого режима, зависит от фактора не линейно, а по показательному закону. Но мы можем линеаризовать эту зависимость, если в качестве экспериментально определяемого параметра будем рассматривать не величину S , а функционально связанную с ней величину логарифма относительного рассоления почвы $M = \ln(S_0/S)$. Прологарифмировав исходное соотношение, легко убедиться, что эта величина связана с фактором N уже линейной зависимостью: $M = \alpha \cdot N$.

Если теперь мы захотим определить влияние некоторых факторов на промываемость почвы (например, исходного засоления, количества поданной воды, механического состава почвы, уровня грунтовых вод), то нам следует в качестве основной изучаемой величины выбрать не остаточное содержание солей в почве (что казалось бы естественным), а величину M , в отношении которой может быть принята линейная модель зависимости от изучаемых факторов хотя бы в некотором интервале их изменчивости.

Таким образом, при наличии эскизной математической модели иногда появляется возможность линеаризации и, следовательно, использования линейной модели многофакторного эксперимента с варьированием фактора всего на двух уровнях.

Возможность ограничиться двумя уровнями варьирования фактора весьма важна для включения в схему тех факторов, по которым трудно получить количественные градации, например, растительности.

Несколько сложнее обстоит дело в том случае, если действие отдельных факторов не аддитивно, т. е. эффект совместного действия двух или нескольких факторов не сводится к простому суммированию их действия. В качестве примера неаддитивности можно привести хорошо известный в агрохимии эффект совместного внесения азотных и фосфорных удобрений, который не исчерпывается суммарной прибавкой уровня от внесения азота и фосфора в отдельности. Пока нет оснований считать существенной роль неаддитивности факторов в отношении таких режимов, как тепловой, водный, воздушный, солевой.

Справедливость линейной модели может быть проверена путем введения одного — «центрального» варианта опыта, в котором все факторы устанавливаются на уровне, промежуточном по отношению к основным. Так, если верхним и нижним уровнями в схеме является содержание в почве физической глины 50 и 20%, то средний уровень будет соответствовать содержанию ее, равному 35%.

Оптимизация уровней варьирования изучаемых факторов

Выбор конкретных «уровней» варьирования факторов зависит от нескольких обстоятельств. С одной стороны, чем больше «разнос», т. е. разница выбранных уровней варьирования фактора, тем более определенным будет его влияние на изучаемый показатель и, следовательно, более точно будут определены значения эмпирических параметров в модели, т. е. в уравнении многомерной регрессии. Эта мысль хорошо иллюстрируется у В. В. Налимова (1971, стр. 143, рис. 41). Исходя из этого, следует стремиться всемерно увеличивать «разнос».

С другой стороны, при слишком большом увеличении разнуса уровней изучаемая зависимость часто утрачивает линейный характер, т. е. линейная модель становится некорректной. Применительно к почвам чрезмерное увеличение «разнуса» означает необходимость включать в изучаемую группу главным образом почвы, развивающиеся в условиях, близких к экстремальным, и исключать наиболее обычные, часто встречаемые почвы. Помимо других возражений такая тактика, конечно, весьма рискованна. Поэтому вопрос о широте диапазона варьирования испытываемых факторов должен решаться с учетом приведенных выше теоретических соображений и опыта исследователя.

В частности, это касается вопроса о возможности объединения в общей схеме суглинистых и песчаных почв. А. А. Роде неоднократно указывал на качественную специфику водно-физических свойств и водного режима песчаных почв. В связи с этим следует предостеречь от объединения в единые «блоки» многофакторной схемы названных почв. Для суглинистых почв низший уровень, видимо, следует ограничить легким суглинком. При изучении песчаных почв высшим по гранулометрии уровнем, видимо, следует принимать супесь¹. Возможно, что число качественных градаций по гранулометрическому составу следует увеличить, что приведет к еще большему сужению интервалов варьирования уровней этого фактора.

Вообще же если целью исследований является изучение именно экстремальных объектов, то при невозможности развернуть для них самостоятельную полную схему следует предусмотреть специальный сокращенный блок (по двум-трем факторам), дополняющий общую многофакторную схему.

В почвенных исследованиях «разнос» уровней фактора должен по крайней мере в 8—10 раз превышать возможную ошибку при

¹ Группа супесчаных почв по многим признакам, в особенности по водно-физическим свойствам, является весьма изменчивой и разнообразной. Это зависит, по-видимому, от сильного влияния на указанные свойства (водопроницаемость, влагоемкость) небольших изменений содержания ила и, может быть, также тонкой пыли. Поэтому супесчаные почвы, в общем слабо изученные, следует четко ограничивать от песчаных и от суглинистых и учитывать их внутреннюю неоднородность — *Прим. ред.*

контрольном определении уровня фактора, ибо в противном случае регрессионная зависимость ухудшается. Это требование может оказаться довольно жестким. Например, считая, что ошибка в определении количества поступающей в почву влаги достигает 10 мм, желательно, чтобы «разнос» по фактору увлажнения почвы составил не менее 100 мм в год. Такую точность и такой разнос можно обеспечить далеко не во всех случаях.

Наконец, для обеспечения надлежащей точности опыта необходимо проводить контрольное измерение уровня изучаемых факторов на выбранных наблюдательных площадках. Контроль должен касаться как внутренних, так и внешних факторов. Последнее достигается организацией надлежащего комплекса метеорологических и гидрологических наблюдений, проводимых с необходимой точностью. Естественно, что контрольное измерение выявит некоторое отклонение фактических уровней факторов от запланированных в схеме. Если, однако, такие отклонения невелики, то они не скажутся заметным образом на результатах определения параметров, хотя и усложнят обработку экспериментального материала.

ПОНЯТИЕ О ПЛАНЕ МНОГОФАКТОРНОГО ЭКСПЕРИМЕНТА

Для более конкретного представления о плане многофакторного эксперимента конспективно изложим основные положения теории (Налимов, 1974).

В табл. 1 дана схема полного двухфакторного опыта. Факторы обозначены буквами X_1 , X_2 и X_1X_2 , причем X_1X_2 отражает взаимодействие обоих факторов. Изучаемый показатель обозначен буквой y . Опытные точки (варианты) занумерованы. Уровни варьирования факторов показаны знаками: -1 (низший) и $+1$ (высший).

Другими словами, здесь представлен план эксперимента, целью которого является определение числовых значений коэффициентов уравнения регрессии вида $y = X_0 + a_1X_1 + a_2X_2 + a_3X_1X_2$, где a_1, a_2, a_3 — искомые коэффициенты. Величина их определяет интенсивность воздействия соответствующего фактора на изучаемую величину (y). Для оценки свободного члена в уравнении регрессии добавляется еще одна, так называемая фиктивная переменная X_0 , которая считается во всех вариантах на одном уровне ($+1$).

В соответствии с этим планом опытные точки должны удовлетворять следующим условиям: на первой факторы X_1, X_2 и X_1X_2 находятся соответственно на уровнях $-1, -1, +1$, на второй — на уровнях $+1, -1, -1$ и т. д.

В этом плане предусмотрено изучение как обоих факторов в отдельности, так и их взаимодействия. Поэтому такой план называется полным факторным экспериментом типа 2^2 . Если мы располагаем данными о несущественности эффекта взаимодействия факторов, это означает, что значение коэффициента при фак-

Таблица 1. Матрица независимых переменных (X) для полного факторного эксперимента типа 2^2

№ варианта	План			
	X_0	X_1	X_2	X_1X_2
1	+1	-1	-1	+1
2	+1	+1	-1	-1
3	+1	-1	+1	-1
4	+1	+1	+1	+1

торе X_1X_2 пренебрежимо мало. Тогда в качестве X_3 , не расширяя схемы, можно подключить новый фактор.

Полученные оценки коэффициента при этом факторе в уравнении регрессии будут «смешанными», т. е. оценками, относящими суммарное влияние факторов X_1X_2 и X_3 на результирующий признак только к влиянию фактора X_3 . Если уровни факторов X_1X_2 и X_3 равны единице, то коэффициент при подобном смешанном факторе равен сумме значений истинных коэффициентов при факторах X_1X_3 и X_3 . Поэтому чем меньше значение истинного коэффициента при X_1X_2 , тем более точной оценкой коэффициента при X_3 является смешанная оценка. Этот прием введения дополнительного фактора дает представление о рациональной тактике планирования многофакторного эксперимента, в частности о «насыщении» его изучаемыми факторами.

Полный многофакторный план в принципе позволяет учесть не только парные, но и вообще все возможные взаимодействия, вплоть до взаимодействия всех факторов сразу. Однако даже в весьма диффузных системах взаимодействия высших порядков обычно принято считать несущественными. Вместо этих несущественных взаимодействий в план могут включаться дополнительные факторы. Такая тактика весьма эффективна. Например, в полном трехфакторном плане при замене четырех взаимодействий, т. е. X_1X_2 , X_1X_3 , X_2X_3 и $X_1X_2X_3$, новыми факторами X_4 , X_5 , X_6 , X_7 можно изучить в одном опыте при восьми вариантах до семи не взаимодействующих факторов.

Что касается почвенных микропроцессов, то при их изучении есть основания, по крайней мере на первых порах, считаться лишь с некоторыми парными взаимодействиями внешних и внутренних факторов. Изучение взаимодействия факторов перспективно лишь в том случае, если они взаимонезависимы (в противном случае оценка взаимодействий будет искаженной). Поэтому если исследования взаимодействия коррелирующих факторов представляют особый интерес, то уровни этих факторов, предусмотренные схемой, должны быть выдержаны особенно тщательно. Результаты таких исследований нужно интерпретировать с особой осторожностью.

Вообще же оценку значимости тех или иных взаимодействий, видимо, лучше проводить в модельных опытах (например, на установках типа «педотронов» Н. В. Орловского, 1974) и лишь после этого включать их в схему режимных исследований.

На первых этапах применения многофакторных схем к режимным исследованиям целесообразно сократить число изучаемых взаимодействий до одного (максимум двух), включая в схему лишь те сочетания факторов, значимость которых несомненна, а взаимная коррелированность минимальна.

Необходимо высказать ряд соображений о трудностях при реализации многофакторной схемы опыта в природе и путях их преодоления. Наиболее трудным в этом плане является нахождение в природе сочетаний уровней факторов, предусматриваемых схемой опыта, или, наоборот, выявление в природе наиболее важных факторов и в соответствии с этим построение схемы наблюдений. Трудности связаны с обычной неполнотой возможных для каждой природной зоны сочетаний уровней факторов (в естественных ландшафтах практически любых регионов). В географии почв на эту сторону обычно обращают мало внимания (Глазовская, 1973).

Такая неполнота вызывается в первую очередь географическим однообразием или, точнее, малой изменчивостью в пространстве режима источников поступления веществ и энергии (основные внешние факторы) и их сопряженностью. В связи с этим, несомненно, независимые факторы могут оказаться в большой степени коррелированными, хотя это вовсе и не вытекает из их природы. Например, в некоторых районах аридных областей дополнительным источником влаги могут быть грунтовые воды, только более или менее засоленные. При этом два несомненно независимых по своей природе фактора — поступление воды и поступление солей — окажутся в значительной степени коррелированными, в связи с чем предусмотреть в схеме опыта независимое варьирование каждого из этих факторов будет невозможно.

Подобная же коррелированность часто свойственна попарно внешним и внутренним факторам сходной природы: например, поступление влаги в почву часто коррелирует с подъемом уровня грунтовых вод, поступление солей — с увеличением их запаса в почвенно-грунтовой толще и т. д.

В связи с этим целесообразно коснуться возможных путей преодоления неполноты географически представленных сочетаний факторов почвообразования. Наиболее эффективным представляется расширение района исследований, так как это всегда увеличивает вероятность найти необходимые сочетания факторов. Это расширение особенно перспективно в районах, сложных по литолого-геоморфологической обстановке. При поисках не следует обходить вниманием редкие и экзотические почвы и позиции, лишь бы они по размерам были достаточны для организации наблюдательной площадки. Это же относится и к почвам, измененным

деятельностью человека. За исключением явных артефактов (например, почвы, перерытые землеройными механизмами), они могут войти в схему опыта, при условии, что не привнесут в опыт какой-либо новый фактор, не предусмотренный схемой.

В связи с последним следует заботиться о том, чтобы режимы почвообразовательных процессов выбранных объектов были достаточно близки к стационарным, т. е. чтобы возможные процессы становления и эволюции почв под влиянием хозяйственной деятельности были бы пренебрежимо малыми или медленными. В противном случае мы практически включаем фактор, не учтенный схемой, — время ¹.

В более трудных случаях можно пойти на уменьшение «разноса» уровней по некоторым из изучаемых факторов. Это должно облегчить поиски нужных сочетаний. Однако уменьшение «разноса» необходимо компенсировать соответствующим повышением точности определения изучаемых величин. Описанные меры не могут вызвать принципиальных возражений.

Имеются и менее корректные приемы, применение которых в крайних случаях, по нашему мнению, все же допустимо. Во-первых, в отдельных вариантах можно допустить некоторое смещение уровней факторов по сравнению с выбранными стандартными их значениями. Например, если для притока влаги выбран стандартный уровень 500 мм в год, который в одном из вариантов не удастся обеспечить (в сочетании с другими факторами), можно пойти на то, чтобы в этом варианте уровень был несколько изменен, имея в виду, что смещение (изменение) будет впоследствии учтено расчетным способом ². Более уверенно можно мириться с таким смещением в том случае, если линейная зависимость показателей от данного фактора хорошо обоснована.

Конечно, допустимость того или иного смещения, как и реализация плана в целом, должна быть согласована почвоведом со специалистом-статистиком, причем заранее необходимо уяснить пути расчетной корректировки каждого варианта. Как уже упоминалось, некоторая «разбалансировка» по уровням факторов в природных экспериментах представляется неизбежной и потому корректировка данных должна быть предусмотрена программой исследований.

Вторым путем является искусственное моделирование в природе необходимого сочетания факторов. Практически это выполни-

¹ Однако могут быть случаи, когда стационарным методом изучается именно прогрессивное изменение тех или иных режимов почв (а следовательно, и их свойств). Такими, например, будут исследования процессов рассоления почв, или потери ими гумуса под влиянием вновь созданного орошения, или изменение водного режима и уменьшение мощности торфяной толщи под влиянием осушения, или уменьшение содержания гумуса в целинной почве после ее распашки и т. д. — *Прим. ред.*

² Такие методы корректировки в многофакторных опытах применяются, например, В. Н. Перегудовым (1972).

мо в отношении внешних факторов (например, дополнительное увлажнение или внесение тех или иных веществ). Из внутренних факторов, по-видимому, поддается регулированию уровень грунтовых вод — путем устройства искусственного дренажа или, наоборот, создания подпора для уменьшения грунтового стока.

Недостатком этого пути помимо технических трудностей его реализации, несомненно, является то, что мы выводим почву из «квазистационарного» режима почвообразования и сообщаем ей более или менее значительный импульс к эволюции в новых искусственных условиях, а тем самым подключаем и не предусмотренный схемой фактор времени. Поэтому в соответствии с тактикой многофакторного эксперимента к моделированию можно прибегать в тех случаях, когда есть основание считать такую наведенную нестационарность режима малосущественной или (в случае организации многолетних исследований) непродолжительной.

При этом, конечно, предпочтительнее проводить лишь некоторое «подправление» режима до заданного уровня. Например, если при изучении водного режима представляется необходимым смоделировать режим, характеризуемый более высоким уровнем грунтовых вод, нежели находимый в природе, то для этой цели лучше подобрать участок, на котором грунтовые воды стоят выше требуемого всего на полметра, а не на 2 или 3 м.

ПРОБЛЕМЫ КЛАССИФИКАЦИИ И РЕПРЕЗЕНТАТИВНОСТИ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ПОЧВЕННЫХ МИКРОПРОЦЕССОВ

При оценке методических путей изучения почвенных микропроцессов весьма важной представляется перспектива решения двух взаимосвязанных проблем — классификации почв по режимам и репрезентативности исследований.

В проблеме репрезентативности (представительности) результатов исследования существуют два основных аспекта, суть которых можно передать следующими вопросами: 1) насколько типична конкретная изучаемая почва для рассматриваемой систематической группы почв и 2) насколько типична почва и насколько верно она охарактеризована по отношению к другим почвам изучаемого элементарного ареала.

Подходы к решению этих вопросов совершенно различны. В дальнейшем, говоря о представительности, мы будем иметь в виду лишь первый из названных вопросов, оставив для второго термин «точность опробования» (или «ошибка опробования»).

Ограниченная такими рамками проблема репрезентативности тесно связана с проблемой классификации почв по режимам. Классификация прежде всего преследует цель группировки почв по режимам. Корректность группировки определяется в первую очередь требованием, чтобы границы выделов одного таксономического ранга не пересекались. Это условие легко выполняется,

если классификация сводится к разделению объектов, свойства которых известны изначально.

Но в нашем случае классификация создается главным образом путем постепенного накопления данных о режимах сравнительно узких групп почв, что обусловлено географической близостью объектов каждого исследования. Поэтому проблема репрезентативности здесь в первую очередь связана с точностью определения или назначения границ каждой экспериментально изученной группы и является далеко не тривиальной.

К характеристике представительности исследований можно подойти двумя путями. Обычно представительность обеспечивается формированием выборки изучаемых объектов в соответствии со свойствами рассматриваемой группы (генеральной совокупности). При этом предполагается, что границы группы известны. Может быть применен и иной подход — определение границ изучаемой группы на основе результатов проведенного исследования группы объектов.

Рассмотрим, как решается проблема репрезентативности при двух основных стратегиях исследования почвенных микропроцессов: при изучении обеспеченности (частоты встречаемости) явлений и математическом моделировании механизмов явлений.

При определении частоты встречаемости проблема репрезентативности может быть решена лишь первым способом из указанных выше: режим типизируется по некоторому, обычно ограниченному числу показателей (например, водный режим — по балансу нисходящих и восходящих потоков, по влажности почвы, глубине слоя активного влагооборота и т. д.) и по их обеспеченности в многолетнем аспекте. Заметим, что при такого рода типизации неизбежно приходится пренебрегать значительным объемом получаемой информации о ходе элементарных микропроцессов и их сочетании в годовом и многолетнем аспектах.

Полученные таким образом обобщенные характеристики отдельных пунктов наблюдений считаются типичными для рассматриваемой группы почв. Последняя, как известно, определяется по устойчивым свойствам, либо по совокупности факторов почвообразования, либо, наконец, по тем и другим вместе. Во всех случаях используется ограниченный набор диагностических показателей.

Следует помнить, что среди устойчивых свойств почв имеются не только актуальные, т. е. связанные с современным почвообразованием, но также остаточные, реликтовые. Совокупность факторов почвообразования в том виде, в каком она используется в общей классификации почв, содержит лишь весьма обобщенные показатели. Короче говоря, в традиционных характеристиках почвенных групп по устойчивым свойствам и факторам почвообразования в значительной мере утрачена информация о факторах, определяющих ход элементарных микропроцессов, т. е. о «современном лице» и современной жизни почвы, и может содержаться избы-

точная информация, не имеющая прямого отношения к современным микропроцессам (реликтовые свойства почв).

Не удивительно поэтому, что соотношение схематических групп микропроцессов с информационно обедненной для них почвенной группировкой обнаруживает довольно низкую тесноту связи обоих или, другими словами, низкую режимную специфичность почв. Последнее отчетливо чувствуют многие исследователи, хотя обычно не упоминают об этом в публикациях.

Именно это обстоятельство является причиной на первый взгляд парадоксальной ситуации: при анализе первичного материала по режимам зачастую трудно найти два похожих пункта наблюдений. При обобщении материала путем отнесения к традиционным подразделениям почв режимы различных групп довольно высокого таксономического уровня обнаруживают сходство, т. е. «режимный портрет» почв получается маловыразительным¹. В связи с этим обоснование и проверка «режимных границ» почвенных групп обычно не обсуждаются, что, конечно, нельзя признать нормальным.

Совершенно по-иному решаются вопросы классификации и репрезентативности при математическом моделировании микропроцессов. Изучение режимов в многофакторных наблюдениях, опирающихся на эскизные математические модели, позволяет подойти к классификации каждого отдельного почвенного микропроцесса и комплексного «режимного портрета» почвы по собственным характеристикам микропроцессов, т. е. по параметрам математических моделей, описывающих микропроцессы.

Схематически это можно представить следующим образом. Изучаемые в схеме факторы образуют многомерное (по числу факторов) многообразие (пространство)². Каждой точке этого пространства соответствует определенное сочетание уровней изучаемых факторов. Если этому сочетанию отвечает реальная почва, то полученная математическая модель позволяет предсказать свойства ей значения параметров данного режима.

¹ Малая выразительность «режимного портрета» почвы обычно имеет своей причиной тот факт, что «портрет» пишется по одному-двум режимам, в то время как он должен изображаться комплексом нескольких (или даже многих) режимов. В числе последних существенную роль должны играть режимы биологические (в широком смысле этого слова). — *Прим. ред.*

² Термин «пространство» применяется здесь в математическом смысле. Пространство факторов — это многообразие, число измерений которого соответствует числу независимых факторов. Если факторов не более трех, то с каждым из них можно сопоставить пространственную координату, и тогда моделью факторного пространства будет трехмерное евклидово пространство. При большем числе факторов факторное пространство наглядно непредставимо. Положение точки в факторном пространстве определяется совокупностью значений отдельных факторов, каждый из которых, таким образом, должен иметь числовое выражение. Тогда любая почва, характеризующая совокупностью факторов, может рассматриваться как точка факторного пространства.

Например, если процесс десукции влаги из данного горизонта почвы в данный сезон описывается некоторым уравнением, то вид этого уравнения, и в частности значения его параметров, должен быть неизменным для изученной области изменчивости факторов. По мере накопления экспериментального материала по многофакторным исследованиям все пространство факторов, отвечающее реальным почвам, должно быть охвачено наблюдениями. Тогда задача классификации сведется к разбиению факторного пространства на ряд областей, в которых каждый параметр может описываться одной и той же математической моделью.

Установление репрезентативности той или иной модели в этом случае может рассматриваться как определение границ области многомерного пространства факторов, в которых она «действует», т. е. остается справедливой.

При таком подходе к классификации проблема репрезентативности приобретает конкретное содержание и может ставиться и решаться. Например, если в результате режимного исследования, охватившего определенную область факторного пространства (например, гранулометрический диапазон суглинков), оказалось, что значения параметров не отличаются от таковых для другой области факторного пространства, скажем для тяжелых суглинков и глин, то имеется основание объединить обе области. Если, напротив, исследовалась область, в некоторой степени перекрывающая ранее изученную часть факторного пространства, причем обнаружено существенное несовпадение значений некоторого параметра, то имеются основания говорить о появлении самобытной группы режимов и границу между ними и старой группой искать в области перекрытия их ареалов в «факторном пространстве».

В том же духе должны решаться вопросы интерполяции режимов по факторам. Такой подход открывает возможность эффективного изучения взаимоотношений микропроцессов и устойчивых свойств почв путем их сопоставления.

Конечно, все сказанное выше лишь намечает перспективу решения проблемы классификации и репрезентативности. На реальном пути неизбежны многие трудности. Тем не менее очерченный путь представляется методологически наиболее перспективным.

В настоящее время мы не имеем опыта проведения стационарных исследований как многофакторных экспериментов, однако не подлежит сомнению, что изучение современных почвообразовательных процессов в ближайшее время встанет на этот путь.

Литература

- Адлер Ю. П., Ратнер А. И., Лецинская Г. Ф. Об активно-пассивном эксперименте. — Научные труды ГИРЕДМЕТА, т. 27. М., «Металлургия», 1969.
- Адлер Ю. П., Маркова Е. В., Грановский Ю. В. Планирование эксперимента при поиске оптимальных условий. М., «Наука», 1971.
- Арманд А. Д., Таргульян В. О. Некоторые принципиальные ограничения эксперимента и моделирования в географии. — Изв. АН СССР. Серия геогр., 1974, № 4.
- Блауберг И. В., Садовский В. Н., Юдин Э. Г. Системные исследования и общая теория систем. — Системные исследования. Ежегодник. М., «Наука», 1969.
- Волобуев В. Р. О промывных нормах при мелиорации засоленных земель. — Гидротехника и мелиорация, 1959, № 12.
- Глазовская М. А. Почвы мира, т. II. География почв. Изд-во МГУ, 1973.
- Иенни Г. Факторы почвообразования. М., ИЛ, 1948.
- Клепиков Н. П., Соколов С. Н. Анализ и планирование эксперимента методом максимума правдоподобия. М., «Наука», 1964.
- Козловский Ф. И. Почвенный индивидуум и методы его определения. — В сб.: Закономерности пространственного варьирования свойств почв и информационно-статистические методы их изучения. М., «Наука», 1970.
- Ляпунов А. А. В чем состоит системный подход к изучению реальных объектов сложной природы? — Системные исследования. Ежегодник. М., «Наука», 1971.
- Налимов В. В. Теория эксперимента. М., «Наука», 1971.
- Налимов В. В., Чернова Н. А. Статистические методы планирования экстремальных экспериментов. М., «Наука», 1965.
- Орловский Н. В. Моделирование почвенных процессов в связи с окультуриванием почв (педотроны). — Агрохимия, 1971, № 1.
- Перегудов В. Н. К вопросу применения композиционных схем в полевых опытах с удобрениями. — Агрохимия, 1972, № 6.
- Роде А. А. Подзолообразовательный процесс. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1937.
- Роде А. А. Почвообразовательный процесс и эволюция почв. М., Географгиз, 1947.
- Роде А. А. Факторы почвообразования и почвообразовательный процесс. — Почвоведение, 1958, № 9.
- Хикс Ч. Р. Основные принципы планирования эксперимента. М., «Мир», 1967.

ВЫБОР УЧАСТКОВ ДЛЯ СТАЦИОНАРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ, ИХ ПЕРВИЧНОЕ ИЗУЧЕНИЕ И ОРГАНИЗАЦИЯ НАБЛЮДЕНИЙ НА НИХ

Ф. И. Козловский и А. А. Роде

ВВОДНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Настоящая статья относится к наиболее общему, научно-организационному вопросу — организации комплексных многолетних стационарных исследований почвенных микропроцессов (термин А. А. Роде, 1971) как с генетическими, так и с различными прикладными целями. Почва при этом рассматривается как компонент биогеоценоза — естественного или антропогенного (т. е. агробиогеоценоза).

Началу стационарных исследований предшествует организационный период, в течение которого должны быть выполнены следующие работы: 1) намечены, а затем выбраны участки для организации стационарных наблюдений; 2) произведено их первоначальное исследование; 3) составлен конкретный план производства наблюдений на выбранных участках с учетом их особенностей. Предполагается, что общая программа наблюдений была разработана ранее.

Приступая к изложению рекомендаций по упомянутым выше вопросам, следует прежде всего кратко остановиться на важной методической проблеме стационарных исследований (о которой нередко забывают) — проблеме преодоления искажений, вносимых в результаты наблюдений и в выводы пространственным варьированием изучаемых свойств процессов.

Общеизвестно, что пространственное варьирование измеряемых величин является основным источником ошибок при стационарных исследованиях. В связи с этим любые измерения динамических показателей должны проводиться с большей или меньшей повторностью и обязательным статистическим обоснованием результатов.

При этом в практике сложился подход, заключающийся в том, что любое единичное измерение динамического свойства рассматривается как значение некоторой единственной случайной величины (см. статью Е. А. Дмитриева в настоящем сборнике). Такой подход наиболее прост, но он не всегда приводит к желаемым результатам. Лишь в тех случаях, когда варьирование измеренного показателя не слишком велико (коэффициент вариации, т. е. величина $V = \sigma/M \cdot 100$, где σ — среднеквадратичное отклонение, M — среднее арифметическое, не выше 25—30%, а распределе-

ние его близко к нормальному или может быть приведено к нормальному, например, посредством логарифмирования), описанная выше тактика эффективна, хотя и не всегда оптимальна с точки зрения объема работы. В тех же случаях, когда коэффициент вариации измеряемого показателя превышает 30%, а распределение более или менее сильно отличается от нормального (эти явления обычно взаимосвязаны), такая тактика становится малоэффективной.

Для получения надежных средних величин обычными методами требуется непомерное (до десятков и даже сотен определений) увеличение повторности, которое трудно обеспечить, так как увеличивается требуемая площадь наблюдательного участка и резко возрастает объем работ.

К сожалению, сильное пространственное варьирование динамических показателей не является исключением. Лишь для немногих режимов (например, для режима влажности в некоторых почвах или горизонтах) варьирование относительно невелико. В этих условиях снижение ошибок, вызываемых пространственным варьированием измеряемых показателей, зачастую становится основным условием, определяющим перспективность проведения стационарных исследований.

Основным, или ключевым звеном в методике стационарных наблюдений становится методика опробования наблюдательной площадки в ходе этих наблюдений. Разработка и особенно апробация такой методики (точнее, таких методик для конкретных режимов) — дело будущего. Однако уже сейчас можно высказать общие принципы, на которых они должны базироваться.

Обсуждение принципов преследует и сугубо практическую цель — осведомить и ориентировать исследователя в необходимости проведения рекомендуемых довольно громоздких исследований. Стационарные наблюдения всегда являются многолетними и весьма трудоемкими. Поэтому есть все основания рекомендовать такие методические подходы, которые позволяют улучшить качество получаемого материала ко времени окончания наблюдений, т. е. в порядке апостериорных (т. е. последующих) уточнений.

Основной путь такого уточнения — применение группировки данных метода статистического выравнивания, т. е. исключения расчетным способом более или менее значительной части разброса данных, вызванного пространственной пестротой. Такое выравнивание может быть достигнуто посредством использования так называемых индикационных связей, т. е. более или менее тесных коррелятивных связей между измеряемыми динамическими показателями и какими-либо их факторами, доступными определению с точностью, позволяющей использовать их в качестве индикаторов. Успех подобного подхода определяется учетом возможно большего числа объективно существующих закономерностей пространственного варьирования, как известных исследователю до опыта, так и вскрываемых в ходе самих режимных наблюдений.

Непременным условием этого является обязательная пространственная привязка всех точек опробования как первичных, так и режимных наблюдений. Второе условие — измерение в каждой точке не только показателя изучаемого режима, но и всех величин, которые характеризуют факторы, предположительно влияющие на изучаемый процесс, т. е. факторы окружающей среды (рельеф, микрорельеф, растительность и др.), а также доступные морфологически устойчивые свойства самой почвы и материнской породы (глубина и характер горизонтов и слоев, наличие и особенности включений и новообразований и т. д.). При этом для факторов, доступных картографическому выражению (микрорельеф, растительность), наряду с точечными измерениями должны быть выполнены детальные съемки наблюдательного участка.

Выполнение этих условий, а также излагаемых рекомендаций по методике опробования обеспечит возможность правильной постановки наблюдений и апостериорных уточнений с применением методов интерполяции и индикации в самом широком понимании этих терминов ¹.

Таким образом, интерполяция и индикация рассматриваются как средство мобилизации и использования всей совокупности полученного материала наблюдений, в том числе для уточнения данных за каждый срок и в каждой точке в отдельности.

Для выявления индикационных связей необходим определенный объем дополнительных наблюдений. Поэтому условие или даже принцип заключается в максимально возможном использовании данных самих режимных наблюдений для установления и корректировки индикационных связей.

Переходя к более конкретным рекомендациям, следует сделать несколько замечаний, вытекающих из вышеизложенного. Оптимальная методика опробования, опирающегося на индикацию, не может быть универсальной и априорно назначаемой. Она зависит прежде всего от задач исследования, предъявляющих определенные требования к точности и достоверности результатов. Она зависит также от выраженности пространственного варьирования, его упорядоченности, характера и выраженности индикационных связей между изучаемым показателем и его факторами.

Многообразие рабочих методик опробования, вытекающее из сказанного, не исключает возможности определенной группировки этих методик. Такая группировка определяется прежде всего соотношением пространственного и временного варьирования изучаемого показателя и устойчивостью во времени локализации отдельных фаз варьирования ². По этим признакам изучаемые режимы и почвы можно разделить на три основные группы.

¹ Под индикацией мы понимаем определение изучаемой величины по данным измерения другой величины (индикатора), коррелирующей с ней.

² Под фазой мы понимаем область с определенным уровнем изучаемого показателя, отличающуюся по этому признаку от сопредельных областей в пределах наблюдательного участка.

1. Временное варьирование за год преобладает над пространственным (например, режим влажности, ОВП в некоторых почвах). Это — случай, наиболее благоприятный для изучения.

Если временное варьирование равно или уступает пространственному, то возможны две другие ситуации:

2. Пространственное варьирование локализовано более или менее устойчиво, т. е. области максимумов, минимумов содержания и другие характерные его фазы не меняют в течение года своего местоположения (солевой режим и режим обменных катионов в большинстве почв, режимы подвижных форм железа, алюминия, фосфора и калия, гумуса, рН и др.).

3. Локализация фаз варьирования в пространстве изменяется в течение года (режим влажности во многих почвах, вероятно, режим нитратов и некоторые другие биологические и биохимические режимы).

Наиболее сложный случай представляет собой, несомненно, третья группа режимов и объектов. Что касается первых двух, то соблюдение рекомендуемых ниже требований гарантирует получение доброкачественного материала, т. е. объективное отражение основных динамических явлений в изучаемом режиме.

ВЫБОР СТАЦИОНАРНЫХ УЧАСТКОВ

Выбор стационарных участков, где предполагается организовать исследования, начинается с рекогносцировочного изучения территории, в ходе которого предварительно намечаются в натуре подходящие участки.

Участок должен отвечать определенным требованиям. Самым важным из них является его *однородность в почвенном отношении*. Это значит, что выбираемый участок должен быть покрыт одной и той же почвой, относящейся к одному и тому же типу, подтипу, роду, виду и разновидности, т. е. должен находиться в пределах одного ЭПА (элементарного почвенного ареала, по терминологии В. М. Фридланда, 1965).

Причинами неоднородности участков могут быть микро- и нанорельеф, различия в литологическом составе и строении материнской и подстилающей пород, а также в растительном покрове, в истории участка (для пахотных и залежных почв).

В однородности почвенного покрова участка в связи с рельефом нужно убедиться прежде всего по внешним признакам. Выбираемая площадка должна иметь возможно более ровную поверхность — горизонтальную или наклонную. Если на ней имеются заметные на глаз участки пониженного или повышенного положения сравнительно небольшого размера, в сумме составляющие не более 20—25%, то они должны быть выделены на самой площадке и в дальнейшем исключены из наблюдений, относящихся к данной почве. Такими участками являются потяжины, блюдца, сурчины, выскори в лесу и т. д. Это, конечно, отнюдь не исключает возмож-

ности ведения различных наблюдений и на таких образованиях. Но эти наблюдения уже не будут относиться к почве, характерной для данного участка в целом.

Если участок выбирается на склоне, то в него не должны входить перегибы склона — как выпуклые, так и вогнутые. В дальнейшем пригодность участка в отношении однородности рельефа должна быть окончательно подтверждена с помощью микрогипсометрической съемки.

Наиболее трудным обычно бывает установление литологической однородности участка, так как она в большинстве случаев не выявляется по внешним признакам и требует исследования профиля почвенно-грунтовой толщи (сокращенно — ПГТ). Между тем литологическая неоднородность может оказаться причиной столь сильной пространственной изменчивости статических свойств почвы (а вследствие этого — и зависящих от них микропроцессов), что эта изменчивость превысит интересующую нас изменчивость во времени. Особенно опасна в этом смысле слоистость материнской породы, налагающаяся на варьирование в пространстве мощности слоев и их гранулометрического состава. На таких объектах организовывать стационарные исследования не рекомендуется.

Литологические особенности намечаемого участка неизбежно приходится устанавливать с помощью разрезов. Наилучшей формой последних являются траншеи, описанные ниже. Литологическая однородность ПГТ на намеченном участке, т. е. отсутствие в пределах участка сколько-нибудь заметной изменчивости строения литологического профиля в вертикальном направлении, устанавливается путем тщательного осмотра рабочей стенки траншеи и замера всех показателей, характеризующих литологическое строение ПГТ. Может быть еще рекомендовано заложение контрольных шурфов по углам или на тех сторонах участка, на которых нет траншей.

Кроме того, намеченный участок должен быть исследован с помощью буровых скважин, расположенных по квадратной сетке, желательно с шагом 10 м, до глубины не менее 2 м. При бурении должны быть зафиксированы границы важнейших генетических и литологических горизонтов и отобраны образцы. Перед началом бурения в каждой точке должны быть зафиксированы высотные отметки поверхности, характер растительности и другие признаки, которые могут быть в дальнейшем использованы для индикации изменчивости изучаемого показателя. При наличии заметной незакономерной изменчивости в литологическом строении ПГТ под намеченным участком лучше от него отказаться и выбрать другой.

Целинный растительный покров, как известно, во многих случаях является очень чувствительным и очень точным индикатором неоднородности почвенного покрова, в особенности при комплексности последнего. Таковы, например, хорошо известные двух- и трехчленные комплексы полупустыни, где дифференциация почвенного покрова происходит на уровне различных типов, с соответ-

ствием границ почвенных контуров границам растительных ассоциаций.

• В других случаях неоднородность растительного покрова, сопряженная с резкими различиями в размерах растений и величинах их площадей питания, может быть одновременно причиной и индикатором неизбежной неоднородности почвенного покрова. С такой ситуацией мы сталкиваемся в лесу, где деревья удалены одно от другого на расстояния порядка нескольких метров (до 10 м и более). Перераспределение осадков кронами деревьев, различия в строении корневых систем под стволами и в межствольных пространствах, различная степень затенения и т. д. заведомо создают меняющиеся в пространстве, на протяжении нескольких метров, условия протекания не только микропроцессов, но, по-видимому, и обусловленных ими частных макропроцессов. Последнее находит свое морфологическое отражение на стенках траншей в виде большой извилистости границ морфологических, а следовательно, и генетических горизонтов, нередко отчетливо сопряженной с положением отдельных деревьев и распределением в почве их корней.

На пахотных почвах растительный покров из культурных сельскохозяйственных растений тоже может быть использован как индикатор неоднородности почвенного покрова. Признаками, позволяющими установить последнюю и пространственную конфигурацию отличающихся участков, являются цвет листвы, высота растений, их общий габитус (от гипертрофированного развития до полной гибели на тех или иных участках) и т. д.

Сплошной учет урожая при уравнительном посеве, производимый по площадкам малого размера (порядка 25 м²), дает возможность получить и некоторую количественную оценку неоднородности почвенного покрова. Этим путем могут быть обнаружены и закартированы пятна на пашне, подлежащие исключению из стационарных наблюдений.

При комплексном почвенном покрове, когда отдельные ЭПА одной и той же почвы имеют площади, слишком малые для того, чтобы каждой из них могло бы хватить для сколько-нибудь длительных стационарных наблюдений, стационарный участок неизбежно должен быть составлен из нескольких ЭПА, поочередно включаемых в стационарные наблюдения (по отдельности или группами).

Размер намечаемого стационарного участка в том случае, если стационарные исследования планируются на длительное время (порядка 10 лет и более), должен достигать не менее 0,5—1 га, а с учетом необходимости исключения из площади, пригодной для наблюдений, различных неоднородностей (блюдца, пятна, выскорей, сурчин и т. д.) — даже 2 га.

Если почвенный покров комплексный и предполагается вести стационарные исследования на всех членах комплекса, размер участка, естественно, должен быть больше, так, чтобы суммарная площадь каждого компонента составляла не менее 1 га.

На участках с лесным растительным покровом наблюдения должны вестись по меньшей мере в двух вариантах — на междовольных и на приствольных пространствах. В этом случае величина стационарного участка должна быть увеличена по меньшей мере до 2 га.

ПРОСТРАНСТВЕННОЕ ВАРЬИРОВАНИЕ СВОЙСТВ ПОЧВЫ СТАЦИОНАРНОГО УЧАСТКА И ПОДХОДЫ К ЕГО ИЗУЧЕНИЮ

Этот раздел исследований очень важен вследствие того, что большинство стационарных наблюдений в настоящее время приходится производить методом бесповторных выборок, т. е. путем соответствующего анализа образцов, изъятых из почвы, что лишает нас возможности повторить необходимое измерение в той же точке ПГТ. Поэтому установленное нами изменение того или иного признака во времени всегда совмещается с его варьированием в пространстве. Нашей задачей является, во-первых, оценка этого пространственного варьирования, а во-вторых, максимальное его снижение. Первое достигается методами, изложенными в статье Е. А. Дмитриева. Обратимся ко второй задаче.

Приступая к изложению этого вопроса, следует пояснить, что изученность его пока еще весьма недостаточна, в силу чего изложенные ниже рекомендации и соображения основаны, с одной стороны, на пока еще немногочисленных сведениях о закономерностях пространственного варьирования динамических показателей внутри элементарного почвенного ареала, а с другой — на теоретических соображениях, относящихся как к почвоведению, так и к сопредельным дисциплинам и отраслям знаний — геологии (геостатистика), биологии (математическая морфология, стереология и др.). Это дает основание предполагать, что предлагаемые ниже рекомендации заслуживают внимания и должны быть проверены в практике стационарных исследований.

Наиболее общими качественными категориями форм пространственной упорядоченности являются две — монотонные изменения и колебания. Смысл этих терминов ясен из самого противопоставления. Такое противопоставление не абсолютно, а скорее относится к определенным размерам рассматриваемого стационарного участка. При его расширении монотонные изменения могут оказаться частью колебания, период которого превосходит первоначальный размер участка. Точно так же при уменьшении его размера всякое колебание в конце концов делится на ряд отрезков монотонных изменений.

Описание форм пространственной изменчивости свойства предполагает, что определены диаметр бурового инструмента или размеры образца, отбираемого из шурфа. Размер почвенного образца по вертикали определяется мощностью соответствующего горизонта. Этому вопросу в методике почвенных исследований

всегда уделяли необходимое внимание. Гораздо меньшее внимание обращалось на горизонтальные размеры отбираемого образца и их влияние на результаты почвенного анализа.

Большое влияние размера образца на статистические параметры распределения изучаемого показателя неоднократно демонстрировалось при обосновании методов агрохимических исследований (Доспехов, Мазурина, 1970). Проекцию образца на горизонтальную поверхность можно для краткости назвать зондом¹.

Если определен зонд, то любая площадка может быть разделена на качественно и количественно однородные части или фазы. При надлежащей дробности деления можно добиться, чтобы фазы были двух родов: либо охватывали участки, в которых на фоне более мелких колебаний имеется монотонное или даже линейное изменение, либо участки, внутри которых монотонные изменения отсутствуют и имеются лишь колебания значений измеряемой величины вокруг некоторого среднего. Первые назовем трендовыми фазами, или сокращенно «трендами», а вторые — выровненными фазами, или «плато». Объективность (или воспроизводимость) такого деления, конечно, относительна: она зависит от соотношения размеров фаз и внутрифазных колебаний (их периода и амплитуды).

Еще более простым является выделение фаз, осуществляемое методом проведения изолиний количественного показателя. Такое представление пространственной изменчивости можно назвать топографией фаз, или просто топографией свойства.

Метод изолиний общеизвестен и не нуждается в пояснении. Следует лишь заметить, что интервалы между соседними изолиниями нельзя произвольно уменьшать. Так, в топографии принято, что допустимая ошибка проведения изолинии (горизонталей) не должна превосходить $\frac{1}{4}$ ее «заложения», т. е. разности уровней соседних горизонталей, что можно принять и при изображении других количественно варьирующих показателей. При этом самостоятельными фазами условно можно считать области, ограниченные одной замкнутой горизонталью (плато) или двумя соседними горизонталями (тренды).

Таким образом, фазовый анализ пространственного варьирования некоторого количественного показателя заключается в разделении изучаемого участка на фазы названных выше категорий с количественной (т. е. статистической) характеристикой каждой из них и с группировкой (т. е. с объединением сходных и разграничением различных фаз).

Поскольку результаты изучения топографии свойства зависят от размера зонда, он не должен быть произвольным. *Он должен быть согласован с характерным размером элемента изучаемой*

¹ В геологии приняты термин «геометрическая база» опробования (Матерон, 1968), относящийся к объему и форме образца (обычно бурового), или близкие к нему термины «область воздействия эксперимента» (Рац, 1968), «область влияния» (Боровко, 1971).

неоднородности. Поясним это положение примером. Предположим, что мы хотим изучить топографию содержания обменного натрия в горизонте В столбчатого солонца на некотором участке, например на метровой площадке. Очевидно, что в качестве образца для этой цели лучше всего отбирать целиком единичные мегаагрегаты (столбы) горизонта В. Если же по условиям работы приходится пользоваться бурением, то диаметр бурового инструмента должен быть близок к среднему поперечнику столбов или даже несколько превышать его для гарантии полного охвата хотя бы одного столба. Другими словами, размер зонда должен приблизительно соответствовать размеру элемента изучаемой неоднородности. В данном случае таким элементом является мегаагрегат.

Если мы несколько уменьшим размер зонда, то результаты исследования (топографический план неоднородности) будут отражать не только изучаемую неоднородность, но отчасти также неоднородность внутреннего строения каждого мегаагрегата, а последняя, как известно, достаточно велика и часто выражена морфологически. Однако внутренняя структура столбов будет при этом выявлена весьма плохо, ибо для ее выявления нужно выбрать зонд по крайней мере в несколько раз меньше среднего диаметра столба.

При столь значительном уменьшении зонда либо непомерно (и неоправданно!) увеличится число образцов (придется «разобрать» на образцы всю площадку), либо при отборе их с пропусками, т. е. по сетке, резко ухудшится выявление изучаемой топографии содержания обменного натрия. Наконец, если мы существенно увеличим размер зонда по сравнению с диаметром столба, то рискуем сгладить наиболее тонкие детали изучаемой структуры.

Отсюда следует общее правило оптимального изучения топографии фазового состава свойств на «оструктуренных» объектах, подобных описываемому:

1) должны быть выделены объективно существующие уровни пространственного варьирования, границы которых определяются характерными размерами соответствующих элементов неоднородности. Так, в разобранным случае средний диаметр столба определяет границу между двумя уровнями пространственного варьирования свойств солонцового горизонта по вещественному составу, в том числе по содержанию обменного натрия;

2) при изучении топографии фазового состава свойств на более высоком уровне (в нашем случае — уровень совокупности агрегатов) зонд должен быть согласован с размером элемента неоднородности: быть равным ему или несколько превосходить, но ни в коем случае не быть меньше среднего диаметра названного элемента.

Разобранный пример относится к более простому случаю, когда элемент неоднородности морфологически обособлен, т. е. имеет четкие границы. Однако в почвенном покрове встречаются упорядоченные структуры, элементы которых не имеют столь

четких морфологических границ. Такими являются, например, элементарные структуры почвенного покрова (ЭПС) малоконтрастных в почвенном отношении территорий (различные пятнистости, мозаики, ташеты по В. М. Фридланду, 1972).

В этом случае размер элемента неоднородности, конечно, не теряет своего значения при планировании методики опробования, но само его определение усложняется. Это относится в первую очередь к размеру почвенного индивидуума (педона), который является элементом ЭПА и потому имеет особое значение при изучении режима почвенных микропроцессов (см. также предыдущую статью Ф. И. Козловского)¹.

Понятие «почвенный индивидуум» («педон» американских авторов), это в принципе наименьший объем почвы как целого, т. е. самостоятельного — природного тела. Предложены различные определения педона. Здесь под этим термином подразумевается блок почвы, в пределах которого усредняется существенная часть разнообразия генетических (в том числе динамических) свойств и показателей почвы, а именно, та его часть, которая характеризуется наиболее регулярной повторяемостью в пределах ЭПА. Регулярность колебаний здесь понимается, конечно, в статистическом смысле, т. е. не как идентичность периода и амплитуды колебаний в любой области изучаемого покрова, а лишь как сходство периодов (или, что то же, длин волн) и средних амплитуд некоторой группы близко расположенных пространственных колебаний изучаемой величины.

При этом предполагается (а для некоторых свойств, например для содержания воднорастворимых солей, может быть установлено), что регулярная повторяемость таких колебаний вызывается процессом самопроизвольно идущей «ближней» дифференциации почвенного покрова.

Указанное предположение основывается на том, что для любого микропроцесса, рассматриваемого на ограниченной и однородной территории, изменчивость его параметров вызывается не варьированием притока соответствующего вещества или энергии к поверхности земли, а близким перераспределением их на поверхности или в самой почве, вызываемым главным образом строением биогеоценоза. При этом наряду с факторами и механизмами дифференциации режима на близких расстояниях всегда действуют те или иные факторы выравнивания неоднородности режима, так что с течением времени между проявлением тех и других устанавливается определенное динамическое равновесие.

¹ Авторы настоящей статьи не вполне согласны между собой в оценке современной практической применимости представления о педоне к организации стационарных исследований. Теоретически это представление и его применимость являются весьма перспективными, однако учение о педонах в их конкретном проявлении в различных типах, подтипах, родах и видах почв пока что еще весьма мало разработано. Поэтому сказанное выше имеет своей целью обратить внимание исследователей на этот вопрос и тем самым содействовать его разработке. — А. Р.

Например, в режиме влажности фактором дифференциации является микро- и нанорельеф и неоднородность водопроницаемости почвы, в то время как фактором выравнивания служит внутрипочвенный сток и корневая десукция растений (последняя обычно более интенсивна в очагах с повышенной влажностью)¹.

Такие факторы «ближней» горизонтальной дифференциации присущи, по-видимому, любому почвообразовательному процессу и в этом смысле сопоставимы с формированием вертикального почвенного профиля. Именно эта обусловленность почвообразованием и служит теоретическим оправданием определения почвенного индивидуума как призмы, объединяющей сопряженно развивающиеся фазы регулярно встречаемых малых по протяженности (до немногих метров) неоднородностей в почвенном покрове. Регулярность таких неоднородностей, понимаемая в указанном ранее статистическом смысле, может быть выявлена соответствующим анализом, на котором мы остановимся ниже. С обсуждаемой здесь методической точки зрения важны три обстоятельства.

1. Увеличение зонда опробования путем подбора технически доступного диаметра бурового инструмента или размера опробуемой части микрошурфа, по-видимому, не может полностью усреднить внутрипедонную неоднородность строения почвенного покрова.

2. Элементарная наблюдательная площадка не должна быть меньше размеров почвенного индивидуума — педона, иначе результаты наблюдений могут не охватить какие-то фазы внутрипедонного варьирования режима, что приведет к недостаточной представительности площадки для изучаемой почвы.

3. Если на наблюдательном участке имеются неоднородности более крупных размеров, нежели педонные, например некоторый тренд изучаемого показателя, то эти неоднородности могут быть выявлены и зафиксированы наиболее точно при условии предварительного фактического или расчетного усреднения внутрипедонных колебаний, частично или полностью маскирующих тренд.

Изложенное выше позволяет разделить в методических целях пространственное варьирование изучаемых свойств на две основные категории: 1) высокочастотное — связанное с внутренней структурой педонов, т. е. охватывающее диапазон размеров от зонда опробования до педона; 2) низкочастотное — охватывающее более крупные неоднородности, вплоть до ЭПА в целом. Следует заметить, что и та и другая категории могут быть представлены более чем одним уровнем пространственного варьирования (в указанном ранее смысле).

Методы первичного изучения этих категорий неоднородности различны. Изучение высокочастотной составляющей, включая

¹ Как «внутрипочвенный» сток, так и десукция влаги корнями растений могут быть факторами, усиливающими дифференциацию. — А. Р.

определение размера педона, рекомендуется производить методом закладки длинных траншей. Изучение низкочастотной составляющей производится главным образом методом сплошного опробования участка по регулярной сетке.

Упомянем также кратко о методах обработки данных первичного изучения пространственного варьирования. Изучение высокочастотной составляющей пространственного варьирования почвенных свойств преследует две основные цели: 1) определение размера педона, служащее для разграничения *высокочастотной* и *низкочастотной* составляющих; 2) качественную и количественную характеристику высокочастотной составляющей.

Основным исходным документом при траншейном методе опробования является регистрограмма (рис. 1), представляющая собой графическое изображение в определенном масштабе изменений по длине траншеи того или иного признака в профиле ПГТ. Для морфологических признаков таким документом являются замеры и зарисовки рабочей стенки траншеи. Кроме данных морфологического описания используются также результаты аналитического исследования образцов, отобранных по специальной, описанной ниже методике.

Наиболее строгими и обоснованными методами обработки регистрограмм являются прикладные методы, основанные на теории случайных функций, известные под названиями «спектрально-частотный анализ» или даже просто «спектральный анализ» (не путать с физическим спектральным анализом!), «корреляционно-спектральный анализ», «анализ временных рядов» и др.

Названный анализ позволяет выявить и количественно охарактеризовать периодические составляющие регистрограммы и дать статистическую оценку их значимости (по так называемым автокорреляционной функции и автоспектру). Этими же методами могут быть охарактеризованы имеющиеся связи между регистрограммами различных свойств, оценены их характер и теснота связи, т. е. может быть решен вопрос о возможности индикации одного свойства по другому (с помощью так называемых взаимно корреляционных функций и взаимных спектров).

Перспективность применения этих методов вытекает прежде всего из их общности и почти универсальной применимости для таких объектов, какими являются почва и почвенный покров. Однако, учитывая недостаточный опыт их применения в почвоведении и трудную доступность для большинства почвоведов математического аппарата, редакция не сочла целесообразным их изложение в настоящем руководстве¹.

¹ Интересующимся можно рекомендовать для знакомства с теорией случайных функций учебник Е. С. Вентцель (1969), для знакомства с прикладными методами — монографии А. А. Свешникова (1968), Г. Дженкинса и Д. Ватса (вып. I и II, 1971 и 1972). Применение прикладных методов теории случайных функций в почвоведении описывается в ряде статей (Козловский, 1970; Вердиев, 1971; Дмитриев и др., 1974).

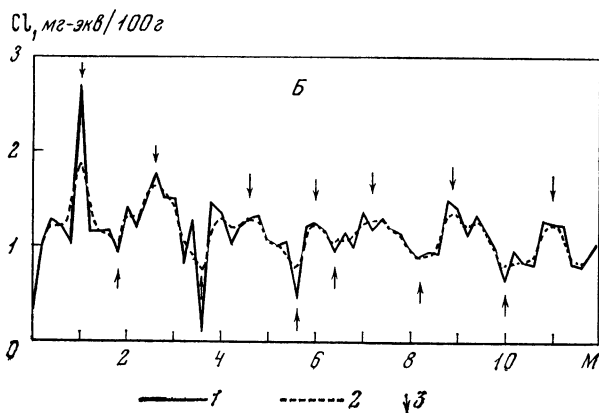
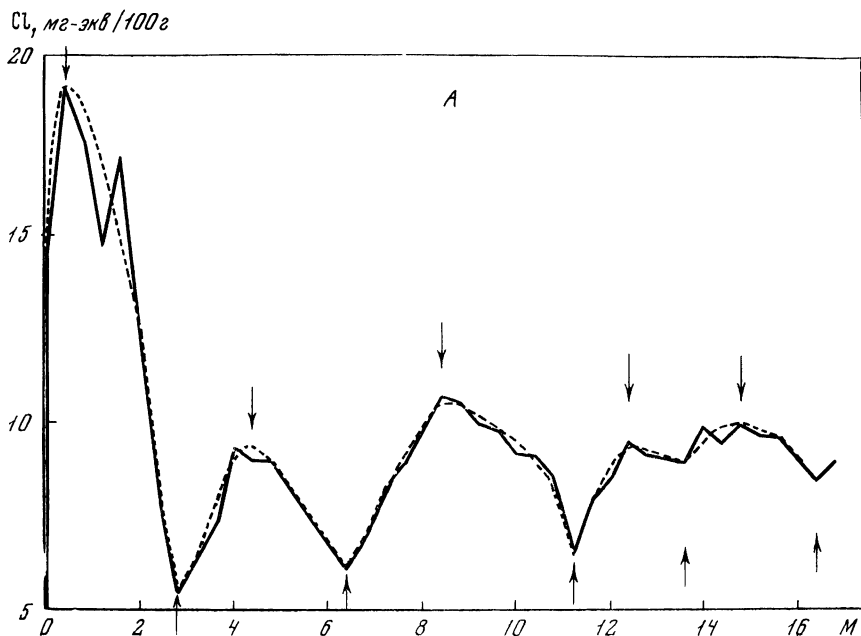


Рис. 1. Регистрограммы засоленности некоторых почв, полученные по данным траншей и сглаженные в целях выявления размера педона по среднему периоду преобладающих колебаний

1 — исходные данные, 2 — сглаженная кривая; 3 — точки экстремумов (максимумы и минимумы) на сглаженных кривых,

A — среднее содержание хлора в слое 0—150 см лугового среднестолбчатого солонца — пример четко выраженных квазипериодических колебаний. Сглаживание проводилось от руки; Б — содержание хлора в горизонте B₁ (7—15 см) лугово-степного мелко столбчатого солончакового солонца — пример пестико выраженных квазипериодических колебаний. Скользящее сглаживание с интервалом 70 см.

Для выбора и обоснования методики опробования могут быть с успехом применимы упрощенные методы обработки регистрограмм. Наиболее простым из них является метод скользящего осреднения. Ориентировочная, но достаточная для практических целей оценка размера педона может быть получена этим способом непосредственно по регистрограмме. Особенно прост такой анализ при четко выраженной периодичности, не осложненной наиболее высокочастотными колебаниями (рис. 1, А). В этом случае он сводится к замеру всех подряд периодов по расстояниям между ближайшими экстремальными фазами — максимумами и минимумами. На основании полученных замеров выводятся средняя арифметическая и пределы колебаний основного периода, которые довольно хорошо согласуются со спектральными данными.

При выраженных наиболее высокочастотных составляющих колебаний необходимо провести предварительное скользящее сглаживание, причем интервал сглаживания должен составить от $1/2$ до $1/5$ выявляемого периода колебаний. После этого удастся провести указанные выше промеры. Пример скользящего сглаживания регистрограммы приводится на рис. 1, Б.

Рекомендуемая выше операция предполагает, что частота преобладающих по амплитуде колебаний может быть, хотя бы очень грубо, оценена «на глаз». В противном случае необходимо провести ряд скользящих сглаживаний с интервалом, возрастающим примерно вдвое (например, 30—40, 70—80 и 150—160 см).

Для определения размеров педона полученные сглаженные ряды вычерчивают на миллиметровой бумаге. На каждый график наносят линию тренда — наиболее усредненный (с интервалом 6—8 м) ход изучаемой величины. Каждую регистрограмму делят на отрезки, равные удвоенному интервалу сглаживания данной регистрограммы. На каждом отрезке определяют сумму наибольших отклонений от линии тренда в ту и другую сторону. Найденные значения для каждого интервала сглаживания усредняют. Полученные величины и являются ординатами требуемого графика. Размер педона определяют по кривой убывания средней амплитуды колебаний от интервала сглаживания. Он равен абсциссе изгиба кривой, начиная с которого кривая выполаживается.

Определив размер педона, оценивают дисперсию, связанную с высокочастотным и низкочастотным варьированием. Делают это следующим образом. Определяют суммарную дисперсию ¹ исходного (несглаженного) ряда и ряда сглаженного, с интервалом, равным среднему размеру педона, взятому ради осторожности с коэффициентом 1,2—1,3. Например, если средний размер педона равен 2,5 м, то расчетный его размер следует принять, с округлением, равным 3,0 м.

Дисперсия сглаженного ряда принимается в качестве оценки низкочастотного варьирования. Дисперсия высокочастотного

¹ Определение дисперсии ряда (выборки) см. в статье Е. А. Дмитриева в настоящем сборнике.

варьирования оценивается по разности между дисперсией исходного (несглаженного) ряда и дисперсией низкочастотного варьирования. Оценку дисперсии низкочастотного варьирования получают по разности между суммарной дисперсией показателя (по данным сплошного опробования наблюдаемого участка) и значением высокочастотного варьирования (полученным путем усреднения оценок по отдельным траншеям).

Рекомендуется также отдельно оценивать дисперсию наиболее высокочастотной части регистрограммы, т. е. колебания с длиной волны менее 50 см (эту часть можно назвать также ультравысокочастотным варьированием). Такая оценка необходима для обоснования выбора техники опробования (бурение или шурфовка). С этой целью проводят скользящее сглаживание с интервалом 30 и 50 см, после чего оценивают дисперсию сглаженных таким образом рядов. Эту последнюю сравнивают с дисперсией высокочастотного варьирования, полученной ранее. Если дисперсия ряда, сглаженного с интервалом 50 см, примерно в 3,5—4 раза меньше, чем дисперсия высокочастотного варьирования, то применение микрошурфов предпочтительнее бурения. Если дисперсия ряда, сглаженного с интервалом 30 см, примерно в 2,0—2,5 раза меньше дисперсии высокочастотного варьирования, то целесообразно бурение инструментом увеличенного диаметра (до 20—25 см).

Методическое значение абсолютных величин высокочастотной и низкочастотной составляющих пространственного варьирования рекомендуется оценивать по частному коэффициенту вариации (V_n), который определяется выражением $V_n = \sqrt{D/M} \cdot 100$, где D — оценка дисперсии, связанной с данной категорией варьирования (высокочастотного или низкочастотного), M — средняя арифметическая величина показателя, измеренная по данным сплошного первичного опробования по сетке.

В качестве ориентировочной оценки можно принять, что при величине $V_n \geq 20\%$ соответствующая категория варьирования выражена сильно, в связи с чем целесообразно изыскивать пути сокращения ее влияния на результаты наблюдений (см. ниже). С этой целью следует искать зависимости между изучаемым динамическим показателем и его факторами, которые могут быть использованы для индикации.

Если дисперсия низкочастотного варьирования велика, т. е. V_n превышает 20%, то целесообразно попытаться выявить топографию низкочастотного варьирования свойства методом изолиний по данным сетки опробования, с привлечением индикационных связей. Выявление индикационных связей производится с помощью корреляционного и регрессионного анализа данных сплошного (по сетке) опробования участка. Эти методы изложены в статье Е. А. Дмитриева в настоящем сборнике.

При планировании линейного (траншейного) опробования целесообразно исходить из следующих соображений. Изучение пространственного варьирования должно охватывать интервал

колебаний с периодами от 0,4—0,6 до 5—6 м. Исходя из этого, шаг опробования лучше принять равным не более 20—25 см, а длину траншеи — не менее 20—25 м. Число колонок в траншее не должно быть менее 80—100, но еще лучше, если оно будет несколько больше. Так, при 160 точках и шаге 25 см можно удовлетворительно охарактеризовать колебания с периодом до 5 м. Кроме специальных случаев при опробовании можно ограничиться глубиной до 0,5 м, до которой (в средней полосе) обычно разворачивается наиболее интенсивная сезонная динамика¹. Отбор образцов должен производиться без перерывов как по вертикали, так и по горизонтали (или с минимальными промежутками между колонками). Замеры морфологических показателей должны обеспечить получение средних значений на отрезке, равном шагу опробования.

Обратимся теперь к вопросу о том, по какому признаку или по совокупности каких признаков следует изучать описанное выше варьирование почвы, установление величины педона и т. д. Дать точный и обоснованный ответ на этот вопрос в настоящее время не представляется возможным. Поэтому мы будем вынуждены ограничиться лишь некоторыми общими соображениями.

Во-первых, выбор признаков должен производиться с учетом генетических особенностей данной почвы и программы дальнейших стационарных наблюдений. Во-вторых, в число выбираемых должны входить признаки, как устойчивые во времени, так и обладающие заметной или даже значительной изменчивостью в годовом цикле и более коротких циклах.

По первым признакам мы будем судить о варьировании в пространстве свойств основной массы твердой фазы почвы, созданном ходом частных и общих почвообразовательных макропроцессов. Во вторую группу признаков следует включить прежде всего те, которые будут служить объектами стационарных исследований, т. е. признаки, относящиеся к микропроцессам.

Исходя из этих соображений, можно, вероятно, рекомендовать в качестве признаков, индицирующих варьирование свойств почв, следующее: содержание гумуса, содержание ила и физической глины, обменных Ca^{2+} и Mg^{2+} , обменной кислотности в тех почвах, где она имеется, рН водной и солевой суспензии, число микроорганизмов (методом прямого подсчета клеток в образцах), влажность, удельную поверхность. В почвах карбонатных к этому перечню следует добавить определение содержания карбонатной CO_2 , в почвах засоленных — содержание воднорастворимых ио-

¹ Для почв с профилем типа АВС и с четко выраженным расчленением горизонта А (например, A_1 и A_2 в дерново-подзолистых почвах) необходимо охватывать не менее четырех горизонтов (A_1 , A_2 , A_2B и B — верхнюю часть, а в лесу еще и A_0). При двучленности почвообразующей породы необходимо кроме вышесказанного измерять мощность верхнего члена и исследовать особенно внимательно верхний 10-сантиметровый слой нижнего. — А. Р.

нов Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , SO_4^{2-} , Cl^- и общей суммы SO_4^{2-} (определение так называемого гипса).

При наличии аналитических возможностей к этому перечню можно добавить и валовое определение содержания некоторых элементов (например, SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , MgO , K_2O , Na_2O , P_2O_5 , TiO_2 или хотя бы некоторых из них), в особенности для почв с отчетливо выраженными превращением и передвижением алюмосиликатной части — подзолистых, солонцов, бурых лесных и т. д.

При взятии образцов для изучения варьирования состава и свойств почв можно ограничиться относительно небольшой глубиной, учитывая, что с глубиной степень варьирования, как правило, уменьшается. Поэтому при взятии образцов для указанной цели можно ограничиться глубиной 0,5—0,6 м и только для влажности и содержания солей принять глубину, равную 1,0—1,5 м¹. Последнее касается также и тех случаев, когда в нижних слоях наблюдается изменение литологического строения ПГТ.

Исследование пространственного варьирования почвы производится в следующем порядке. Прежде всего, после того как трасса будущей траншеи будет размечена и проинвентаризована, по линии будущей передней стенки производится бурение на глубину 1,0—1,5 м через каждые 20 см, с отбором образцов на влажность через каждые 10 см подряд. С поверхности лучше взять образцы 0—5 и 5—10 см. Часть скважин (например, каждую пятую) желательно довести до большей глубины, до 2 м или даже глубже, для оценки варьирования влажности в более глубоких слоях. Эти скважины при глубине грунтовых вод 6—8 м (не более) следует доводить до их уровня, с замером последнего через сутки. При наличии мертвого горизонта иссушения эти скважины следует углублять в него не менее чем на 0,5 м.

Растительность на поверхности будущей траншеи следует предварительно скосить как можно ниже, и если работу нельзя закончить в один день, то неотработанную часть траншеи нужно закрыть пленкой для снижения величины испарения и для предохранения от дождя. При бурении следует внимательно осматривать и описывать образцы, вынимаемые из бура, для контроля литологической однородности ПГТ. Если бурение выявит заметную неоднородность, то это может дать основание для отказа от намеченного участка.

Это первичное определение влажности следует приурочить к сроку, когда можно ожидать максимального варьирования влаж-

¹ Многие почвы с непромытым типом водного режима имеют отчетливо выраженный солевой горизонт в нижней части первого метрового слоя или (чаще) во втором метровом слое. Таковы южные (а иногда и обыкновенные) черноземы, темно- и светло-каштановые почвы, сероземы и т. д. В таких почвах совершенно необходимо определять глубину залегания солевого горизонта, коррелирующего с нижней границей зоны активного влагооборота. — А. Р.

ности, — к середине лета в лесной зоне, к началу лета в лесостепи и к концу весны в более сухих зонах.

После окончания бурения траншея отрывается до глубины 1,5 м. Описывается, как сказано выше, рабочая стенка, после чего из нее отбираются образцы для исследования варьирования свойств почвы. Эти образцы берутся из узких (шириной 10 см) колонок, отстоящих одна от другой на 20—25 см по всей длине траншеи. Берутся они подряд, без перерыва по вертикали, но с соблюдением границ морфологических горизонтов, причем высота образцов не должна превышать 10 см, а в горизонтах с меньшей мощностью — равняться таковой.

Отбор целесообразен до глубины около 0,5 м, в пределах которой варьирование бывает, как правило, наибольшим. Если в почве имеются соли, отсутствующие в верхних ее слоях, то образцы берутся до большей глубины, чтобы охватить слой, в котором варьирование содержания солей в годовом цикле может оказаться существенным.

Результаты аналитического исследования взятых образцов в сочетании с замерами и зарисовкой в траншее варьирования морфологического строения профиля почвы и послужат тем материалом, который, будучи обработан методами, описанными выше, даст объективную характеристику пространственного варьирования строения, состава и свойств почвы.

ПЕРВИЧНОЕ ИЗУЧЕНИЕ СТАЦИОНАРНЫХ УЧАСТКОВ

Стационарные участки, выбранные в соответствии с вышеизложенным, должны подвергнуться подробному изучению для установления первоначального их состояния и для исчерпывающей характеристики.

Кроме того, первичные исследования должны охарактеризовать пространственное варьирование показателей изучаемых режимов, а также выявить и охарактеризовать индикационные связи, которые могут быть использованы как для корректировки методики опробования, так и для уточнения полученных данных по сезонной динамике.

Первым, совершенно необходимым элементом первичного изучения является составление топографической карты в масштабе 1 : 200 или 1 : 250, производимое путем нивелировки по сетке квадратов, разбитой в природе со стороной 10 или лучше 5 м, и с расстановкой пикетов через 1—2 м, а лучше через 50 см. Нивелировку следует вести от хорошо закрепленного репера, которому присваивается условная отметка, обеспечивающая положительную величину отметок на всем участке съемки. Горизонтالي на карте должны наноситься через 10 см, полугоризонтالي — через 5 см. На этой карте инструментально должны быть нанесены все «особые» объекты — сурчины, отдельные кустарники среди травяного покрова, участки, поврежденные человеком, и т. д. В лесу должны

быть нанесены точки расположения стволов деревьев, кустарников и пр.

Следующий важный элемент первичного изучения — закладка упомянутых выше траншей и их исследование. Их рекомендуется закладывать не менее двух на двух противоположных сторонах намеченного участка, которому следует придавать прямоугольную форму. Если участок выбирается на склоне, то его целесообразно вытянуть поперек склона и длинную сторону сделать примерно вдвое больше коротких. Две траншеи при этом располагаются вдоль склона и, следовательно, вдоль коротких сторон участка, а третья — поперек склона, вдоль нижней стороны. Длина траншей может быть рекомендована равной 20—40 м, ширина определяется удобством работы и может равняться 0,8—1,0 м. Их трассы предварительно подробно нивелируются вдоль будущей рабочей стенки, с расстановкой пикетов через 10—20 см и с последующим вычерчиванием профиля в горизонтальном масштабе 1 : 50 или 1 : 100 и вертикальном 1 : 10.

Минимальная глубина траншей должна достигать 1,5—2,0 м в лесной зоне, 3,0—4,0 м в лесостепной, 3,0 м в степной и 1,5—2,0 м в прочих, более сухих зонах. Если грунтовые воды встречены на глубинах меньших, чем указанные, траншеи выкапываются до их зеркала.

Однако первоначально траншеи выкапываются до глубины 1,5 м и используются для сбора материала по установлению закономерностей пространственного варьирования почв. Таким материалом служит прежде всего зарисовка рабочей стенки траншеи.

Зарисовываются границы всех морфологических горизонтов, границы слоев с солевыми или карбонатными выделениями, граница вскипания с кислотой (и его исчезновения, если таковое наблюдается в пределах стенки), границы литологически отличающихся слоев, трещины, кротовины, крупные корневины, крупные конкреции и стяжения и т. д. Зарисовки выполняются на основании соответствующих замеров, производимых через каждые 10 см по строго вертикальным линиям. Кроме того, для изучения закономерностей пространственного варьирования почвы в траншее производится отбор образцов из рабочей стенки по специальной методике, которая будет описана ниже.

После того как эти образцы взяты, траншея углубляется до заданной величины. Производится зарисовка строения нижних слоев ПГТ. Затем отбирают основные образцы для общей характеристики почвы. Их берут из вертикальных колонок сечением 10 × 10 см, подряд (без перерывов), образцами 10-сантиметровой мощности, но с соблюдением границ морфологических горизонтов (т. е. мощность двух смежных образцов может быть и меньше 10 см, соответственно разделяющей их границе горизонта). Колонки располагают на расстоянии 20—25 см одна от другой. Одновременно берут образцы для специальных исследований — микроморфологических, для определения содержания

крупных конкреций и стяжений и пр. В необходимых случаях берут и монолиты — либо метровые или двухметровые, либо из отдельных горизонтов, для исследования тех или иных деталей строения почвенной толщи.

Рядом с названными колонками берутся, тоже колонкой, образцы для определения объемного веса (ОВ): в верхнем полуметровом слое — примерно с трехкратной повторностью, в слое 0,5—2,0 м — с двукратной, а глубже — однократно. Это дает по всей траншее соответственно не менее чем 15-, 10- и 5-кратную повторность. Образцы для определения ОВ берут по одному из середины каждого морфологического горизонта, но не реже чем 5—10 см. В промежутках между колонками для взятия основных образцов и образцов для определения ОВ могут быть взяты, тоже сплошными колонками, монолиты для количественного определения содержания корневых растений (площадь монолитов 20×20 или 25×25 см; высота должна соответствовать мощности морфологических горизонтов).

После взятия всех перечисленных образцов стенка траншеи зачищается и на ней производится препарирование корневых систем растений и зарисовка их строения. В дальнейшем траншеи должны быть зарыты, но предварительно они могут быть использованы для устройства различных подземных и надземных сооружений, сопряженных, например, с установкой лизиметров, испарителей и т. д.

Все сказанное относится к тому случаю, когда стационарный участок должен быть выбран в пределах одного ЭПА. Если объектом стационарных наблюдений будет участок с комплексным почвенным покровом, то все сказанное остается в силе. Но места для закладки траншей в этом случае следует выбирать таким образом, чтобы они пересекали более или менее посередине несколько ЭПА, представляющих собой различные элементы комплекса. Например, при трехчленном покрове, характерном для некоторых участков Прикаспийской низменности, траншея может начинаться на ЭПА солончакового солонца, пересекать кольцеобразный ЭПА светло-каштановой почвы, затем — замкнутый, более или менее округлый ЭПА темноцветной почвы западины, затем — снова ЭПА светло-каштановой почвы, выходить на солонец и т. д., с тем чтобы одной траншеей охватить в двух-трех повторностях все смежные компоненты комплекса. Так же должна закладываться и вторая траншея, на другой стороне стационарного участка, а если необходимо, то и третья. Естественно, что в этом случае общая площадь стационарного участка будет значительно больше, так как на ней должны быть выбраны достаточно большие участки каждого компонента комплекса.

ПУТИ И СПОСОБЫ ОПТИМИЗАЦИИ МЕТОДИКИ ОПРОБОВАНИЯ

Основными средствами, которыми располагает экспериментатор для повышения точности получаемых результатов, помимо нежелательного для него увеличения повторности, являются увеличение зонда опробования и рациональное расположение точек — повторностей. Об условиях эффективного увеличения зонда (увеличение диаметра бурового инструмента или замена бурения шурфовкой) говорилось выше. К увеличению зонда относится по существу и применение смешанных образцов, которое при стационарных исследованиях в принципе не отвергается. Однако смешивание снижает главным образом объем аналитической работы, но не объем самого опробования.

Остановимся на способах расположения повторностей для улучшения данных режимных наблюдений. Имеются четыре основных способа такого улучшения.

1. Группировка точек опробования сравнимых сроков наблюдений на площадках минимально допустимого размера (далее мы будем называть их годовыми площадками). Уменьшение годичной площадки диктуется стремлением сократить пространственное варьирование измеряемого показателя внутри ее. Минимально допустимым размером годичной площадки является, как указывалось выше, размер почвенного индивидуума — педона, однако практически обычно приходится выбирать больший размер ввиду необходимости обеспечить достаточный «запас площади» — не менее чем на год непрерывных наблюдений.

2. Выбор минимально допустимого расстояния между отдельными скважинами, относящимися к различным срокам наблюдений, диктуется теми же соображениями, что и в п. 1. Это расстояние определяется радиусом зоны влияния ранее заложённой скважины (в пределах зоны влияния нарушается естественный ход изучаемого режима).

Обоснованное сокращение расстояния между точками приводит к значительному сокращению размера годичной площадки, а следовательно, и пространственного варьирования внутри ее. Это в свою очередь может позволить сократить необходимую повторность пробования площадки, что приведет к возможности еще сократить ее и довести размер площадки до теоретически допустимого минимума, т. е. до размера немногих педонов.

Однако до тех пор, пока радиус зоны влияния для различных режимов и почв экспериментально не изучен, указанный размер приходится назначать с определенным «запасом надежности». Поэтому мы рекомендуем *расстояние между скважинами, относящимися к разным срокам наблюдений, назначать не менее 1 м*, хотя для многих режимов и почв это расстояние, вероятно, может быть уменьшено при условии тщательной заделки отработанных скважин и шурфов.

3. Размещение точек опробования (повторностей), относящихся к одному сроку, внутри годичной площадки также может быть оптимизировано. Это возможно даже в том случае, когда топография внутрипедонных фаз неоднородности нам неизвестна. В этом случае может быть найдено *оптимальное расстояние между повторностями*, которое равно *полупериоду педона*¹.

4. Рациональное размещение годичных площадок преследует цель достижения представительности годичных площадок относительно наблюдательного участка.

Наличие низкочастотной неоднородности на наблюдательном участке означает, что единичная годичная площадка в общем случае не может считаться представительной для него. Для достижения представительности в этом случае необходима некоторая выборка годичных площадок. При этом во избежание непомерного увеличения объема работы следует использовать все возможности, чтобы ограничить число годичных площадок действительно необходимым минимумом. Таким минимумом являются три площадки.

Дальнейшее уменьшение числа годичных площадок нежелательно из-за соображений предосторожности. При трехкратной повторности еще возможна выбраковка сомнительных данных по одной из площадок в случае непредвиденного попадания ее в неудачное место (например, нарушенность почвенного профиля посторонними причинами, не зафиксированная при первом изучении участка). При двукратной повторности такая выбраковка в значительной степени обесценивает материал, полученный по оставшейся единственной площадке, поскольку он лишается контроля.

В случае значительной выраженности низкочастотной составляющей пространственного варьирования трехкратная повторность может быть достаточной только при условии неслучайного расположения площадок. Их следует располагать на типичных (широко представленных) и в то же время достаточно контрастных фазах. Такое расположение дает возможность проводить вычисление средних по участку величин как средневзвешенных,

¹ Эта рекомендация вытекает из теории случайных функций, но может быть пояснена в рамках обычной статистики, как требование обеспечить возможно более тесную отрицательную корреляцию между любыми парами соседних точек-повторностей.

Из статистики известно, что при объединении двух коррелированных выборок оценка среднеквадратичного отклонения объединенной совокупности определяется формулой $\sigma_{\text{общ}} = \sqrt{\sigma_1^2 + \sigma_2^2 + 2r\sigma_1\sigma_2}$, где σ_1 и σ_2 — оценки среднеквадратичного отклонения каждого слагаемого, r — коэффициент корреляции между ними. Следовательно, при максимальной отрицательной корреляции величина $\sigma_{\text{общ}}$ достигает минимума. Из теории случайных функций вытекает, что при наличии периодической составляющей в анализируемом ряду максимальная отрицательная корреляция имеет место для одинаково ориентированных пар точек, отстоящих одна от другой на расстоянии полупериода названной составляющей.

причем весовым коэффициентом является относительная площадь, занимаемая представляемой фазой на участке.

Применение рекомендуемых способов размещения точек дает возможность наиболее эффективного статистического выравнивания результатов наблюдений и устранения таким образом отрицательного влияния пространственного варьирования на результаты наблюдений. Остановимся на двух основных методах статистического выравнивания.

«Взвешивание» результатов наблюдений, т. е. замену простого усреднения данных (по годичной площадке или участку в целом) можно рассматривать как один из методов индикации, поскольку определение весового коэффициента фазы обеспечиваются индикационной зависимостью.

Нужно упомянуть, что усреднение с весом может быть достигнуто и без индикации, на основе обобщенного описания закономерного пространственного варьирования¹. Однако первый вариант не только проще, но и, как правило, надежнее.

Основным способом статистического выравнивания ряда с использованием индикации является так называемый анализ ковариационных связей для уточнения эксперимента (Доспехов, 1972), т. е. приведение к среднему (по площадке, участку) на основе использования регрессионной зависимости между определяемым показателем и индикатором по формуле

$$y_1 = y + b_{y/x}(\bar{x} - M_x),$$

где y_1 — приведенное значение даты (среднего); y — фактическое значение даты; $b_{y/x}$ — коэффициент регрессии y по x ; $(\bar{x} - M_x)$ — разность между средним значением независимой переменной по наблюдению данного срока (x) и ее фактическим значением (M_x).

Таким образом, в данном случае, в отличие от предыдущего, требуется знание конкретного вида регрессионной зависимости определяемого показателя от индикатора в форме значения коэффициента регрессии $b_{y/x}$. Нужно сказать, что коэффициент $b_{x|y}$ вместе с определяемым показателем (y) подвержен сезонной изменчивости и потому определение его, вообще говоря, требует значительной повторности. Однако в условиях режимных наблюдений изменчивость коэффициента $b_{y/x}$ тем меньше, чем сильнее выражено пространственное варьирование. Это открывает возможность приближенной оценки его по сходным годичным площадкам, серии сроков наблюдений за ряд лет, тем более точной, чем больше потребность в статистическом выравнивании. Это обстоятельство открывает возможность использования данного метода в порядке апостериорного уточнения результатов.

¹ Имеются в виду методы, основанные на теории случайных функций (см., например, Вердиев, 1971).

Как уже упоминалось ранее, разработка конкретных методик, основанных на высказанных здесь принципах, в целом является делом будущего. В настоящее время мы считаем целесообразным предложить некоторый компромиссный вариант рабочей методики, в которой названные принципы используются лишь частично и которая, не будучи оптимальной, способна тем не менее обеспечить выявление существенных сторон сезонной динамики изучаемых процессов в достаточно широком диапазоне условий проведения стационарных исследований. Предлагаемые ниже рекомендации по организации наблюдений вытекают из этой стандартной методики.

Прежде чем перейти к названным рекомендациям, необходимо уточнить границы их применимости. С точки зрения планирования и организации стационарных наблюдений наиболее важны количественные характеристики высокочастотной и низкочастотной составляющих пространственного варьирования: первая из них влияет на выбор повторности опробования внутри годичной площадки, вторая — на число годичных площадок.

Как уже упоминалось выше, обобщенной их характеристикой является частный коэффициент вариации, т. е. величины V_v и V_n , относящиеся соответственно к высокочастотной и низкочастотной составляющим пространственного варьирования. Их определяют по данным траншей и сплошного первичного изучения участка по всем генетическим горизонтам.

Для каждого из горизонтов расчет производят по формулам

$$V_v = \frac{V\bar{D}_b}{M} \cdot 100; \quad V_n = \frac{\sqrt{D_{\text{общ}} - \bar{D}_b}}{M} \cdot 100,$$

где $D_{\text{общ}}$ — общая величина дисперсии показателя, рассчитанная для всего участка по данным сети скважин; $\bar{D}_b$ — средняя дисперсия того же показателя для пятиметровых отрезков траншей; M — средняя арифметическая величина показателя по участку в целом по данным сети скважин. Пятиметровый отрезок траншеи в качестве расчетной величины выбран, исходя из рекомендуемого стандартного размера годичной площадки (см. ниже).

Напомним также, что оценка дисперсии величины определяется по формуле

$$D = \frac{1}{n} \sum (X_i - \bar{M}_x)^2,$$

где X_i — некоторое i -измеренное ее значение; $\bar{M}_x$ — среднее арифметическое величины X ; n — число измерений.

Обратимся теперь к оценке величин V_v и V_n с точки зрения методики стационарных наблюдений, имея в виду, что первая из них влияет на выбор повторности опробования внутри годичной площадки, а вторая — на число годичных площадок. Повторность опробования зависит, конечно, от требований к точности и до-

стоверности исследований. Что касается уровня достоверности результатов, которая определяет степень нашей уверенности в безошибочности выводов, то для режимных наблюдений можно рекомендовать $P = 0,9$. Это означает, что, принимая результат достоверным, мы можем ошибиться примерно один раз из 10 случаев, характеризующихся полученными результатами.

Эти требования в зависимости от задач исследования, а также от конкретных режимов и почв могут изменяться в широких пределах. Так, при изучении солевого режима почвы в производственных опытах с промывкой засоленных земель может быть допущена сравнительно высокая относительная погрешность определений, порядка 20—30%, ибо хозяйственно значимым является практически полное удаление солей из верхних горизонтов почвы. С другой стороны, при изучении сезонной динамики содержания гумуса в почвах средних широт допустимая величина относительной вероятной погрешности должна быть весьма малой (порядка 1—2%).

Из этих примеров ясно, что назначить стандартные требования к точности определения динамических показателей не представляется возможным. Тем не менее для ряда важных режимов, таких, как режим влажности, солей и некоторых подвижных элементов, можно принять в качестве стандартной точности, характеризующую 10%-ной относительной вероятной погрешностью.

Напомним, что при использовании метода малых выборок увеличение повторности более чем до 10-кратной не оправдано. Прирост точности результата измерения при увеличении числа повторностей в расчете на каждое последующее измерение уменьшается и при повышении повторности до 10-кратной становится настолько малым, что заведомо не оправдывает усилий, затрачиваемых на эту дополнительную повторность.

Исходя из этих соображений, можно подсчитать, пользуясь известной формулой математической статистики, что достижение требуемой точности (10—12%) при заданном уровне вероятности (0,9) при условии не более чем 10-кратной повторности определения возможно лишь в том случае, если коэффициент вариации определяемой величины не превышает 20%.

Это значение ($V = 20\%$) мы и принимаем в качестве границы, разделяющей умеренно и сильно выраженное пространственное варьирование измеряемых величин. Если первичное изучение участка свидетельствует о том, что обе составляющие пространственного варьирования не превосходят указанной границы, т. е. $V_v < 20\%$ и $V_n < 20\%$, то рекомендуемая ниже стандартная методика гарантирует получение вполне доброкачественного материала. Если же один или оба показателя (V_v или V_n) пространственного варьирования превосходят эту величину, то доброкачественный материал может быть получен лишь при условии упомянутого выше статистического выравнивания наблюдений отдельных сроков с помощью индикации.

Рекомендуемый ниже порядок организации наблюдений дает возможность отыскания и оценки индикационных зависимостей, необходимых для такого выравнивания.

ВЫБОР НАБЛЮДАТЕЛЬНЫХ ПЛОЩАДОК И ОРГАНИЗАЦИЯ НАБЛЮДЕНИЙ НА НИХ

Переходим к вопросу о выборе наблюдательных площадок, т. е. тех площадок, на которых в дальнейшем будут производиться стационарные наблюдения.

Поясним, что мы будем говорить о площадках различного рода и назначения. Главная (или основная) наблюдательная площадка — та, на которой будут сосредоточены все наблюдения, связанные с периодической выемкой из почвы ее образцов для производства в дальнейшем соответствующих аналитических определений в них. Эта площадка будет самой большой, так как после каждого очередного срока наблюдений точки для последующих наблюдений должны переноситься на новое место по причинам, которые были освещены в предыдущих двух статьях.

Кроме основной площадки должны быть выбраны площадки специального назначения с постоянными установками — для изучения температурного режима, газового режима и т.д. На них мы остановимся позднее.

Поскольку площадь основной площадки постепенно отрабатывается и «выбывает из строя», возникает вопрос о том, в каком порядке следует осваивать эту площадку: разбрасывать ли точки каждого срока наблюдений по всей площадке более или менее равномерно (с учетом необходимой повторности) или осваивать ее постепенно, с какой-нибудь одной или с двух сторон, двигаясь все время в одном и том же направлении.

Учитывая желательность максимальной сохранности площадки и максимального снижения влияния использованных участков на соседние нетронутые, мы рекомендуем отрабатывать основную наблюдательную площадку с одной из тех двух боковых сторон, вдоль которых были заложены траншеи. При этом отдельные точки наблюдений в каждый данный срок должны располагаться параллельно этим сторонам, т. е. вдоль склона, если площадь выбрана на склоне.

При этом предполагается, что низкочастотная составляющая неоднородности стационарного участка невелика ($V_n < 20\%$). При большей выраженности ее, при мелкополосчатой структуре почвенного покрова склона, от строго фронтального продвижения ряда годовых площадок придется отказаться, так как это может привести к тому, что в разные годы площадки будут попадать на разные низкочастотные фазы (разновидности) почв, что, конечно, недопустимо. В этом случае следует сочетать постепенность освоения наблюдательной площадки с формированием каждый год предста-

вительной для изучаемой почвы выборки годичных площадок, для чего придется выдвигать некоторые из них вперед.

Каждый год на основном участке следует отводить для наблюдений новые площадки, используемые в течение данного года, — годичные наблюдательные площадки. При этом каждый год их должно быть несколько, во всяком случае не меньше трех, что необходимо для получения надежных средних показателей режимов по участку в целом. Размеры их зависят от повторности определений, числа определений в году и расстояния между буровыми скважинами или микрошурфами (о которых сказано ниже).

Необходимая повторность, вообще говоря, должна быть статистически рассчитана по данным траншей. При слабой выраженности высокочастотного варьирования изучаемого показателя ($V_b < 20\%$) повторность может быть вычислена по критерию t Стьюдента обычным методом, изложенным в статье Е. А. Дмитриева (см. ниже). При более значительном варьировании, как уже упоминалось, увеличение повторности, вытекающее из планирования выборки, по критерию Стьюдента становится неэффективным: расчетная повторность превышает технически доступные для исследователя объемы работы.

Для получения удовлетворительных результатов необходимо применение методов опробования и расчета, основанных на статистическом приведении — вычислении средневзвешенных величин, идея чего изложена выше. Методы эти находятся в настоящее время в стадии проверки. В связи с этим при планировании стационарных исследований уже сейчас можно рекомендовать в качестве стандартной 4-кратную повторность опробования каждой годичной площадки.

Если исследователь не рассчитывает на упомянутое апостериорное уточнение результатов, то ему во всяком случае не следует увеличивать повторность опробования годичной площадки более чем до 9-кратной.

Таким образом, в случае выраженной высокочастотной составляющей пространственного варьирования приходится выбирать число повторностей от 4 до 9.

Как правило, необходимая повторность уменьшается от верхних слоев почвы к нижним. Поэтому можно рекомендовать на каждой годичной площадке в каждый срок закладывать несколько скважин на разные глубины. Например, если расчет показал, что повторность при заданной точности и вероятности должна достигать 9 в верхнем полуметровом слое, 6 — во втором полуметровом слое и 3 — в остальной толще, то можно рекомендовать вести наблюдения одновременно на трех параллельных годичных площадках, закладывая на каждой из них в каждый срок по девять скважин: три до глубины 0,5 м, три до глубины 1,0 м и три до предельной глубины наблюдений. Тогда в каждый срок на каждой годичной площадке и получим необходимую повторность для каждого слоя.

Скважины следует располагать на расстоянии не менее 1 м одна от другой.

В тех случаях, когда верхняя часть профиля почвы складывается из нескольких горизонтов небольшой и при этом заметно варьирующей мощности, что требует увеличения повторности (таковы, например, профили почв подзолистого типа, солонцы), можно рекомендовать в каждый срок закладывать небольшие, на глубину около 0,5 м, очень узкие микрошурфы (ширина 30—40 см, длина 60—80 см) и брать на эту глубину образцы не буром, а послойно из стенки микрошурфа, на всю его глубину. Образцы следует брать из трех стенок микрошурфа. При этом каждый микрошурф следует рассматривать как одну повторность (а не три!). В связи с этим из индивидуальных образцов, отобранных из разных стенок, готовят обычно один смешанный образец. Лишь при определении показателей, характеризующих значительным пространственным колебанием на близких расстояниях (не более десятков сантиметров) и не допускающих смешивания из-за возможного искажения результатов, необходим отбор и анализ индивидуальных образцов. Такими «неаддитивными» величинами являются, например, ОВП, содержание нитритов. Индивидуальные образцы отбирают также на влажность.

Затем в дне микрошурфа закладывается буровая скважина до необходимой глубины. Такой способ взятия образцов был предложен И. С. Васильевым (1950). Применяя его, мы предотвращаем перемешивание в одном образце материала из разных, резко отличающихся один от другого по составу и свойствам горизонтов почвы.

В излагаемом здесь «стандартном» варианте мы рекомендуем планировать размеры годичной площадки, исходя из 4—9-кратной повторности. При этом 4-кратная повторность рекомендуется независимо от выраженности высокочастотного варьирования показателя, в расчете на апостериорную коррекцию результатов, 5—9-кратная — в том случае, если исследователь не склонен последовать этой рекомендации. Учитывая, что каждая точка (скважина или микрошурф) займет 1 м², на каждый срок наблюдений потребуется от 4 до 9 м². Размер годичной площадки, очевидно, будет пропорционален общему числу точек за весь год, т. е. повторности опробования, умноженной на число сроков наблюдений в году.

Число сроков наблюдений в году определяется наблюдениями за влажностью (наиболее изменчивой во времени характеристики почвы), поскольку эти наблюдения, как правило, должны сопутствовать другим режимным исследованиям. Наблюдения за влажностью желательно вести один раз в декаду в течение теплого полугодия и не менее одного раза в месяц в течение холодного. Это дает для средних широт 24 срока в год.

Таким образом, при 4-кратной повторности потребуется годичная площадка размером около 100 м², в то время как при 9-крат-

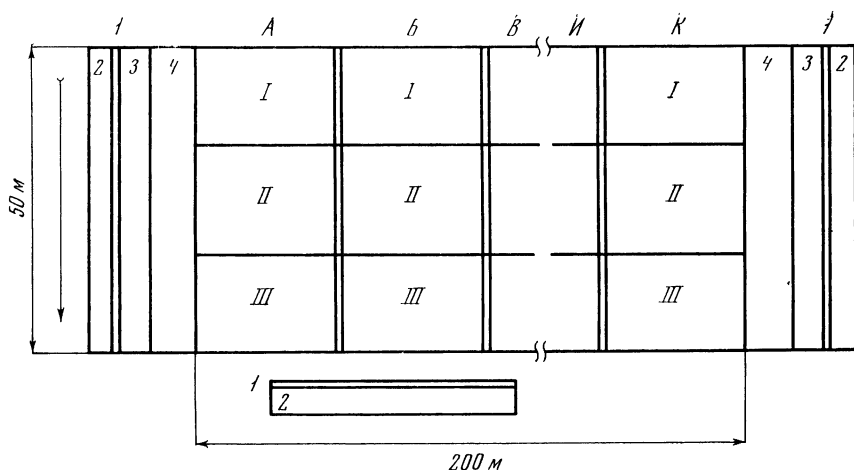


Рис. 2. Схема организации наблюдательной площадки

А — группа годичных площадок, используемых в первый год наблюдений; Б — то же, во второй год; В — то же, в третий год, и т. д.; К — то же, в последний год. Стрелкой показано направление склона; 1 — полосы для траншей; 2 — полосы для отвала из траншей; 3 — полосы для взятия образцов с поверхности и из стенки траншей; 4 — полосы для установки лизиметров и других приборов; I, II, III — параллельные годичные площадки, по три для каждого года

ной повторяемости площадь ее возрастает более чем вдвое (216 м^2). Планируя исследования на 10 лет, мы получим общую площадь около 6500 м^2 , которая вполне может быть обеспечена на стационарном участке площадью 1 га, с учетом различного рода «выключек», о которых было сказано выше.

На рис. 2 изображена схема основной стационарной площадки размером $50 \times 200 \text{ м}$ (т. е. с площадью 1 га), вытянутой поперек склона. На обеих сторонах площадки изображены полосы вдоль склона для закладки траншей, полосы для отвалов, полосы для взятия образцов, полосы для установки лизиметров и для других сооружений.

Данный рисунок является, конечно, лишь примерной схемой, которая может и должна видоизменяться в зависимости от конкретной обстановки.

В отношении вопроса о том, на какую глубину следует вести наблюдения, могут быть даны следующие указания. Для изучения режима влажности и солевого режима наблюдения во все основные (декадные) сроки должны вестись на глубину всего корнеобитаемого слоя плюс $0,5\text{—}1,0 \text{ м}$. В целинных условиях эта глубина более или менее постоянна во времени и легко может быть установлена. В агробиогеноценозах глубина корнеобитаемого слоя определяется наиболее глубококорневой культурой из числа входящих в севооборот (например, люцерной, или клевером, или

многолетними травосмесями). Кроме того, необходимо в более разреженные сроки, например, раз в месяц или хотя бы три раза за вегетационный период — весной, летом и осенью, провести наблюдения на большую глубину (на 2—3 м глубже нижней границы корнеобитаемого слоя) для выяснения многолетней тенденции в изменении влажности ПГТ. Если грунтовые воды лежат на глубине не более 8—10 м, то эти наблюдения желательно доводить до их уровня. При глубине грунтовых вод 4—5 м наблюдения за влажностью до их уровня необходимо делать не реже раза в месяц.

Что касается других наблюдений, связанных с выемкой почвенных образцов, то их следует вести до той глубины, до которой будет обнаружена их существенная внутригодовая изменчивость, что может быть решено только в ходе проведения этих наблюдений. Исходной и в этом случае может быть глубина нижней границы корнеобитаемого слоя.

Ввиду того, что образцы почвы, которые берутся буром, будут использованы для различных аналитических определений и должны поэтому иметь достаточный объем, диаметр буровых головок должен быть не менее 7—8 см, а если можно, то и 10 см.

Все сказанное выше относилось к основной наблюдательной площадке, на которой должны вестись все стационарные наблюдения, требующие выемки образцов из почвенной толщи. Таковыми являются наблюдения над режимом влажности, режимом физико-химических свойств, солевым режимом и пр.

Кроме основных площадок должен быть предусмотрен отвод наблюдательных площадок для различных специальных наблюдений. Таковыми являются прежде всего площадки для установки различных стационарных приборов, которые не требуют смены в течение длительного периода времени (в идеальном случае — в течение всего многолетнего периода, на который рассчитано существование стационара). Таковыми являются площадки с пьезометрами, с почвенными термометрами различной системы, площадки для установки постоянных трубок для откачки почвенного воздуха с разных глубин, площадки для установки таких же трубок для откачки с разных глубин почвенно-грунтовых вод, для установки стационарных приборов для определения влажности почв, площадки для устройства лизиметров различных систем, стоковые площадки, приборы для определения ОВП, площадки для экспериментального изучения передвижения паровоздушной влаги, испарительные площадки, площадки для производства микробиологических наблюдений, для постановки различных модельных экспериментов и многие другие.

Необходимы также площадки для первичного определения водно-физических свойств (водопроницаемости, влагоемкости), резервные площадки для перезарядки испарителей, для случаев переоборудования стационарных устройств и т. д. Должна быть предусмотрена площадка для метеостанции. Размеры всех этих

площадок очень различны — от немногих десятков до сотен и даже немногих тысяч квадратных метров. Все они должны быть вынесены за пределы основной наблюдательной площадки и расположены рядом с ней. Поэтому общая площадь стационара достигнет, вероятно, 1,5—2,0 га.

Здесь следует отметить одно важное обстоятельство. Все перечисленные выше стационарные приборы рассчитаны на длительный период и переноски не требуют, но они должны устанавливаться с некоторой повторностью (во всяком случае не менее чем с трехкратной). Это диктуется тем, что никаких данных о пространственном варьировании величин, измеряемых стационарными приборами, в том числе даже таких давно измеряемых величин, как, например, температура почвы, к сожалению, нет. Устанавливая стационарные приборы без повторности, мы не можем ни оценить точность получаемых данных, ни сделать какие-нибудь обоснованные выводы на будущее о необходимой их повторности.

Глубина установки перечисленных выше стационарных приборов определяется теми же соображениями, которые были высказаны и в отношении взятия образцов буром.

Все изложенное выше относится к тому случаю, когда стационар организуется вновь и когда нет никаких особых ограничений в отношении отвода площади под стационарный участок. Это имеет место, как правило, в целинных условиях, но может полностью относиться и к пахотным участкам, во всяком случае при организации стационара на территории совхоза или крупной опытной станции, где площади отдельных полей достигают десятков и сотен гектаров и где особых ограничений в площади отводимых под наблюдения участков можно не ожидать.

Более трудная ситуация возникает в тех случаях, когда наблюдения должны проводиться на опытных станциях с сетью опытных делянок малого размера — порядка тысяч или даже сотен квадратных метров, где возможность отвода под стационар площади размером даже в 1 га отсутствует. В этих случаях приходится приспособляться к существующей обстановке, используя все сказанное выше в качестве общих принципов и осуществляя их в пределах возможного. В частности, в такой обстановке обычно нельзя закладывать глубокие и длинные траншеи, и поэтому изучать варьирование почв следует упомянутым выше кустовым методом, с закладкой небольших шурфов на защитных полосах, и дополнять их цепочками буровых скважин, а также результатами статистического анализа данных, получаемых в процессе самих стационарных наблюдений, с соответствующими апостериорными заключениями и выводами.

В заключение кратко остановимся на некоторых общих вопросах производства стационарных наблюдений, не вдаваясь в детали, поскольку методы наблюдений по различным разделам описаны в следующих статьях настоящего руководства.

Все стационарные наблюдения должны производиться в определенные, заранее установленные и согласованные между участниками работы сроки. Отступление от этих сроков допускается только в тех случаях, когда возможность наблюдений исключается в силу погодных условий, грозящих исказить результаты, или каких-либо исключительных причин. Кроме того, все наблюдения должны производиться в одни и те же сроки, с одинаковыми (или кратными) интервалами, для облегчения сопряженного анализа результатов наблюдений по разным разделам.

Все наблюдения, сопряженные с выемкой образцов из почвы, должны производиться путем анализа по возможности одних и тех же образцов, т. е. взятых одновременно из одних и тех же скважин или микрошурфов. Это требование основывается также на необходимости возможно более тесной увязки данных наблюдений различного рода, например между режимом влажности и режимом состава почвенных растворов или солевых режимов и т. д. Кроме того, соблюдение этого требования экономит труд и обеспечивает более полное использование стационарной площадки.

Исключительно важным условием, которое должно соблюдаться неукоснительно, является тщательная плотная забивка отработанных скважин и отметка их местонахождения колышками. Все участки на территории стационара, подвергшиеся тому или иному воздействию, должны своевременно наноситься на план стационара.

Вся первичная обработка результатов стационарных наблюдений должна производиться немедленно, в поле, а данные должны приводиться в такое состояние, чтобы быть постоянно доступными для всех участников комплексных исследований.

Весь материал, получаемый в результате стационарных наблюдений, должен обрабатываться статистически. Во-первых, это вытекает из необходимости объективной оценки точности и достоверности получаемых результатов, во-вторых, это нужно для дополнительной характеристики пространственного варьирования почв, в-третьих — для изучения многолетней тенденции в изменении условий почвообразования, свойств почвы и хода микропроцессов в ней.

Литература

- Боровко Н. Н.* Статистический анализ пространственных геологических закономерностей. Л., «Недра», 1971.
- Васильев И. С.* Водный режим подзолистых почв. — Труды Почвенного ин-та им. В. В. Докучаева, т. 32. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1950.
- Вентцель Е. С.* Теория вероятностей. М., «Наука», 1969.
- Вердиев А. И.* Определение оптимального количества замеров для изучения засоленности почв. — Почвоведение, 1971, № 10.
- Дженкинс Г., Ваттс Д.* Спектральный анализ и его приложения, вып. 1. М., «Мир», 1974; вып. 2. М., «Мир», 1972.

- Дмитриев Е. А. Математическая статистика в почвоведении. Изд-во МГУ, 1972.
- Дмитриев Е. А., Самсонова В. П., Рожков В. А. Об использовании теории случайных функций при изучении почвенного покрова.— Вестник МГУ, биология, почвоведение, 1974, № 3.
- Доспехов Б. А. Планирование полевого опыта и статистическая обработка его данных. М., «Колос», 1972.
- Доспехов Б. А., Мазурина В. А. Варьирование агрохимических свойств дерново-подзолистых почв и методика отбора почвенных проб в полевом опыте.— Агрохимия, 1970, № 1.
- Козловский Ф. И. Почвенный индивидуум и методы его определения.— В кн.: Закономерности пространственного варьирования свойств почв и информационно-статистические методы их изучения. М., «Наука», 1970.
- Матерон Ж. Основы прикладной геостатистики. М., «Мир», 1968.
- Рац М. В. Неоднородность горных пород и их физических свойств. М., «Наука», 1968.
- Роде А. А. Система методов исследования в почвоведении. Новосибирск, «Наука», 1971.
- Свешников А. А. Прикладные методы теории случайных функций. М., «Наука», 1968.
- Фридланд В. М. О структуре (строении) почвенного покрова.— Почвоведение, 1965, № 4.
- Фридланд В. М. Структура почвенного покрова. М., «Мысль», 1972.

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ВОДНОГО И ТЕПЛОВОГО РЕЖИМА ПОЧВ

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ВОДНОГО РЕЖИМА ПОЧВ

Г. С. Базыкина, А. А. Роде

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВЛАЖНОСТИ ПОЧВЫ

Вводные замечания

Как известно, существует два основных подхода к определению влажности почвы. Первый основан на извлечении из каждого слоя почвы образца, в котором тем или иным методом определяется влажность: сушкой инфракрасными лучами, пикнометрическим, карбидным, гравиметрическим, спиртовым и рядом других. Однако до сего времени практически единственным широко применимым является термостатно-весовой метод, на котором мы остановимся подробнее.

Второй подход предусматривает определение влажности почвы в ее естественном залегании, для чего в каждом слое почвы устанавливается постоянный датчик (соединенный с измерительным прибором), с помощью которого в любой момент можно измерить влажность почвы в точке его установки. Этот путь имеет ряд очевидных преимуществ по сравнению с первым, среди которых главным является возможность многократных определений влажности в одной и той же точке, а также быстрота определений.

Описаны следующие методы измерения влажности: тензиометрический (Шишков, 1950; Судницын, 1959; Richards, 1947, 1954; Klute and Gardner, 1962; Klute and Peters, 1962); метод блоков, или омический (Данилин, 1956; Судницын, 1959; Bouyoucos and Mick, 1940); «радиоактивные» методы — гаммаскопический и нейтронный (Емельянов, 1962, 1964, 1970; Емельянов и др., 1965; Аппин, 1970); рефлектометрический (Покровский, 1930; Данилин, 1965); теплоемкостный (Чудновский, 1952; Заливадный, 1964); диэлектрический (Рымша, 1951); метод, основанный на измерении теплопроводности, и др. Описание сущности этих методов приводится в книге Л. В. Попова (1960). Оценка работы некоторых приборов, основанных на перечисленных методах, содержится в работах Л. А. Разумовой (1965), В. А. Рожкова (1970), М. В. Преображенской (1959), Ю. Н. Никольского (1970),

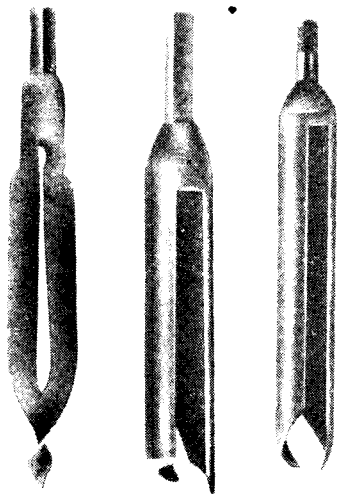


Рис. 1. Рабочие части почвенных буров:

А — Розанова,
Б — саратовского,
В — Останина (деркульского)

Отметим лишь, что наиболее распространены буры Измаильского («саратовский»), Останина («деркульский») и Розанова. Из них наиболее универсальными и пригодными для бурения практически при любых влажностях и механическом составе почв и грунта являются два последних¹ (рис. 1). «Деркульский» бур может быть использован при бурении в мерзлых почвах и грунтах. Для бурения в заболоченных почвах Ф. Р. Зайдельман (1966) рекомендует бур Тбилисского завода гидрометеорологических приборов.

За последние годы несколько новейших конструкций почвенных буров предложено Э. Н. Благовещенским, Н. Ф. Куликом (1965), С. Ф. Неговеловым (1960), И. А. Турлюном (1956), В. Д. Бердышевым (1959), М. М. Годлиным (1965), М. Йожефом (1959), Сюн-И (1956), А. Н. Жирбаровским и Т. С. Щербиной (1965), Е. Г. Петровым (1959). Ю. Н. Стародумовым (1962). Буры этих систем представляют интерес, но должны быть тщательно испытаны. Особого внимания заслуживают штанговые буры — пробоотборники Польского-Бахтина (Приборы для исследований по земледелию, 1959; Бахтин и др., 1967), позво-

В. А. Емельяпова и П. И. Бескина (1970) и др.

Однако предлагаемые методы второго типа пока еще несовершенны технически и не универсальны, поскольку они применимы в ограниченных диапазонах влажности, а точность измерений часто зависит от ряда различных условий: плотности почвы, концентрации электролитов в почвенном растворе и т. д. В дальнейшем мы будем рассматривать определения влажности, основанные на взятии образцов с помощью бурения.

Для бурения используются почвенные буры, различной конструкции (в зависимости от твердости, сухости почвы и пр.). Буры и техника бурения кратко описаны в книге А. А. Роде «Методы изучения водного режима почв» (1969) и в работах других авторов.

¹ Бур Розанова несколько уменьшает значения влажности при бурении в зоне полного насыщения, так как отжимает воду.

ляющие определять на произвольную глубину и влажность, и объемный вес в одних и тех же образцах.

При бурении образцы берутся послойно, подряд, без пропуска. В неслоистой, однородной по механическому составу толще мощность этих слоев может составлять 10 см, а для самого верхнего слоя, в котором влажность изменяется наиболее сильно, — 5 см (0—5 и 5—10 см). Аналогичным образом в почву вводятся датчики для определения влажности почв в естественном залегании.

Если почвенный профиль обладает слоистостью или состоит из горизонтов, сильно отличающихся по механическому составу и водным свойствам (например, подзолистые почвы, солонцы), то во избежание попадания в один образец почвы из разных горизонтов образцы лучше брать не из скважины, а из стенки прикопки (узкого микрошурфа глубиной обычно около 0,5 м).

Глубина определения влажности

Глубина, до которой ведется определение влажности, зависит от целей исследования и особенностей водного режима почв в том пункте, где производятся наблюдения. Если исследования ведутся с целью установить тип водного режима данной почвы, его изменение в зависимости от метеорологических и иных условий (генетико-гидрологические исследования), то наблюдения за влажностью почв должны охватить всю ту часть почвенно-грунтовой толщи, в которой совершаются заметные, доступные для измерения не только годовые, но и многолетние изменения влажности, вплоть до грунтовых или почвенно-грунтовых вод. Однако при очень глубоком залегании последних (свыше 6—8 м) такие наблюдения становятся технически трудно выполнимыми. В этом случае можно ограничиться меньшей глубиной, которая, однако, должна превосходить глубину нижней границы корнеобитаемого слоя не меньше чем на 2 м.

Необходимо подчеркнуть, что, говоря о почвенно-грунтовых и грунтовых водах, мы имеем в виду такие воды, зеркало которых постоянно, хотя и колеблется по глубине. Нельзя их смешивать с временными верховодками, возникающими периодически в почвенной толще.

При исследованиях, главной задачей которых является изучение влагообеспеченности растений и ее зависимости от мелиоративных и агротехнических приемов (опытно-агрономические исследования), глубина определения влажности почвы должна охватывать весь корнеобитаемый слой (фактический и потенциальный) и ту часть нижележащего слоя, которая может служить источником влаги для растений за счет подтягивания влаги в корнеобитаемый слой. Такие исследования должны вестись в севообороте, в агротехнических условиях, характерных для данного района, и с районированными сортами культур.

Однако для правильной постановки опытно-агрономических исследований должны быть предварительно выяснены (если это не было сделано ранее) общие генетико-гидрологические условия, т. е. общие черты водного режима исследуемых почв. Необходимо прежде всего установить глубину залегания грунтовых вод (по бытовым колодцам или в специально пробуренных скважинах) и мощность капиллярной каймы (КК). Последняя в глинистых и суглинистых грунтах обычно не превышает 3, реже 4 м, в супесчаных и легкосуглинистых — 2 м, а в песчаных — 0,5—1 м. Однако в каждом конкретном случае мощность КК нужно уточнить способами, которые будут рассмотрены ниже.

Продолжительность и частота наблюдений

Продолжительность, частота, сроки наблюдений за влажностью почвы также всецело зависят от целей исследования. При генетико-гидрологических исследованиях наблюдения должны вестись по возможности в течение многолетнего периода, так как только при этом условии можно охватить все наиболее часто встречающиеся сочетания увлажнения почв и условий погоды в различные годы.

Необходимо изучить многолетние данные ближайших метеостанций по осадкам и испаряемости, установить наличие многолетней цикличности этих показателей, с тем чтобы выяснить, к какой части многолетнего цикла колебаний условий увлажнения (влажной или сухой) будут предположительно относиться годы, в течение которых намечено вести наблюдения за влажностью почв. Рекомендуются охватить наблюдениями весь многолетний цикл, который длится чаще всего от 5—6 до 15—18 лет. Однако и более кратковременные наблюдения, в особенности для типов почв, не изученных в почвенно-гидрологическом отношении, могут быть очень ценными.

При генетико-гидрологических, а также систематических многолетних опытно-агрономических исследованиях наблюдения за влажностью почвы должны быть круглогодичными. Только при эпизодических опытно-агрономических исследованиях продолжительность наблюдений может иногда ограничиваться вегетационным периодом или даже продолжительностью опыта. Наблюдения необходимо вести чаще в теплое время года (весной, летом и осенью), когда изменчивость влажности больше, а в холодное время года — реже. Первое наблюдение рекомендуется делать незадолго до начала снеготаяния, второе — после снеготаяния, по возможности после того, как влага, поступившая в почву, придет в равновесное состояние. Последнего может и не случиться: могут помешать дожди, сохраняющаяся на некоторой глубине мерзлота, верхний слой почвы может значительно подсохнуть.

Дальнейшие исследования нужно вести в соответствии с их задачами и особенностями объектов. Под естественной раститель-

ностью третье наблюдение можно произвести в момент начала вегетации наиболее ранних растений и в дальнейшем — через одинаковые промежутки времени до конца вегетационного периода, однако не реже чем раз в декаду или же раз в две недели.

В случае, если условия увлажнения и общий ход влажности почв отчасти уже изучены, частоту наблюдений можно сократить, особенно летом, сохранив более частые определения весной и осенью. Это допустимо и для почв в обстановке засушливого климата, при редких и небольших по количеству осадках. Рекомендуется производить дополнительные определения при резком изменении влажности почв, например после выпадения обильных осадков или произведенного полива.

В случае теплой зимы без устойчивого промерзания почв определения влажности должны вестись не реже чем два раза в месяц. Если же зима характеризуется низкими температурами, устойчивым и глубоким промерзанием почвы, можно ограничиться двумя-тремя определениями за зиму. Под культурной растительностью определения влажности после первых двух сроков нужно вести ежедекадно или применительно к фазам развития растений, затем после уборки и далее — ежемесячно до наступления зимы.

Повторность определения влажности

Повторность устанавливают в зависимости от степени неоднородности почвенного покрова, т. е. состава и свойств почвы, неоднородности растительности, а также от целей исследования. Конкретным объектом наблюдений должен быть однородный участок почвенного покрова, расположенный в пределах одного почвенного контура и под однородным растительным покровом. Однако и в пределах такого участка свойства и состав почвы обладают заметной пространственной изменчивостью. Поэтому для определения влажности недостаточно одной скважины.

Какова должна быть повторность для почв различного типа и механического состава под разной растительностью, заранее указать невозможно. Нужно в каждом конкретном случае устанавливать необходимую повторность. Для этого при организации наблюдений сначала производят многократное определение влажности с большой повторностью (не менее чем 30-кратной) и путем статистической обработки данных находят степень варьирования, точность определения и необходимую повторность. В случаях если такая специальная работа не была произведена, но имеется уже некоторый материал по определению влажности по срокам, то имеющиеся сведения — не менее 20 сроков, охватывающие целый год — подвергаются статистической обработке. Подробно методы этой обработки описаны в книге А. А. Роде (1969), в статье И. С. Васильева (1950), а также в работах Е. А. Дмитриева (1966, 1972) и в его статье в настоящем руководстве.

В качестве самой общей придержки можно предварительно рекомендовать при организации наблюдений за влажностью в пунктах, для которых нет конкретных материалов, вести наблюдения с повторностью не менее чем 5-кратной в верхнем метровом слое и 3-кратной — в более глубоких слоях почвы и в грунте. Эти повторности подлежат уточнению по мере накопления данных по влажности. С. Б. Мاستинская (1959), считает, что в районах достаточного увлажнения требуется 5—6-кратная повторность, а в районах недостаточного увлажнения — 6—7-кратная.

Все вышеизложенное относилось к определению влажности в неорошаемых условиях. В орошаемых условиях, по свидетельству Л. А. Разумовой (1965), повторность определений должна быть больше в связи с тем, что полив (особенно по бороздам, дождевание — в меньшей мере) вызывает увеличение пространственной изменчивости влажности почв. Как показали наблюдения Л. А. Разумовой на тяжелосуглинистых предкавказских черноземах, для получения достоверных данных по запасам влаги после полива бороздовым способом необходима 8—34-кратная повторность. Л. А. Разумова рекомендует располагать повторные скважины при этом способе полива вдоль борозд, на разном расстоянии от места пуска воды.

Скважины при дождевании должны располагаться параллельно ходу дождевальной машины, на разном расстоянии от линии хода.

Выбор наблюдательных площадок и их размер

Принципы выбора наблюдательных площадок подробно изложены в других статьях настоящего руководства. Размер площадки устанавливается в зависимости от того, каким способом, а также как долго будут вестись наблюдения за влажностью. Если это будет делаться с отбором образцов, т. е. посредством бурения, площадка должна быть значительно больше, чем при использовании стационарных приборов. Расстояния между скважинами должны быть, как правило, не менее 2 м. Однако в случае необходимости (при неизбежно малом размере участка) скважины можно располагать на расстоянии 50 см одна от другой, и даже 30 см. При этом на каждую скважину потребуется 0,1—0,25 м². При близком расположении скважин после окончания бурения, во избежание затекания в них воды и нарушения режима влажности, их следует тщательно забивать почвой. Нужно точно отмечать местоположение скважин для того, чтобы при последующем бурении не попасть буром в старую, забитую скважину.

В случае генетико-гидрологических и многих опытно-агрономических исследований при определении влажности почвы раз в декаду за теплое полугодие и раз в две декады — за холодное при 5-кратной повторности на выбранной площадке потребуется разместить в течение года 135 скважин (27 определений по 5 сква-

жин). Если отводить на каждую скважину 2 м^2 , на год понадобится площадь 270 м^2 , а для наблюдений в течение нескольких лет — в соответствующее число раз большая.

В природе, однако, бывают случаи, когда размеры почвенных контуров очень малы и выбрать площадку, пригодную для длительных работ, в пределах одного контура не представляется возможным. При вынужденной частой (через 1—2 года) перемене площадок необходимо сравнивать их между собой в отношении распределения влажности и запаса влаги. Выбирать новую площадку лучше в конце лета или в начале осени, в момент высокой сухости, и одновременно (за один день) нужно определить влажность на старой и на новой площадках. Второе одновременное определение нужно сделать весной, после снеготаяния. Убедившись в отсутствии значительных различий во влажности обеих площадок в моменты наименьшего и наибольшего увлажнения, можно перенести наблюдения на новую площадку.

Изучение варьирования и закладку шурфов в случае малого размера площадки следует вести на других контурах с аналогичными почвами. Но, кроме того, желательно и на площадке, выбранной для наблюдений за влажностью, сохранить нетронутой некоторую ее часть, где после использования участка и окончания работы заложить шурф и провести весь комплекс сопутствующих определений. Результаты изучения этого шурфа следует использовать для интерпретации величин влажности, полученных на данной площадке.

При опытно-агрономических исследованиях размер площадки также зависит от продолжительности работы. Необходимо отметить, что в случае, если общий характер режима влажности и водного режима почвы неизвестен, следует организовать одновременно и параллельно с исследованиями на опытных участках наблюдения в условиях естественной целинной растительности. Это необходимо для правильного истолкования данных, которые мы получаем на опытных полях.

Если организуется изучение режима влажности почвы в севообороте, то оно должно охватить по меньшей мере одну ротацию севооборота. Наблюдения за влажностью почв на различных участках следует начать после уравнительного посева какой-либо одной культуры по всем опытным участкам.

Требования в отношении выбора и размера наблюдательных площадок, установления необходимой повторности, указанные выше, остаются в силе и при опытно-агрономических исследованиях. Так как определения влажности при любой тщательности работы всегда сопряжены с некоторой порчей опытного посева, гидрологическую площадку приходится располагать на одном из концов опытной делянки в пределах ее основной части. Конечно, гидрологическая площадка должна быть исключена из площади, учетной по урожаю. В крайнем случае наблюдения можно вести в защитной полосе, при условии, что развитие растений в ней впол-

не одинаково с основной площадкой. Скважины должны располагаться по возможности ближе к основной части делянки и не ближе 1,5 м от края защитной полосы.

Л. А. Разумова (1965) указывает, что несколько особые требования в отношении размера наблюдательных площадок возникают при наблюдениях в условиях орошения. Здесь прежде всего приходится считаться с необходимостью выбора площадок в направлении расположения борозд или линий хода дождевальной машины. Кроме того, скважины в последовательные сроки определения влажности должны располагаться на значительно большем расстоянии одна от другой в силу того, что даже при тщательной их забивке остается опасность затекания по ним поливной воды. Расстояния между скважинами в смежные сроки определения влажности должны быть, по-видимому, не менее 5 м.

Размещение скважин на наблюдательных площадках

Размещать скважины на наблюдательных площадках при длительных генетико-гидрологических исследованиях можно двумя способами: 1) скважины при каждом определении влажности размещаются таким образом, что они охватывают более или менее равномерно всю наблюдательную площадку; 2) скважины закладываются с одного края площадки, и их ряды постепенно перемещаются к другому краю. Первый прием более правилен, так как в большей мере гарантирует нас от ошибок, обусловленных варьированием влажности в пределах одной площадки, в особенности при наличии пространственного тренда. Однако он имеет и отрицательные стороны: мы каждый раз подвергаем нежелательному воздействию (вытаптывание, уплотнение поверхности и т. д.) всю площадку.

Размещают скважины следующим образом. На площадке, расположенной на горизонтальной поверхности или небольшом участке пологого склона, где нет оснований ожидать какого-то закономерного изменения влажности в пространстве (тренда), выделяется столько выделов (квадратной или прямоугольной формы), сколько намечено повторностей (рис. 2, Б). В пределах каждого выдела в каждый срок наблюдения бурится одна скважина рядом со скважиной, пробуренной в предыдущий срок. Как уже говорилось, расстояние между скважинами смежных сроков должно быть, как правило, не менее 2 м.

В тех случаях, когда можно ожидать закономерное изменение влажности в каком-либо определенном направлении (рис. 2, А), скважины каждого срока нужно располагать в этом направлении. Так, если наблюдательная площадка находится на склоне, скважины должны располагаться вдоль склона. В этом случае, как показали исследования И. С. Васильева (1958), влажность, зафиксированная в отдельных скважинах, меньше отклоняется от общей средней, чем если бы ряды скважин были расположены

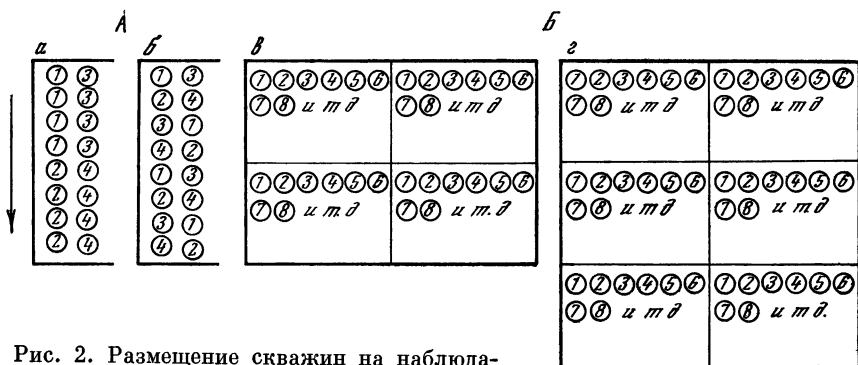


Рис. 2. Размещение скважин на наблюдательных площадках

А — на склонах а — неправильное размещение, б — правильное, стрелкой показано направление склона, Б — на горизонтальной поверхности а — при 4-кратной повторности, б — при 6-кратной. Кругами показаны места расположения скважин, цифры в кругах — номера последовательных сроков определения влажности

поперек склона. Площадке целесообразно придать форму прямоугольника, вытянутого поперек склона. В этом направлении будет производиться и перемещение скважин в последующие сроки бурения. Скважины в ряду нужно располагать вдоль склона, так, чтобы полученные цифры дали представление о влажности почвы всего склона, а не только нижней или верхней его части.

При организации наблюдений за влажностью почв в лесу мы должны помнить следующее. Молодые, густо растущие древесные растения не создают дополнительной пестроты влажности почв. В насаждениях же среднего и старшего возраста, где на несколько десятков квадратных метров приходится по одному дереву, необходим особый подход к размещению скважин. Это вызвано тем, что в таких лесах создается значительная пестрота влажности почв благодаря как неравномерному отсосу влаги из почвы, так и неодинаковому поступлению влаги вследствие неравномерного задержания осадков кронами и лесной подстилкой. Самая большая пестрота влажности создается в лесах (особенно сосняках), растущих на песках. Как показали исследования Н. А. Воронкова (1967, 1969), причиной этого помимо неравномерности промачивания почвы атмосферными осадками является неравномерность иссушения почвы в глубинных слоях, в которые корни проникают толстыми, расположенными далеко друг от друга пучками. Существенную роль имеет также малая подвижность стыковой влаги в песках.

Однако слабая изученность вопроса о влиянии размещения различных пород деревьев на пространственную пестроту влажности почвы в лесу позволяет дать лишь общую рекомендацию располагать скважины вдоль радиусов, идущих от ствола к периферии кроны и к межкроновым пространствам. Н. А. Воронков

рекомендует, кроме того, для получения достоверных данных о водном режиме песчаных почв под лесом, в частности под сосняками, проводить раздельное определение влажности в 4—5-кратной повторности в местах скопления корней и вне их.

При наблюдениях на опытных делянках или полях с рядовыми посевами скважины располагаются в рядах и междурядьях, особенно в начальных фазах развития растений, поскольку распределение корней в слоях почвы и расход влаги в этих случаях различны. При узких междурядьях (по 20—30 см) эти различия по мере разрастания растений выравниваются, и на более поздних стадиях их развития, когда скважины в рядах закладывать неудобно, определение влажности можно вести только в середине междурядий.

При широких междурядьях (40—60 см и более) определять влажность только в рядах и в середине междурядий недостаточно. Необходимо кроме скважин в рядах и на границе рядов и междурядий разместить в междурядьях несколько скважин на различном расстоянии от рядов. Когда по мере развития растений, особенно многолетних, располагать скважины в рядах становится неудобно, они аннулируются, при сохранении остальных. Скважины-повторности можно располагать как вдоль рядов и междурядий, так и поперек их. Под гнездовыми посевами скважины располагаются по радиусам, расходящимся от центра гнезда, на разном расстоянии от него. Для обеспечения необходимой повторности следует вести наблюдения одновременно в нескольких гнездах.

При изучении влияния на влажность почвы лесных полос скважины лучше располагать профилями, секущими лесную полосу. В каждый срок желательно иметь, как всегда, несколько повторностей, т. е. несколько (не менее трех) профилей. В молодой лесополосе, где еще не наступило смыкания крон и корневых систем, влажность почвы нужно определять как в рядах деревьев, так и в междурядьях. В полосе с уже сомкнувшимися кронами, где можно ожидать более или менее одинаковую населенность почвы корнями, скважины можно размещать только в междурядьях.

Это указание применимо и для широкой полосы. В целях экономии в этом случае скважины можно располагать не во всех рядах и междурядьях, а по схеме, выработанной (и уточняемой в процессе работы) в зависимости от целей исследования и строения полосы. Если лесная полоса в целом состоит из более узких полос (кулис) деревьев или кустарников и межполосных (междукулисных) пространств, в последних также должна быть расположена сеть скважин, находящихся на различном расстоянии от кулис.

Если в задачи исследования входит изучение влияния лесной полосы на прилегающие межполосные пространства, то профили, секущие лесную полосу, должны выходить в эти пространства на расстояние, равное 15—20-кратной высоте полосы. В пределах этого расстояния скважины можно располагать не равномерно, а увеличивая расстояние между ними по мере удаления от полосы.

a				б					в								
1	2	3	4	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5	6			
3	4	1	2	4	5	1	2	3	4	5	6	1	2	3			
1	2	3	4	2	3	4	5	1	6	1	2	3	4	5			
3	4	1	2	5	1	2	3	4	3	4	5	6	1	2			
3	4	1	2	3	4	5	1	2	5	6	1	2	3	4			
3	4	1	2	3	4	5	1	2	2	3	4	5	6	1			
г						д						е					
1	2	3	1	2	3	1	2	3	4	5	6	1	2	3	5	4	8
4	5	6	4	5	6	7	8	9	7	8	9	4	5	6	2	9	7
7	8	9	7	8	9	4	5	6	7	8	9	7	8	9	3	6	1
1	2	3	1	2	3	1	2	3	4	5	6	5	4	7	1	2	3
4	5	6	4	5	6	7	8	9	7	8	9	9	1	8	4	5	6
7	8	9	7	8	9	4	5	6	7	8	9	3	6	2	7	8	9

Рис. 3. Размещение скважин на микроплощадках

При повторностях а — 4-кратной, б — 5-кратной, в — 6-кратной, соответственно при четырех, пяти и шести сроках наблюдений; г, д, е — при 4-кратной повторности и девяти сроках наблюдений. Цифры — порядковые номера последовательных сроков определений влажности

Принимая во внимание большое количество скважин при работе в лесных полосах, обычно приходится сокращать или повторность их, или частоту определений влажности, или даже и то и другое, хотя это — мера вынужденная и нежелательная.

При работе в условиях неоднородного почвенного покрова во избежание снижения качества материала лучше сократить частоту наблюдений, увеличив число скважин и их повторность. Частоту наблюдений можно уменьшить до одного раза в месяц в теплый период и до двух раз за зиму (в начале и в конце зимы). В случаях, когда в соответствии с задачей исследования нас интересует лишь суммарный расход влаги за вегетационный период, можно рекомендовать уменьшить частоту определений до трех и даже двух раз за вегетационный период (весной, после снеготаяния, и осенью, в конце вегетации растительности).

При опытно-агрономических исследованиях размещение скважин принципиально не отличается от вышеописанного. Нужно только указать, что если опытная делянка, на которой будут проводиться наблюдения за влажностью, имеет небольшой размер, скважины следует размещать вдоль делянки, по ее границам с защитной полосой.

На экспериментальных микроделянках, имеющих площадь 1—4 м², скважины приходится располагать на расстоянии 20—

25 см одна от другой, так, чтобы они в каждый срок наблюдений охватывали более или менее равномерно всю площадку. В этом случае очень важно заранее разработать схему (рис. 3), наметить места расположения скважин для всех сроков наблюдения и в дальнейшем строго придерживаться этой схемы. Намеченные заранее точки можно обозначать тонкими небольшими колышками, которые по мере использования этих точек заменять колышками более крупными или другого цвета, чтобы не спутать намеченные точки с уже использованными. Можно для той же цели, натянув над площадкой сетку из шпагата, наметить квадраты, в центре которых будут закладываться скважины. Последние должны по возможности распределяться равномерно по территории площадки. При работе на таких площадках желательно применять буры небольшого диаметра, дающие скважины с поперечником не более 25—30 мм.

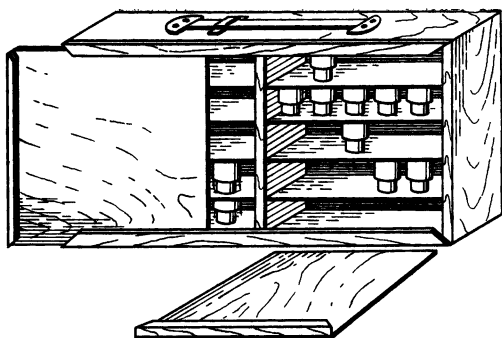
При проведении наблюдений за влажностью почвы на полях совхозов и колхозов, а также в любых случаях, когда площадь для наблюдений не ограничена, можно рекомендовать располагать скважины по замкнутым полигонам, число сторон которых равно числу повторности определения. Расстояние между скважинами 1—2 м, а длина стороны полигона равна $2 \cdot n$ метров, где n — планируемое число сроков определений. Место расположения полигона следует выбрать в соответствии с условиями, изложенными выше.

Весовой метод определения влажности

С помощью бура той или иной конструкции из почвы послойно извлекаются образцы. Необходимо, чтобы в каждый образец попадала почва из одного генетического горизонта, особенно если границы горизонтов резкие, а горизонты сильно отличаются один от другого водными свойствами. Примером могут быть подстилка, гумусовый, подзолистый и иллювиальный горизонты подзолистой почвы или надсолонцовый, солонцовый и подсолонцовый горизонты солонцов. В этих и подобных им случаях из верхнего полуметрового слоя образцы лучше брать из стенки шурфа, а не из бура. Так же поступают, если почва развита на слоистом материале или сильно щебниста и бурение затруднено.

Взятый образец должен характеризовать весь тот 10-сантиметровый слой, из которого он берется, т. е. в сушильный стаканчик отбирается почва из всех частей слоя. Алюминиевые стаканчики (бюксы) должны иметь плотно надевающуюся (но без особого усилия) крышку. Наиболее удобны высокие стаканчики (диаметр 40 мм при высоте 60—70 мм), поскольку ими можно загрузить сушильный шкаф, максимально используя его площадь. Стаканчик и крышка должны иметь одинаковый номер, который выбивается с помощью «цифирника» или пишется тушью на верхней поверхности крышки и на боковой поверхности стаканчика. Во из-

Рис. 4. Ящик с алюминиевыми стаканчиками



бежание путаницы стаканчики должны иметь сплошную нумерацию, без повторения номеров.

Пустые высушенные стаканчики взвешивают, и их вес записывают в специальную тетрадь. Поскольку вес стаканчиков с течением времени вследствие изнашивания несколько уменьшается, его не реже раза в год нужно проверять. Стаканчики помешают по порядку номеров в специальные двусторонние деревянные ящики (рис. 4). Удобно, чтобы в каждом ящике устанавливалось 100 стаканчиков, по 50 с каждой стороны. Ящики закрывают выдвижными крышками, причем ящик и крышки также нумеруют одним номером. Каждая сотня стаканчиков имеет свой постоянный ящик.

В процессе бурения в полевом дневнике записывают, какой глубине взятия образца соответствует стаканчик с данным номером. Стаканчики заполняют почвой при бурении по порядку номеров. После взятия образца стаканчик немедленно закрывают, предварительно тщательно обтерев его края. В дождливые дни взятие образцов для определения влажности лучше не производить. Но если это необходимо, во время бурения скважину, стаканчики и рабочую часть бура нужно защищать от дождя геодезическим зонтом, навесом из пленки и т. п.

После взятия образца бур очищают от оставшейся в нем почвы, собирают последнюю на кусок мешковины и используют ее при последующей забивке скважины.

Следует очень внимательно следить за глубиной отбора образцов по меткам на буре, не допуская «недобуривания» и «перебуривания». Необходимо, чтобы бур шел в почву совершенно вертикально, особенно в начале бурения и при глубоких скважинах, иначе бурение по мере углубления бура становится особенно тяжелым.

При отборе образцов необходимо всячески оберегать растительный покров, для чего бурение нужно вести, стоя на специальных мостках. Последние должны возвышаться над поверхностью почвы на 20—25 см и лишь пригибать растения, предохраняя их от вытаптывания.

На сухих или сыпучих почвах целесообразно вести бурение через специальную воронку или кусок трубы (более широкий, чем рабочая часть бура), которые будут предохранять скважину от засыпания почвой. В случаях, когда в поверхностных горизонтах почвы имеется верховодка, во избежание затекания воды в скважину бурение ведется также через обсадную предохранительную трубу, вбитую на 10—15 см в водоупорный слой. После прохождения водоносного горизонта из трубы откачивается вода и бурение продолжается.

По окончании бурения скважина забивается почвой, собранной на мешковину, с помощью штанги или специальной палки — трамбовки. При этом желательно сохранять естественное чередование слоев. После засыпки скважины место бурения отмечается колышком.

До взвешивания стаканчики хранятся в закрытом ящике. Как показывает опыт, при хранении закрытых ящиков в сухом и прохладном месте и при хорошо подогнанных к стаканчикам крышках взвешивание стаканчиков можно производить спустя сутки без заметного искажения результатов. Взвешивание производится на технических весах с точностью до 0,01 г. Оно значительно ускоряется при пользовании техническими квадрантными весами модели ВТК-500.

Сушка стаканчиков, с которых предварительно снимается крышка (и надевается на стаканчик снизу), производится в сушильных шкафах (лучше в термостатах) при температуре 105° С в течение 8 час. с момента установления указанной температуры. Шкафы должны быть снабжены термометрами со шкалой до 150° С. Сушка торфяных почв должна длиться не менее 12 часов. Для песчаных почв достаточно 3 час. Необходимую продолжительность сушки нужно устанавливать для каждой почвы эмпирически, путем повторных взвешиваний нескольких «пробных» стаканчиков, взятых с разных полок сушильного шкафа (желательно — с более сырой почвой). Разница весов при двух последовательных взвешиваниях не должна превышать 0,02 г. После установления продолжительности сушки пробных взвешиваний можно не делать.

По окончании высушивания почвы стаканчики немедленно закрываются крышками и оставляются для охлаждения на столе при комнатной температуре (необходимости в эксикаторе нет). Охлажденные стаканчики взвешиваются на тех же весах. Вычисления влажности в процентах от веса сухой почвы ведется по формуле

$$W = \frac{B_1 - B_2}{B_2 - B_0} \cdot 100,$$

где W — влажность почвы, %; B_1 — вес стаканчика с сырой почвой, г; B_2 — то же, с сухой почвой; B_0 — вес пустого стаканчика, г.

Для вычисления влажности в процентах можно пользоваться специальными таблицами М. Н. Овчинникова (1950) или М. Н. Овчинникова и Г. М. Кудряшева (1958), К. И. Кривошлыкова и И. И. Головинова (1966). Результаты взвешиваний и расчеты записываются в журнал формы № 1 по приложенному образцу (табл. 1).

Таблица 1. Участок № 3. Озимая пшеница. 18 августа 1961 г.
Скв. № 1, первая повторность

Глубина, см	Номер станканчика	Вес, г					Влажность поч.- вы. % от сухого веса	Примечание
		пустого станканчика	станканчика с влажной почвой	станканчика с сухой почвой	испарившей- ся воды	сухой почвы		
0—5	65	37,8	68,2	62,6	5,6	24,8	22,6	Влажная темная
5—10	66	39,0	66,1	61,1	5,0	22,1	22,6	То же
10—20	67	40,0	60,8	56,6	4,2	16,6	25,3	»
20—30	68	36,7	63,1	58,4	4,7	21,7	21,7	»
30—40	69	35,1	77,6	70,4	7,2	35,3	20,4	»
40—50	70	39,6	74,0	68,5	5,5	28,9	19,0	»
50—60	71	39,2	60,4	57,5	2,9	18,3	15,8	Слабоувлажненная светлая
60—70	72	40,6	75,4	72,0	3,4	31,4	10,8	Сухая с белоглазкой

Расчеты влажности можно упростить, если иметь стаканчики одинакового веса (например, 20 г), который достигается подпиливанием их напильником или, наоборот, нанесением на них цинковых белил и пр. (Бакаев, Панков, 1968). При взвешивании вес пустого стаканчика сразу вычитается. Расчеты влажности производятся по формуле

$$W = \frac{M \cdot 100}{m} - 100,$$

где W — влажность, %; M — вес образца влажной почвы; m — вес образца сухой почвы.

Большие трудности возникают при определении влажности в каменистых почвах, в которые бур проникнуть не может. Ф. Р. Зайдельман (1957) для этого случая рекомендует следующий метод определения влажности. Из стенки свежевырытого шурфа быстро берут образец почвы в обычный алюминиевый бюкс, причем во время отборки отбрасывают только наиболее крупные камни. Бюкс с почвой взвешивают, высушивают и снова взвешивают. Затем его содержимое высыплют на бумагу, тщательно разминают комочки мелкозема и пропускают образец через сито с отверстиями 3 мм. Определяют вес оставшихся на сите камней. Зная

общий вес сырого образца B_m , вес сухого B_c и вес камней B_k , находят влажность мелкозема W_m в процентах от его веса:

$$W_m = \frac{(B_m - B_k) - (B_c - B_k)}{B_c - B_k} \cdot 100 = \frac{B_m - B_c}{B_c - B_k} \cdot 100.$$

Запас влаги в каменистой почве может быть найден по формуле

$$\frac{A \cdot OB_m \cdot W_m \cdot D_m}{100} \text{ м}^3/\text{га},$$

где A — мощность слоя, см; OB_m — объемный вес мелкозема (о его определении см. ниже); W_m — доля мелкозема в процентах от общего веса почвы $D_m = (B_0 - B_k) / B_0 \cdot 100$, где B_0 и B_k — соответственно вес всей почвы и ее каменистой части.

При определении влажности почв, содержащих щебень влагоемких пород, например сланцев, известняков, мергеля, мела, доломита, методика несколько усложняется (Каплюк, 1968). Здесь необходимо учитывать, что влага, находящаяся в скелетной части почвы (частицы больше 1 мм), более труднодоступна для растений, чем та, которая находится в мелкоземе (менее 1 мм). Кроме того, влагоемкость и влажность мелкозема обычно выше, чем скелета. Следовательно, средняя величина влажности, рассчитанная на скелетную почву, будет занижена за счет относительно небольшой влажности скелета, причем тем сильнее, чем больше в образце окажется твердых включений. Величина влажности, рассчитанная на бесскелетную почву, наоборот, будет завышена.

Метод определения влажности в таких случаях сводится к следующему. Почвенные образцы берутся из шурфа в алюминиевые стаканчики, причем желательно, чтобы в пробу попало по возможности меньше скелета. После взвешивания (A_1), высушивания и повторного взвешивания (A_2) образцы, если это возможно, в сухом состоянии разделяют на мелкозем и скелет с помощью сита с отверстиями 1 мм. Если это невозможно, применяют мокрое просеивание. Для этого образец в бюксе заливают водой и оставляют на некоторое время для размачивания. В качестве диспергирующего агента можно добавить к воде щавелевокислый натрий. Далее образец помещается на сито с отверстиями 1 мм и скелет отмывается от мелкозема с помощью кисти и промывалки с водой. Отмытая скелетная часть переносится сначала в фарфоровую чашку, а затем в тот же алюминиевый стаканчик, в котором высушивался образец. Воду из стаканчика осторожно сливают, а скелет высушивают до постоянного веса, взвешивают и рассчитывают вес сухой скелетной части образца (B_k).

Для определения влажности скелета из тех же слоев, из которых брались образцы скелетной почвы, отбирают параллельно в другие бюксы пробы скелетных включений, тщательно и быстро очищая их от прилипшего мелкозема. Эти пробы взвешивают, вы-

сушивают до постоянного веса и после повторного взвешивания рассчитывают влажность скелета (W_K). При этом допускается, что влажность скелетных частиц независимо от их размера и состава одинакова. Затем рассчитывается вес воды, приходящейся на щепнистые включения образца (m), из следующей пропорции:

$$\frac{100 - W_1}{B_K - m} = \frac{B_K \cdot W_1}{100} z,$$

где W_1 — влажность скелета, %; B_K — вес сухого скелета, отмытого из образца, г.

Зная вес сухого образца скелетной почвы (A), вес сухого скелета этого же образца (B_K), вес испарившейся воды из образца скелетной почвы ($A_1 - A_2 = n$) и вес воды, приходящейся на скелет в этом образце (m), получаем формулу расчета влажности на бесскелетную почву в процентах к сухому весу:

$$W = \frac{n - m}{A - B_K} \cdot 100 = \frac{\left(n - \frac{B_K \cdot W_1}{100}\right) \cdot 100}{A - B_K} = \frac{100 - B_K \cdot W_1}{A - B_K}.$$

Для расчета влажности в процентах от объема почвы и для вычисления запасов влаги (в мм) следует определить объемный вес скелетной почвы, долю скелетной фракции в объеме почвы (в ее естественном сложении) по методике Ф. Р. Зайделямана (1957), изложенной выше. Однако в случае исследования почв с влагоемким скелетом необходимо вносить поправки на влажность скелета по только что описанной методике. Притом при подсчетах запасов полезно вычислить отдельно запасы влаги в мелкоземье и в скелете, так как влага, содержащаяся в скелетной части, также используется растениями.

Первичная обработка данных по влажности почв

Применение методов вариационной статистики при обработке данных, характеризующих влажность почв, изложено в настоящем сборнике Е. А. Дмитриевым. Оценка полученных данных и выявление сомнительных цифр на первом этапе, до статистической обработки, могут быть упрощены. Однако в этом случае необходимо знать, хотя бы приблизительно, закономерности распределения влажности по почвенному профилю и ее изменения в каждом слое почвы во времени.

Такой упрощенный способ состоит в простом просмотре ряда цифр, относящихся к каждому данному слою. Каждая цифра сопоставляется при этом с другими — предшествующими и последующими. Начинается просмотр прежде всего с вертикального ряда цифр, который характеризует изменение влажности по профилю почвы. Затем цифры сравнивают в горизонтальном простран-

ственном ряду, по данным параллельных скважин, где отражается пространственное варьирование влажности каждого слоя в данный момент времени. Далее производят сравнение цифр, характеризующих изменение влажности в данном слое во времени, т. е. в последовательные сроки наблюдений.

В качестве примера в табл. 2 приведена запись результатов определения влажности и запасов влаги на одной из наблюдательных площадок. Мы видим, что в скв. 3 на глубине 70—80 см влажность почвы (17,4%) не согласуется с влажностью ни по горизонтальному, ни по вертикальному ряду. Цифра 17,4% бракуется. Однако цифры 14,8% (скв. 2, глубина 100—110 см) и 14,9% (скв. 2, глубина 110—120 см) не подлежат выбраковке, так как, выпадая из горизонтального ряда, они являются закономерными в вертикальном ряду (с глубиной влажность почвы в скв. 2 имеет тенденцию к нарастанию).

При контроле и выбраковке цифр учитывается также местоположение скважин, характер растительности, а особенно — морфологическое строение почвенного профиля, причем проводится сопоставление величины влажности почвы с величинами, характеризующими послойно водные свойства почвенно-грунтовой толщи, — с влажностью завядания, наименьшей и капиллярной влагоемкостью.

После того как полученные данные будут проконтролированы и сомнительные цифры выбракованы, из данных по параллельным скважинам («повторностей») рассчитываются средние величины влажности в процентах от веса сухой почвы («весовая влажность»). Пользоваться последней в дальнейшем не всегда удобно, особенно если приходится сравнивать ее со значениями влажности почв другого механического состава и сложения. Поэтому удобнее выражать влажность почвы в процентах от ее объема («объемная влажность»). Для этого послойные значения весовой влажности почвы умножают на объемный вес каждого данного слоя почвы.

Если нужно рассчитать запас влаги (ЗВ) в какой-либо толще, то сначала переводят послойные значения весовой влажности в послойные же запасы влаги в миллиметрах по формуле

$$\text{ЗВ} = \frac{W \cdot \text{ОВ} \cdot h}{10},$$

где W — влажность почвы, вес.%; ОВ — объемный вес почвы, г/см³; h — мощность отдельного почвенного слоя, см; ЗВ — запас влаги в каком-либо слое почвы в миллиметрах толщины водного слоя. Затем подсчитывают запас влаги по полуметровым слоям; запись ведется в журнале формы № 2 (табл. 2). Суммируя эти данные, получают запас влаги в толще любой мощности.

При почвенно-гидрологических расчетах обычно выводятся средние (среднеарифметические) значения из ряда полученных данных. При этом нужно помнить, что средние цифры всегда яв-

Таблица 2. Темноцветная почва под культурой вяза мелколистного, 7 августа 1958 г.

Глубина, см	Влажность, % от веса сухой почвы				Средняя влажность, % от веса сухой почвы	ОВ, а/см ²	Запас влаги, мм	Запасы влаги в слоях мощностью 50 см, мм
	скв. 1	скв. 2	скв. 3	скв. 4				
50—60	12,5	13,8	13,6	14,8	13,7	1,43	19,6	93,8
60—70	13,2	12,6	12,4	12,9	12,8	1,48	18,9	
70—80	11,6	12,7	17,4*	12,4	12,2	1,51	18,4	
80—90	12,0	12,6	12,5	12,6	12,4	1,50	18,6	
90—100	11,4	12,9	12,0	12,7	12,2	1,50	18,3	
50—100	—	—	—	—	—	—	—	
100—110	11,3	14,8	11,7	12,4	12,5	1,56	19,5	
110—120	11,9	14,9	12,0	12,6	12,8	1,59	20,3	

* Ошибочная цифра, бракуется.

ляются в какой-то мере «фигтивными» величинами, поскольку они не соответствуют реальной, истинной влажности и в изученных слоях. Необходимость вычисления средних данных диктуется обычно балансовыми расчетами. В других случаях приходится оперировать не средними, а фактическими величинами влажности, например при характеристике существующих в почве градиентов влажности, для чего средние величины можно не применять.

НАБЛЮДЕНИЯ И ИЗМЕРЕНИЯ, СОПУТСТВУЮЩИЕ ИЗУЧЕНИЮ ВЛАЖНОСТИ ПОЧВЫ

Характеристика климатических и погодных условий

Для характеристики климатических условий следует воспользоваться многолетними метеорологическими данными наблюдений ближайшей к пункту исследований метеорологической станции с достаточно длинным рядом наблюдений. Если поблизости такой станции нет, в равнинных условиях можно использовать путем осреднения данные двух-трех более удаленных станций. В этом случае следует избегать, однако, станций, расположенных на берегу моря, в речных долинах или в городах, так как они будут характеризовать соответствующий местный климат.

Годовой ход метеорологических элементов следует давать по средним многолетним декадным, месячным и годовым величинам. В характеристику климата должны быть включены следующие

показатели: суточные, декадные и месячные средние, а также минимальные и максимальные температуры воздуха и суммы осадков, число дней с осадками и распределение количества осадков по дням с различными их суточными суммами, величины испаряемости, абсолютной и относительной влажности воздуха, влажность воздуха и дефицит насыщения в 13 часов, число дней с оттепелями, число сухих дней (с относительной влажностью воздуха в 13 часов ниже 30%) и число дней с суховеями разной интенсивности, мощность снегового покрова, плотность снега и запас воды в нем, температура почвы на разных глубинах, также со средними, максимальными и минимальными значениями, глубина промерзания и оттаивания, скорость и направление ветров. Все перечисленные величины, кроме расчетных (средних величин, сумм, а также испаряемости и дефицитов влажности), получают путем наблюдений.

Испаряемость рассчитывается по одной из нижеприведенных формул. Формула Н. Н. Иванова (1948):

$E_{\text{мес}} = 0,0018 (t + 25)^2 (100 - A)$, где $E_{\text{мес}}$ — величина испаряемости за месяц, мм; t — средняя температура за месяц, °C; A — средняя месячная относительная влажность воздуха, %. Величина $(t + 25)^2$ в интервале тех температур, при которых в природных условиях происходит более или менее значительное испарение, примерно пропорциональна упругости насыщенного водяного пара (Будыко, 1971). Поэтому данная формула, особенно для условий влажного климата, может быть сведена к следующей: $E_{\text{мес}} = 18,4 D_{\text{мес}}$, где $D_{\text{мес}}$ — средний месячный дефицит насыщения воздуха, мм.

Формула Давыдова (1944):

$E = n \cdot 0,55 D^{0,8} (1 + 0,125 V)$, где E — испаряемость за период, мм; n — число дней в периоде; D — средний за период дефицит влажности воздуха, мм; V — средняя за период скорость ветра по флюгеру; 0,8 и 0,125 эмпирические коэффициенты.

Оценивая точность этих способов расчета, нужно учитывать, что обе формулы дают завышенную величину испаряемости в районах, где она превышает сумму осадков.

М. И. Будыко (1956) предлагает определять испаряемость по средним годовым величинам радиационного баланса. Поскольку между этой величиной и суммой температур выше 10° существует зависимость, близкая к прямой пропорциональности, М. И. Будыко предлагает следующую формулу для приближенного расчета величины годовой испаряемости: $E_0 = 0,18 \Sigma \theta$, где E_0 — годовая испаряемость, мм; $\Sigma \theta$ — сумма температур выше 10°. Этот метод не пригоден для пунктов, расположенных в горах и на побережьях.

А. Р. Константинов (1968) предлагает метод расчета испарения с поверхности почвы и снега по данным метеорологических станций. Из климатических справочников или из таблицы ТМ-1 находят средние из измеренных значений температур $T_{\text{изм}}$ и относительной влажности воздуха $e_{\text{изм}}$ за расчетный интервал времени

(декаду, месяц, сезон). Затем для даты, соответствующей середине расчетного интервала, берут величины поправок для температуры T и влажности e воздуха, обусловленные сезонным ходом метеорологических элементов (см. приложения I и II). После этого определяются исправленные величины температуры $T_{\text{испр}}$ и влажности $e_{\text{испр}}$ путем прибавления к величинам $T_{\text{изм}}$ и $e_{\text{изм}}$ поправок ΔT и Δe с учетом знака последних. По величинам $T_{\text{испр}}$ и $e_{\text{испр}}$ определяется интенсивность испарения $E_{\text{ср}}$ (в *мм/сутки*) (см. приложение III). Умножением этой величины на число суток в расчетный период n получаем величину E (в *мм*) за расчетный период.

Таблица 3. Примерный ход расчета испарения с почвы и снега

Пункт	Расчетный период	$T_{\text{изм}}$	$e_{\text{изм}}$	ΔT	Δe	$T_{\text{испр}}$
Дубовка	10—19.VI	21,7	11,5	2,2	0,3	23,9
Валдай	VIII	13,6	13,0	—10,7	—5,6	2,9
Чита	VI—VIII	15,6	12,4	—3,6	—3,3	12,0
Киов	II	5,1	4,0	1,4	0,4	—3,7

Пункт	Расчетный период	$e_{\text{испр}}$	$E_{\text{ср}}, \text{ мм/сутки}$	Число суток в расчетный период	Испарение за расчетный период E
Дубовка	10—19.VI	11,8	1,8	10	18,0
Валдай	VIII	7,4	1,6	31	51,1
Чита	VI—VIII	9,1	2,0	92	184,0
Киев	II	4,4	0,2	29	5,8

Удобную форму записи приводим в табл. 3. При определении показателей по приложениям в случае, если значения градусов температур или миллибаров влажности воздуха составляют целые с десятичными, для производства обычных расчетов можно эти величины округлить до целых значений или же найти искомую величину путем интерполяции.

Определение испарения за год является более простой операцией, поскольку нет необходимости вводить поправки к температуре и влажности воздуха, а также учитывать число дней в расчетный период. Испарение определяется по среднегодовым значениям температуры и влажности воздуха.

Зная величины испаряемости и суммы осадков, можно вычислить показатель, который обобщенно характеризует степень сухости или влажности климата, — коэффициент увлажнения (КУ).

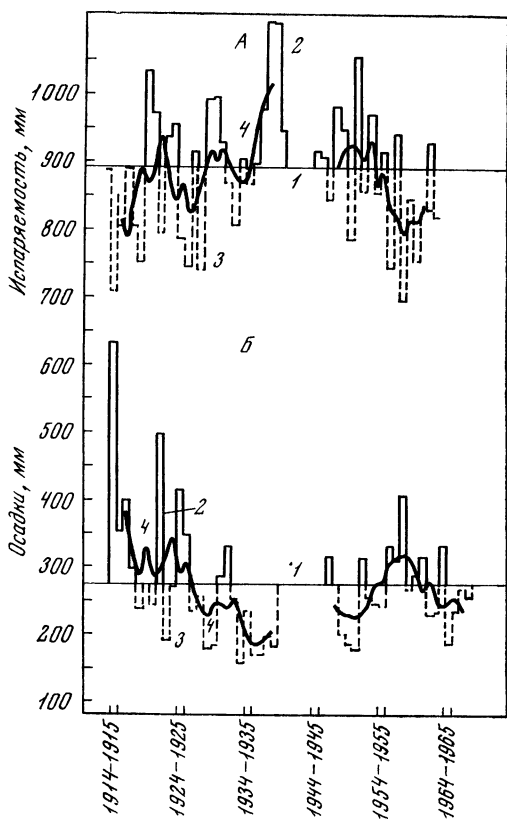


Рис. 5. Анализ многолетней изменчивости годовых сумм осадков и годовой испаряемости по метеостанции Эльтон

- А — испаряемость,
- Б — осадки
- 1 — средняя многолетняя,
- 2 — наблюдаемые величины выше средней многолетней,
- 3 — наблюдаемые величины ниже средней многолетней,
- 4 — скользящие средние

Он представляет собой отношение суммы осадков к величине испаряемости. Величины КУ вычисляются годовые и месячные для теплого периода года. Этот показатель может быть средним многолетним или относиться к любому конкретному году.

Все средние многолетние данные являются как бы эталоном, с которым сравниваются метеорологические условия конкретного периода, в течение которого ведется изучение водного режима почв. Однако для оценки последнего характеризовать климат только по средним многолетним данным недостаточно. Нельзя забывать о существовании многолетней циклической изменчивости климатических показателей, которая неизбежно вызывает цикличность водного режима почв. Поэтому мы должны отчетливо представлять себе, на какую часть многолетнего климатического цикла приходится период наблюдений.

Анализ данных для выявления многолетней изменчивости следует делать в табличной и в графической форме по методу «скользящих средних» (рис. 5). На горизонтальной оси откладывается календарь, причем годы берутся гидрологические (т. е. с 1 октября по 30 сентября). На вертикальной оси откладываются ве-

личины интересующего нас климатического показателя (в данном случае суммы осадков и испаряемость — «столбиками»). Горизонтальной прямой изображается средняя многолетняя величина данного климатического элемента.

Кривая линия означает ход годовых показателей данного элемента, рассчитанный по «скользящим» средним пятилетиям или периодам иной продолжительности (на рис. 5 — по пятилетиям). Последняя уточняется в каждом конкретном случае, так как для наиболее отчетливого выявления периодичности нужно, чтобы длина скользящего периода не превышала половины периода колебания. Поскольку широко распространена шестилетняя цикличность, целесообразно начинать обработку с расчетов по трехлетним скользящим средним.

Очень перспективно для выявления циклов разной продолжительности также применение автокорреляционной функции (Дроздов, Григорьева, 1971). Весьма целесообразен анализ цикличности климатических условий по указанным методам отдельно для холодного и теплого полугодий.

Для характеристики погодных условий тех лет, в течение которых ведется изучение водного режима почв, необходимо организовать в районе исследований некоторые метеорологические наблюдения. Из их числа минимально необходимы: учет атмосферных осадков, снегомерные наблюдения, наблюдения за температурой и влажностью воздуха, температурой почвы, ее промерзанием. Методику этих наблюдений мы излагать не будем, так как для них имеется разработанная стандартная методика, изложенная в соответствующем Наставлении Гидрометеослужбы (1958). Исключение сделаем лишь для учета осадков, поскольку их величина особенно важна и ее определение при изучении водного режима почв отличается некоторыми особенностями.

Учет осадков

Современным стандартным методом учета осадков является измерение их количества с помощью осадкомеров Третьякова. Если наблюдательные площадки расположены одна от другой на расстоянии больше 1 км, желательно иметь не один осадкомер, поскольку дождевые осадки, особенно ливневые, отличаются значительной пространственной изменчивостью.

Установлено, что, несмотря на существование у осадкомера специальной защиты, из его ведра происходит значительное выдувание осадков, особенно снежных, что влечет за собой недоучет осадков. Этому способствует также то обстоятельство, что некоторая часть осадков расходуется на смачивание ведра и также не учитывается. Показатели дождемера должны быть переведены в показания осадкомера. В «Справочнике по климату СССР» (1968) приводятся все эти поправки и переводные коэффициенты.

Количество осадков высчитывается по формуле,

$$Д \cdot K_1 \cdot K_2 + Д \cdot K_3,$$

где $Д$ — показания дождемера; K_1 — коэффициент перевода этих показаний в показания осадкомера; K_2 — поправка на ветер; K_3 — поправка на смачивание ведра.

Поскольку выпадающие осадки в значительной мере задерживаются растительностью (особенно в лесу), желательно иметь кроме стандартных дождемеров, установленных на высоте 2 м, почвенные дождемеры, с помощью которых определяется количество осадков, достигнувших поверхности почвы. Эти дождемеры представляют собой дождемерное или осадкомерное ведро, вставленное в почву так, что край ведра возвышается над ее поверхностью на 2 см. Ведро устанавливается в специальный футляр, внутренний диаметр которого на несколько миллиметров превышает внешний диаметр ведра, с тем чтобы последнее легко вынималось из футляра. Поверхность почвы вокруг футляра засыпается слоем крупного песка для предотвращения отражения дождевых капель и забрызгивания их в ведро.

При массовом измерении осадков, проникающих под полог леса и достигающих поверхности почвы, можно использовать малые дождемерные воронки с диаметром цилиндрической части 80 мм и высотой 40 мм, высотой конусообразной части воронки 30 мм и длиной трубки 60 мм при диаметре 16 мм. Приемная площадь этих воронок равна 50 см² (рис. 6). Воронки вставляются в горлышки полулитровых бутылок, имеющих соответствующий футляр из любого подходящего материала. Бутылки устанавливаются в почву так, чтобы их горлышки возвышались над поверхностью почвы на 1—2 см. Количество осадков измеряется, как всегда, мерным цилиндром. Бутылки устанавливаются на разном расстоянии от ствола и в окнах между кронами деревьев. Аналогичные дождемеры, по-видимому, можно использовать для учета осадков, поступающих в почву, на площадях с рядовыми посевами культурных растений. Ширина воронки должна равняться ширине междурядий.

В случае естественной травянистой растительности или сельскохозяйственных посевов, где нет правильного размещения растений и растительный покров достаточно густ, описанные дождемеры большого диаметра применять нельзя, так как они будут влиять на расположение стеблей и листьев, а тем самым — на поступление осадков на поверхность почвы. В. В. Герцык (1957) пользовалась в подобном случае «дождемерами» очень малого диаметра (пробирками диаметром 20—30 мм).

А. Г. Булавко (1971) описывает специальные установки, состоящие из «щелевых» дождемеров и подземных измерительных камер.

Этот щелевой дождемер представляет собой металлический лоток размерами 5 × 100 см (площадь сечения 500 см²), что соответствует приемной площади стандартного плювиографа и поз-

Рис. 6. Малая дождемерная воронка с площадью водоприемной части 50 см^2 (размеры даны в миллиметрах)

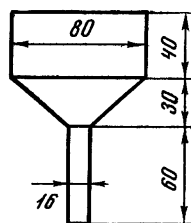
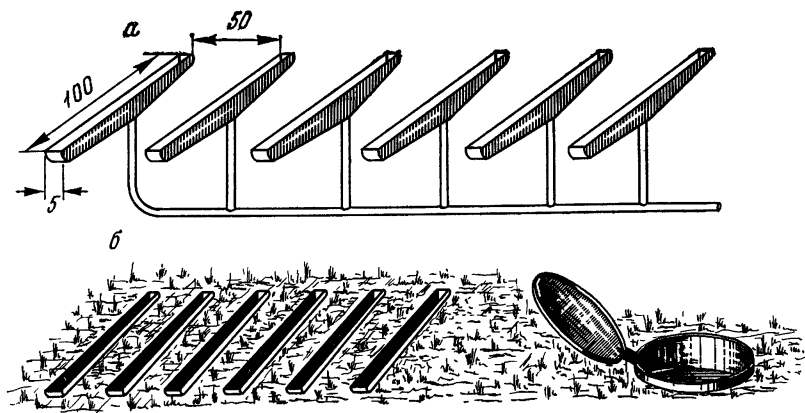


Рис. 7. Общий вид смонтированных (а) и установленных в почву (б) щелевых дождемеров. Справа — люк измерительной камеры.



воляет использовать его регистрирующий механизм для записи результатов наблюдений. Для повышения точности наблюдений на каждом участке устанавливается шесть щелевых дождемеров с интервалами $0,5 \text{ м}$ (рис. 7). Суммарная приемная площадь этих дождемеров, объединенных общим коллектором, составляет 3000 см^2 , как и у дождемера от испарителя ГГИ-3000. Дождемер устанавливают в грунт так, чтобы бортики возвышались на $5\text{—}7 \text{ см}$ над поверхностью земли. Собранные им осадки поступают по резиновому шлангу в измерительную камеру или защитный кожух, где размещаются регистрирующая аппаратура и сосуды для объемного измерения.

В зимнее время помимо стандартного учета осадков осадкомерами предусматриваются также наблюдения за снежным покровом с помощью постоянных снегомерных реек и периодических снегомерных съемок. При многолетних генетико-гидрологических и агрогидрологических исследованиях снегомерные рейки необходимо иметь на каждой наблюдательной площадке, а на больших площадках — даже по несколько реек, так как мощность снежного покрова значительно варьирует в зависимости от состояния поверхности (пашня, стерня), микрорельефа, наличия деревьев и пр.

Снегомерные съемки необходимо проводить не реже одного раза в месяц, но особенно важна съемка перед началом снеготая-

ния для определения запаса воды в снеге, которая поступает в почву в форме талых вод. При снегосъемках на площадках или профилях, на которых ведутся наблюдения за влажностью почв, помимо рекомендуемых Гидрометеослужбой замеров через 10 м необходимо в нескольких повторностях делать замеры высоты снежного покрова в тех местах, где в ходе снегонакопления ожидаются или имеются отклонения.

Так, если снегомерные съемки проводятся на полях с лесными полосами, то замеры мощности должны делаться чаще — в соответствии с характером распределения и накопления снега. Необходимо отмечать, в каких условиях сделаны замеры — в лесной полосе или в межкулисном пространстве, на каком именно расстоянии от лесной полосы, а также на каком расстоянии от лесополосы кончаются сугробы, которые обычно образуются в лесополосе и около нее.

Для вычисления запаса воды в снеге замеры высоты снежного покрова необходимо сопровождать измерениями его плотности с помощью весового плотномера. Поскольку плотность снега варьирует меньше, чем мощность, повторность определения плотности может быть в 3—5 раз меньше.

При снегосъемках очень важно обращать внимание на наличие или отсутствие ледяной корки на поверхности почвы или в толще снега. Даже при небольшой мощности в ней содержится значительное количество влаги, так как ее плотность обычно близка к 0,9. Наличие корки на поверхности почвы сильно влияет на водопроницаемость почвы и на поступление талых вод в нее. Поэтому при снегомерных наблюдениях необходимо измерять толщину ледяной корки и в дальнейшем вычислять запас воды в ней.

Наблюдения за промерзанием и оттаиванием почвы¹

Данный вид наблюдений проводится одновременно с извлечением образцов буром для определения влажности почвы. При этом используются два главных признака: трудность проникновения бура, которая говорит о степени сцементированности почвы, и наличие в образцах почвы кристаллов или даже прослоек и скоплений льда. В условиях, когда влажность промерзающей почвы невелика (близка к влажности завядания), заметить наличие кристалликов льда можно только с помощью лупы. Определение глубины оттаивания сводится к нахождению границы между оттаявшим и мерзлым слоями в буровых образцах почвы или металлическим щупом. Оттаявший слой обычно представляется более влажным.

¹ Наблюдения за температурным режимом, также входящие в число важнейших исследований, сопутствующих изучению водного режима, изложены в статье В. Н. Димо в настоящем руководстве.

Стандартным устройством для определения глубины промерзания является также мерзлотомер А. И. Данилина. Он представляет собой резиновую трубку с делениями через 1 см, закрытую с нижнего конца и помещенную в пластиковый футляр, устанавливаемый вертикально в почву. Резиновая трубка наполнена дистиллированной водой. Глубина промерзания почвы устанавливается по глубине замерзания воды в трубке, что определяется на ощупь. Однако мерзлотомер Данилина позволяет определить в сущности лишь глубину проникновения в почву нулевой температуры, поскольку почвенный раствор замерзает при более низкой (ниже 0°) температуре, чем дистиллированная вода. Поэтому граница фактического замерзания влаги в почве не всегда совпадает с границей замерзания воды в трубке мерзлотомера.

Температуру глубоких слоев почвы принято определять с помощью стандартных стационарных приборов — ртутных вытяжных термометров, термопар или термисторов. Очень удобны многоточечные электротермометры АФИ. Температуру верхних слоев почвы (до 20 см) измеряют комплектом термометров Савинова, а самой поверхности — электрическим термометром («термопаук» АФИ). Подробности измерения температуры почвы описаны в статье В. Н. Димо.

Наблюдения за уровнем грунтовых вод и почвенной верховодки

Необходимым звеном, сопутствующим изучению водного режима почво-грунта, являются наблюдения за уровнем грунтовых или почвенно-грунтовых вод, особенно в случае их близкого залегания. Их можно проводить в скважинах для определения влажности почвы, если они пробурены до грунтовых вод. При этом первый замер уровня производится через сутки после бурения. В дальнейшем такие скважины необходимо периодически прочищать буром, так как они заплывают, а спустя некоторое время заменять новыми.

Удобнее оборудовать постоянные наблюдательные скважины. Для этой цели они бурятся до глубины, заведомо превышающей на 0,5—1 м наибольшую возможную глубину понижения зеркала грунтовых вод. Затем в скважину вставляют подготовленную заранее обсадную трубу с фильтром в нижней части. Зазор между стенками скважины и трубой засыпают на высоту фильтра гравием или крупнозернистым промытым песком, а выше, до поверхности — плотно забивают вынутым грунтом во избежание затекания поверхностных вод. Обсадная труба должна возвышаться над поверхностью почвы не менее чем на 50 см. Если оборудуется несколько скважин, удобно (для замера уровня), чтобы высота труб над поверхностью почвы была одинаковой. Отверстие труб снизу закрывается пробкой, а сверху — колпачком, крепящимся

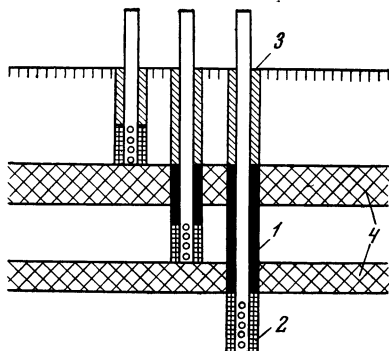
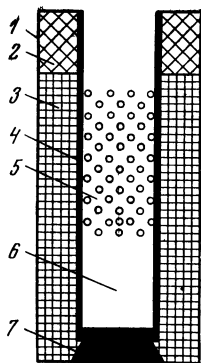


Рис. 8. Нижняя часть наблюдательной скважины, оборудованной обсадной трубой

1 — стенка скважины; 2 — нижний отрезок верхней части скважины, засыпанный грунтом и затрамбованный; 3 — песок; 4 — стенка обсадной трубы (обмотка фильтра не изображена); 5 — действующая часть трубы с отверстиями; 6 — отстойник; 7 — пробка

Рис. 9. Куст скважин

1 — тампон из битума или жирной глины 2 — рабочая часть скважины; 3 — насыпной грунт, 4 — водоупорные слои

болтами, чтобы в трубу не могли попасть дождь, снег или какие-либо посторонние предметы.

Обсадные трубы могут быть изготовлены из различного материала дерева, железа и пр. Удобны пластмассовые трубы с внутренним диаметром 50—80 мм. Длина трубы зависит от глубины залегания грунтовых вод. Труба должна быть водонепроницаемой и совершенно прямой, чтобы она смогла без труда войти в скважину. Последняя в свою очередь должна быть пробурена строго вертикально. В нижней части трубы, отступя на 20 см от ее конца (отстойник), на протяжении 50 см в шахматном порядке насверливают несколько рядов отверстий диаметром 8—10 мм на расстоянии 50 мм (рис. 8). Эту часть трубы заворачивают в латунную сетку с ячейками 0,25—0,50 мм, в стеклоткань или капроновую ткань (можно в капроновый чулок). Нижний конец каждой трубы плотно забивается деревянной пробкой или закрывается железным колпачком на резьбе.

В тех случаях, когда в почвенно-грунтовой толще имеется несколько водоносных горизонтов, желательно наблюдать за каждым горизонтом в отдельности. Для этого в точке, где нужно вести наблюдения, устанавливают несколько смотровых труб (куст скважин) по числу водоносных горизонтов (рис. 9). В этом случае действующую часть трубы (т. е. фильтр) делают небольшой длины (10—20 см), для того чтобы не допустить установления связи между соседними водоносными слоями.

После того как трубы будут установлены, необходимо замерить высоту их надземных частей. Если устанавливается серия труб (например, профилем), нужно с помощью нивелира установить их абсолютные или условные отметки и замерить расстояния между ними, для того чтобы впоследствии иметь возможность вести сопряженный анализ данных по уровням грунтовых вод.

Большой интерес с почвенно-гидрологической точки зрения представляют наблюдения за почвенной верховодкой. Последняя возникает над слоем вечной или сезонной мерзлоты, а также в почвах подзолистого типа, почти всегда во время выпадения обильных дождей и таяния снега. Водоносными при этом делаются горизонты А и A_2B ($A_0 + A_1 + A_2 + A_2B$), а водоупором служит горизонт В. Для наблюдений за уровнем верховодки высверливаются наблюдательные скважины, до глубины, на 10—15 см превышающей глубину верхней границы горизонта В, и в них плотно вставляются обсадные трубы с отверстиями.

Простейшим прибором для замера уровня грунтовых вод является мерная лента (желательно недеформированная металлическая), на конце которой укреплена так называемая хлопушка. Последняя представляет собой полый металлический цилиндр 30 мм в диаметре и 50—70 мм высотой или высверленную изнутри 100-граммовую гирьку. При измерении уровня хлопушка опускается на ленте в скважину до тех пор, пока не коснется поверхности воды, что устанавливается по отчетливо слышному хлопку. Поднимая и опуская хлопушку и прислушиваясь к хлопкам, можно замерить уровень с точностью до 1—2 мм. Отсчет по ленте производится от верхнего края трубы. В этот отсчет вводятся две поправки: положительная (на расстояние от нижнего края хлопушки до нуля мерной ленты) и отрицательная (на высоту надземной части трубы).

В случае появления верховодки в почвах, расположенных на склонах, интересным является измерение скорости ее течения. П. Ф. Созыкиным (1940) был предложен следующий метод, позднее использовавшийся А. И. Субботиным. На глубину до верхней границы горизонта В вырывается шурф, а на некотором расстоянии от него (2—3 м) ниже по склону — подковообразная траншея минимально возможной ширины. После того как уровень верховодки установится, в шурф вливают некоторое количество насыщенного раствора хлористого кальция, быстро перемешивают его с водой в шурфе и отмечают время. Качественными пробами с раствором азотнокислого серебра, подкисленного азотной кислотой, определяют время появления хлора в траншее. Зная расстояние между шурфом и траншеей, рассчитывают скорость течения верховодки.

Измерение испарения

Под термином «испарение» имеется в виду совокупность нескольких явлений: физического испарения из почвы, десукции влаги из почвы растениями, испарения осадков с поверхности растений, а также испарения с поверхности снегового покрова, как лежащего на почве, так и задержанного на растениях.

Первые три вида испарения, которые объединяются под названием «суммарное испарение», или «эвапотранспирация», являются наиболее значительными. Для определения их суммарной величины можно использовать различные виды испарителей. Последние представляют собой металлические цилиндры различного размера, «заряжаемые» почвенными монолитами с растениями или без них.

В настоящее время на сети агрометеостанций принят в качестве стандартного испаритель ГГИ-500, представляющий собой металлический цилиндр со съемным дном (рис. 10). Площадь поперечного сечения его равна 500 см^2 . Цилиндр вставляется в металлический футляр, на дне которого устанавливается сосуд для улавливания просочившейся влаги. Эти испарители делаются высотой 50 см (ГГИ-500-50) для работы в зоне достаточного увлажнения

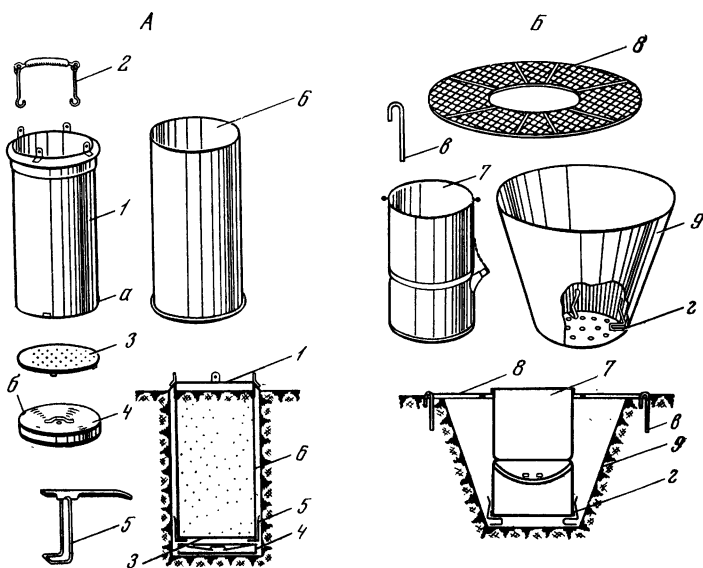


Рис. 10. Почвенный испаритель ГГИ-500

А — испаритель и его части: 1 — внутренний цилиндр (а — выступ для защелки), 2 — ручка с крючками, 3 — дно с отверстиями, 4 — сосуд для сбора просочившейся воды (б — отверстие для слива), 5 — защелка дна (увеличена), 6 — наружный цилиндр; Б — дождемер и его части: 7 — дождемерное ведро, 8 — кольцевая сетка (6 — крючок для закрепления сетки на почве), 9 — конусный бак (2 — опорные кронштейны для ведра)

и 100 см (ГГИ-500-100) — в зоне недостаточного увлажнения. Однако и такая высота испарителей может оказаться недостаточной, так как десукция влаги растениями нередко происходит со значительно большей глубины.

Установка монолита начинается с того, что в почве выкапывается гнездо, в которое опускается футляр монолита — его внешний цилиндр. Размер гнезда должен быть таков, чтобы между почвой и стенками цилиндра не было большого зазора. Затем производится «зарядка» внутреннего цилиндра испарителя. Для этого внутренний цилиндр со снятым дном вдавливается насколько возможно в почву, затем окапывается вокруг сначала лопатой, а потом ножом и постепенно при надавливании осаживается вниз. Когда поверхность почвы в испарителе окажется ниже его верхнего края лишь на 1,0—1,5 см, под испаритель подводится дно. Для этого основание монолита с одной стороны подрезается и в образовавшуюся щель осторожно вводится дно испарителя. Затем монолит подрезается с другой стороны. Дно надевается на корпус испарителя и закрепляется специальными защелками.

Заряженный испаритель взвешивается (B_0). Для этого используются шкальные малогабаритные весы грузоподъемностью 150 кг (ШМ-150), которые позволяют производить взвешивание с точностью до 5—10 г. Для извлечения испарителей из их гнезд в почве и переноса на весы может быть использовано устройство, представляющее собой простейший вид стационарного подъемного крана с поворотной стрелой. После взвешивания к испарителю прикрепляется водосборный сосуд, испаритель переносится к гнезду и устанавливается во внешнем цилиндре до следующего взвешивания (B_1), которое производится обычно раз в 5—10 дней.

Изменение веса монолита в сочетании с величиной осадков, выпавших в период между взвешиваниями, позволяет определить величину эвапотранспирации по формуле

$$\mathcal{E} = \frac{B_0 - B_1 - P}{\Pi} \cdot 10 + O_c, \text{ мм},$$

где $\mathcal{E}$ — эвапотранспирация, мм; $B_0 - B_1$ — изменение веса испарителя с почвой, г; P — количество воды, просочившейся через монолит в водосборный сосуд; Π — площадь испаряющей поверхности (500 см²); O_c — количество осадков, выпавших за период между взвешиваниями, мм.

Специальные типы испарителей — гидравлические — разработаны Валдайской научно-исследовательской гидрологической лабораторией ГГИ. Это большой испаритель с монолитом высотой 2 м и площадью поперечного сечения 5 м² и малые испарители, более простые в работе, с монолитами площадью 0,2 м² и высотой 1,5 м. Почвенный монолит испарителя заключен в металлический цилиндр, помещенный во внешний цилиндр — чехол. Последний опирается на кольцевой поплавок — понтон, плавающий в резервуаре, наполненном водой. Изменение веса почвенного монолита,

обусловленное испарением, выпадением осадков и пр., определяется по вертикальным перемещениям плавающей системы.

Преимуществом гидравлических испарителей является возможность непрерывного измерения испарения с помощью самопишущих приборов, и при этом с большой точностью (0,1 мм). Это позволяет не только измерять испарение за какой-либо промежуток времени, но и изучать его суточный ход. В приборе предусмотрена возможность измерения количества воды, просочившейся сквозь почвенный монолит. Устройство испарителей описано В. А. Урыбаевым (1953) и А. Р. Константиновым (1968).

Испарители необходимо периодически перезаряжать «свежими» монолитами. Это вызвано тем обстоятельством, что монолиты, будучи изолированными от окружающей почвы, имеют иной режим влажности, его нужно максимально приблизить к естественному. Смена почвенных монолитов производится в зоне достаточного увлажнения один раз в месяц, в зоне недостаточного увлажнения — два раза в месяц. Для перезарядки испарителей (взятия монолитов) необходимо иметь особую резервную площадку. При каждой перезарядке испарителя производится послойное определение исходной влажности почвы на специальной, расположенной рядом площадке, а также использованном почвенном монолите на тех же глубинах. Близость значений влажности на площадке и внутри испарителя говорит о том, что режим влажности в монолите близок к естественному.

Рядом с испарителями устанавливается почвенный дождемер для измерения осадков, причем желательно, чтобы приемная поверхность дождемера была равна испаряющей поверхности испарителя. В комплект почвенного испарителя ГГИ-500 входит почвенный дождемер с приемной площадью 500 см² (см. рис. 10). При установке в поле дождемерное ведро помещается в специальный конусный бак, который вкапывается в почву и сверху прикрывается сеткой с круглым вырезом для дождемерного ведра. Сетка служит «защитой» от забрызгивания капель, отраженных от почвы.

Имея серию монолитов с растениями и без них, можно получить величину эвапотранспирации и физического испарения с поверхности почвы, а по их разности — расход влаги на десукцию (транспирацию). При испарителях с растениями необходимо обеспечивать одинаковое число растений в приборах и одинаковую степень развития, соответствующую среднему состоянию их в поле. Испарители без растений должны иметь сверху сетку или стойки с тонкими обручами, на которые подвешиваются срезанные растения для создания затенения на поверхности монолита, идентичного затенению в испарителе с растениями. Необходимо внимательно следить за соблюдением затенения и часто менять увядающие срезаемые растения.

Наблюдения под пологом древесной растительности имеют некоторые особенности. При наличии развитого, более или менее сплошного напочвенного покрова (травы или мхи) обычно изме-

ряют суммарную величину испарения из почвы и десукции напочвенным растительным покровом с помощью испарителей.

При разомкнутом напочвенном растительном покрове и тем более при его отсутствии можно, устанавливая испарители на участках, где напочвенный покров развит и где он отсутствует, измерять сумму физического испарения из почвы и десукции напочвенным покровом в первом случае и величину только испарения из почвы — во втором. Величину десукции напочвенным покровом можно измерять и путем определения транспирации растений, составляющих покров. Величину десукции древесным пологом ($D_{др}$) при измерениях количества осадков под древесным пологом ($O_{сд}$) и суммы испарения из почвы и десукции почвенным покровом ($I + D_{пп}$) с помощью испарителей мы можем получить как разность по уравнению

$D_{др} = (B_0 + O_{сд}) - (D_{пп} + I) - B_1$, где B_0 — влажность почвы в начальный и B_1 — в конечный срок наблюдений.

Одним из возможных способов количественного разделения физического испарения из почвы и десукции является определение величины последней по транспирации растений методом быстрого взвешивания (Л. А. Иванов и др., 1950). Метод заключается в определении среднедневной интенсивности транспирации растений, которая выражается в граммах на 1 г сырого веса листьев за один час. Определив массу листьев на определенной площади (например, на 1 м²), можно вычислить расход влаги на транспирацию (в мм водного слоя). При растительности смешанного видового состава определение интенсивности транспирации производится синхронно для каждого доминирующего вида (Оловянникова, 1966). Расход влаги на транспирацию принимается за величину десукции.

Для древесной растительности интенсивность транспирации определяется в различных частях крон, после чего берется средняя величина. Листовая масса учитывается на модельных деревьях (Л. А. Иванов и др., 1951; Хлебникова, Маркова, 1955).

Представляется возможным рассчитать и величину физического испарения из почвы, располагая величиной десукции и суммарной величиной десукции и физического испарения. Последнее вычисляется по разности запасов влаги в почвенной толще между двумя сроками с учетом осадков за то же время (они плюсятся к разности). Естественно, что определения влажности почвы и интенсивности транспирации должны проводиться одновременно.

Расход парообразной влаги из почвы происходит не только вверх, в атмосферу, но и вниз, в направлении глубже лежащих слоев почвы, под влиянием градиента упругости водяного пара при соответствующем направлении температурного градиента. Для расчленения этих двух потоков водяного пара М. М. Абрамова (1968) применила пары испарителей (диаметр их в зависимости от условий наблюдений может быть разным — от 100 до 250 мм),

один из которых имеет сплошное дно, другой — сетчатое. Оба испарителя заряжаются одинаковыми монолитами и устанавливаются в гнезда, высверленные в почве и оборудованные футлярами без дна. Рядом устанавливаются почвенные дождемеры. Испарители периодически взвешиваются и перезаряжаются.

Разность результатов последовательных взвешиваний испарителя со сплошным дном плюс выпавшие за данный промежуток времени осадки дадут величину испарения в атмосферу. Потеря в весе испарителя с сетчатым дном плюс осадки дадут суммарную величину испарения в атмосферу и передвижения парообразной влаги в нижележащие слои почвы. Представляется возможным, имея эти данные, вычислить, какое количество влаги переместилось в нижележащие слои. Применяя испарители разной высоты, можно определить баланс парообразной влаги в различных по мощности слоях почвы.

Для изучения передвижения парообразной влаги в глубоких слоях почвенно-грунтовой толщи М. М. Абрамовой (1963) были предложены приборы, названные ею конденсметрами. Эти приборы, которые правильнее называть эвапоконденсметрами, представляют собой тонкостенные бесшовные алюминиевые кольца. М. М. Абрамова пользовалась кольцами объемом 100 см³, но возможно применение колец и иного размера. К каждому кольцу изготавливаются две сплошные алюминиевые крышки и две крышки из латунной сетки с ячейками 0,25 мм, которые парафинируются, чтобы через ячейки не проходила жидкая влага. Вырывается шурф. Кольца заряжаются монолитами почвы, взятыми с той глубины, на которой потом будут установлены конденсметры. Кольца закрываются крышками и взвешиваются. В южной стенке шурфа, обращенной на север и меньше просыхающей, на заданной глубине делаются ниши глубиной 15—20 см. Ниши располагаются на разных глубинах не одна под другой, а ступенчато, с некоторым смещением в сторону, во избежание перехвата парообразной влаги,двигающейся вертикально.

В задней стенке каждой ниши специальным полукруглым скребком высверливаются углубления точно по размеру и форме конденсметров (рис. 11). В эти гнезда вставляются предварительно взвешенные конденсметры так, чтобы их стенки плотно прилегали к стенкам гнезд. Плотность прилегания без просветов должна обеспечить миграцию пара через конденсметр и тождественность температурного режима в почве и в монолите, заключенном в конденсметре.

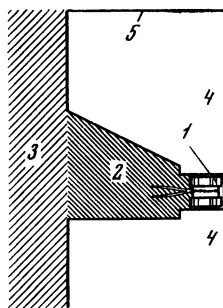
В каждой нише устанавливаются в двойной или большей повторности следующие варианты конденсметров: с крышкой сверху и сеткой снизу, с крышкой снизу и сеткой сверху, с сеткой снизу и сверху. Затем ниши тщательно забиваются почвой соответствующих горизонтов, шурф засыпается с утрамбовкой. В следующий срок наблюдений он вновь отрывается, конденсметры извлекаются из ниш и взвешиваются, затем устанавливаются обратно. Техника

закладки опыта и необходимые приспособления подробно описаны в работе М. М. Абрамовой (1963).

Идея метода заключается в том, что конденсметры, имеющие с одной стороны сетку, а с другой — крышку, могут терять или получать парообразную влагу только с одной стороны — с той, с которой находится сетка. Конденсметры, имеющие сетки с двух сторон, регистрируют только разность между приходом и расходом парообразной влаги в данном слое. Располагая этими данными, можно для каждого промежутка времени между наблюдениями (взвешиваниями конденсметров) определить направление передвижения парообразной влаги, а также абсолютное количество

Рис. 11. Установка конденсметра в почве

- 1 — конденсметр;
- 2 — ниша;
- 3 — шурф;
- 4 — ненарушенная почва;
- 5 — поверхность почвы



переносимой влаги. По окончании опыта почва из эвапоконденсметров высушивается для определения конечного запаса влаги и веса сухой почвы, необходимых для расчета величины приращення или потери запаса влаги.

Для определения величин суммарного и физического испарения, а также величин инфильтрации влаги в грунтовые воды и поступления ее из грунтовых вод в зону аэрации на участках с близкими грунтовыми водами (ближе 5 м от поверхности) или на орошаемых участках могут использоваться почвенные испарители-лизиметры типа ГР-80. Описание конструкции такого лизиметра и указания по его эксплуатации содержатся в ряде работ (Харченко, Тищенко, 1965; Материалы семинара..., 1966).

Лизиметр (рис. 12) представляет собой почвенный монолит ненарушенной структуры с моделью водоносного слоя, заключенный в футляр специальной конструкции. Величина суммарного испарения из почвы между двумя сроками наблюдения определяется по изменению веса лизиметра, с учетом выпавших за этот период осадков, а также величины пополнения «грунтовых» вод в нем за счет инфильтрации осадков и расхода их в зону аэрации. Конструкция лизиметров позволяет измерять испарение из почвы за отрезки времени не менее 5 суток в период активной вегетации и не менее 10 суток в остальное время теплого сезона года, а расход из «грунтовых» вод и пополнение их — ежедневно.

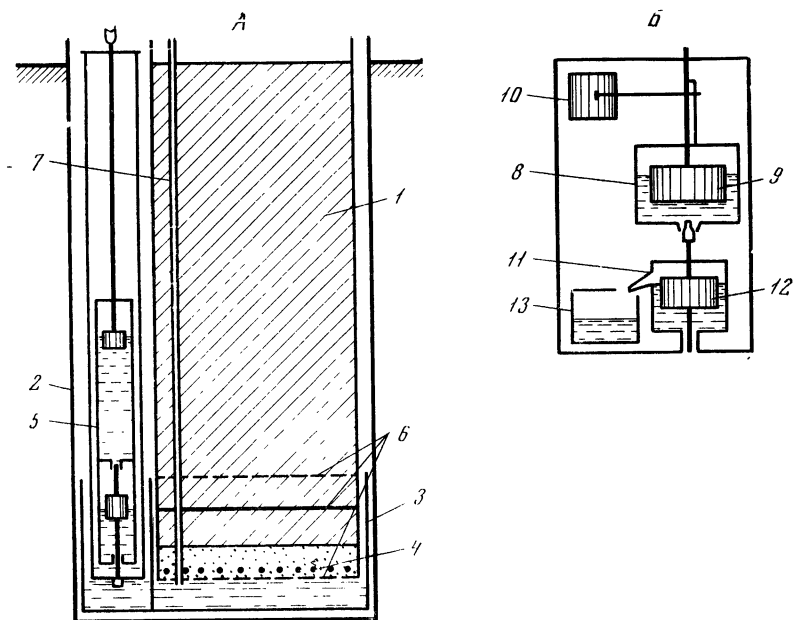


Рис. 12. Принципиальная схема устройства взвешиваемого лизиметра (А) и водорегулирующего устройства (Б)

- | | |
|---|--------------------------|
| 1 — почвенный монолит; | 7 — контрольная трубка; |
| 2 — футляр; | 8 — подпитывающий бачок; |
| 3 — поддон; | 9 — поплавков самописца; |
| 4 — обратный фильтр; | 10 — самописец; |
| 5 — водорегулирующее устройство (в увеличенном виде см. Б); | 11 — поплавковая камера; |
| 6 — уровни «грунтовых» вод; | 12 — поплавков; |
| | 13 — сливной бачок |

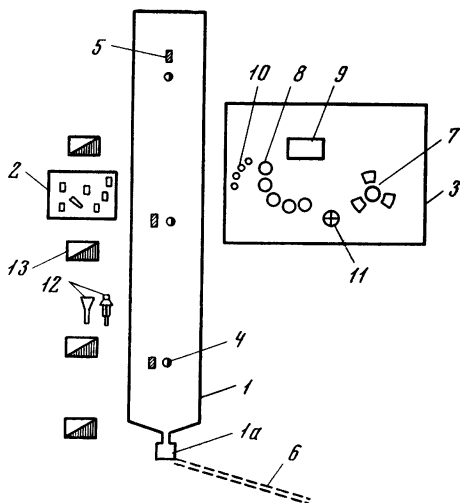
В лизиметре с испаряющей площадью 2000 см^2 может произрастать любая сельскохозяйственная культура, кроме хлопчатника, а также любая естественная травянистая растительность. Высота лизиметра выбирается в зависимости от глубины грунтовых вод и может быть равной 105, 155, 205 и 255 см. Уровень «грунтовых» вод в монолите может поддерживаться водорегулирующим устройством на уровне грунтовых вод под окружающей территорией или на глубине, необходимой для данного опыта: 0,8—1 м; 1,3—1,5; 1,8—2,0 или 2,3—2,5 м.

Организация воднобалансового полигона

При проведении комплексных воднобалансовых и агрометеорологических наблюдений на стационарном участке важно целесообразно разместить приборы и оборудование, с тем чтобы они располагались по возможности ближе друг к другу и в то же время взаимно не влияли на режим работы. Примером такого размещения может служить воднобалансовый полигон, сооруженный на

Рис. 13. Схема размещения приборов и оборудования на воднобалансовом полигоне

- 1 — воднобалансовая площадка с измерительным павильоном (1а);
- 2 — теплобалансовая площадка;
- 3 — почвенно-испарительная площадка;
- 4 — смотровые скважины;
- 5 — скважины для наблюдения за влажностью почв с помощью НИВ;
- 6 — водоотводящий канал;
- 7 — почвенные испарители;
- 8 — лизиметры-испарители;
- 9 — весовой павильон;
- 10 — вытяжные термометры;
- 11 — почвенный дождемер;
- 12 — осадкомер и плувиограф;
- 13 — участки отбора проб на влажность почв



Валдайской научно-исследовательской станции Государственного гидрологического института (ВНИГЛ) для измерения всех составляющих водного баланса на склоне (Рогоцкий, 1969, 1971). Полигон состоит из воднобалансовой, почвенно-испарительной и теплобалансовой площадок.

Воднобалансовая площадка размером 20×70 м расположена в центральной части полигона (рис. 13). На ней имеются установки для измерения поверхностного и внутрипочвенного стока, а вдоль ее осевой линии — скважины для наблюдения за уровнем грунтовых вод и верховодки. Здесь же находятся мерзлотомеры Данилина. В верхней части площадки располагается серия скважин для наблюдения за влажностью почвенно-грунтовой толщи с помощью нейтронного индикатора (НИВ).

Почвенно-испарительная площадка устраивается в верхней части склона. Она оборудована почвенными испарителями и батареей взвешиваемых лизиметров типа ГР-80 с площадью $0,2 \text{ м}^2$. В пределах почвенно-испарительной площадки установлены также комплект вытяжных почвенных термометров, мерзлотомер Данилина и почвенный дождемер ГГИ-500.

Теплобалансовая площадка расположена на полигоне в верхней части склона. Программа наблюдений и оборудование этой площадки описаны в статье В. Н. Димо, помещенной в данном руководстве. В средней части склона на полигоне находятся осадкомер Третьякова и плувиограф. На полигоне имеется несколько участков, на которых берутся пробы для определения влажности почвы весовым методом, а также участки для фенологических наблюдений. Ходить по полигону можно только по специально устроенным мосткам.

Часто при изучении водного режима почв и при составлении их водного баланса необходимо измерение поверхностного и внутрипочвенного стока. Методике этих исследований посвящена статья Е. П. Чернышева в настоящем руководстве.

ИЗУЧЕНИЕ ФИЗИЧЕСКИХ И ВОДНЫХ СВОЙСТВ ПОЧВ

Для того чтобы результаты наблюдений за влажностью почвы могли быть правильно интерпретированы и полноценно использованы, необходимо знать количественные характеристики некоторых физических и водных свойств почв, в числе которых: удельный вес твердой фазы (УВ), удельная поверхность (УП), плотность, или объемный вес (ОВ), порозность (П), максимальная адсорбционная влагоемкость (МAB), максимальная гигроскопичность (МГ), влажность устойчивого завядания растений (ВЗ), влажность разрыва капиллярной связи (ВРК), водопроницаемость (ВДП), наименьшая влагоемкость (НВ), капиллярная влагоемкость (КВ), полная влагоемкость (ПВ), водоподъемная способность (ВС).

Определение удельного веса твердой фазы

Определение производится с помощью пикнометров емкостью 50 или 100 мл в 2-кратной повторности. Предпочтительнее использовать пикнометры с пробками, имеющими капиллярное отверстие.

Все пикнометры должны быть пронумерованы и взвешены после предварительной сушки. Взвешивания производятся с точностью до 0,01 г. Пикнометры заполняются свежeproкипяченной дистиллированной водой комнатной температуры, из которой путем кипячения в течение двух часов удален воздух. Затем эти пикнометры с водой взвешиваются. Исследуемую почву в воздушно-сухом состоянии пропускают через сито с отверстиями 1 мм, не отделяя, а размельчая все включения. Берут четыре навески примерно по 10 г каждая. В двух определяют гигроскопическую влагу, две другие переносят в пикнометры через воронку с длинным носиком, доходящим почти до дна пикнометра. Можно перенести в пикнометр и те навески, в которых определялась влажность, тогда их разрешается брать две, а не четыре. Пикнометры с почвой взвешивают, определяют вес воздушно-сухой навески, а затем, используя величину гигроскопичности, рассчитывают вес абсолютно сухой почвы.

Пикнометры с почвой наполняют до половины дистиллированной свежeproкипяченной водой и оставляют стоять 10—12 час. Затем их (без пробок) помещают в вакуум-эксикатор, из которого откачивают воздух до остаточного давления 30—40 мм рт. ст. (по вакуумметру). Эксикатор перед созданием в нем разрежения для безопасности необходимо накрыть колпаком или хотя бы полотен-

цем, а работающему с ним следует надеть защитные очки. Пикнометры оставляют в эксикаторе при разрежении на 1—2 часа, в течение которых из почвы удаляется воздух. По истечении этого времени в эксикатор осторожно впускают воздух и вынимают пикнометры.

Вместо вакуумирования можно удалить воздух из навесок путем медленного кипячения пикнометров с почвой и водой на песчаной бане или этернитовой плитке в течение 5 мин. Затем пикнометры с почвой оставляют остывать на ночь.

После того как пикнометры остынут до комнатной температуры, их доливают до нижней части шлифа в горлышке прокипяченной дистиллированной водой и закрывают пробкой с капилляром. В пикнометре под пробкой и в капилляре пробки не должно оставаться ни одного пузырька воздуха. Затем пикнометр тщательно и быстро обтирают и, пока не испарилась вода из капилляра пробки, быстро взвешивают. Желательно проконтролировать этот вес, для чего после описанного взвешивания открывают пробку, вновь доливают пикнометр водой, обтирают и снова взвешивают. Средний вес пикнометра с водой и почвой обозначаем $P_{вп}$.

Средний удельный вес почвенных частиц рассчитывается по формуле

$$\text{УВ} = \frac{m}{P_{в} + m - P_{вп}},$$

где m — вес абсолютно сухой почвы; $P_{в}$ — вес пикнометра с водой; $P_{вп}$ — вес пикнометра с водой и почвой после удаления воздуха; $(P_{в} + m - P_{вп})$ — вес или объем воды, вытесненной из пикнометра почвой, т. е., принимая удельный вес воды равным 1, объем этой почвы.

Определение УВ засоленных почв проводят либо с водой, но после отмывки из навесок основной массы легкорастворимых солей, либо с использованием органических жидкостей, практически не растворяющих соли (очищенные бензин, керосин, бензол, ксилол, толуол, метиловый спирт и т. д.). В обоих случаях навеска почвы, помещенная в пикнометр, должна быть предварительно высушена в термостате при 105°C . В дальнейшей операции остаются теми же, что и при определении УВ с водой. Удаление воздуха производят вакуумированием в течение часа после предварительного выдерживания пикнометров с почвой и жидкостью, образующей над почвой небольшой слой (3—5 мм), в течение ночи. Определение должно вестись при постоянной и известной температуре, так как все инертные жидкости обладают высоким температурным коэффициентом расширения. Расчет производят по формуле

$$\text{УВ} = \frac{m \cdot d_{ж}}{P_{ж} + m - P_{жп}},$$

где обозначения аналогичны предыдущим, а $d_{ж}$ — удельный вес жидкости при данной температуре.

Перечисленные выше неполярные жидкости хорошо применять при определении УВ и незасоленных почв, в особенности тяжелого гранулометрического состава. Это позволяет избежать ошибки определения УВ, вызываемой сорбцией воды почвой.

Для определения удельного веса торфяных и заболоченных почв тяжелого механического состава может быть принята обычная методика со следующими изменениями. Торфяные почвы берутся при их естественной влажности. Навеска в 30—35 г помещается в бюкс и постепенно насыщается водой до пастообразного состояния. Бюкс закрывается крышкой и оставляется на 6—8 дней. Затем 8—10 г пасты извлекают из бюкса (точный вес взятой пробы устанавливается по разности весов бюкса до и после взятия пробы), помещают в фарфоровую чашку и разбавляют водой. Навеску в виде суспензии переносят в пикнометр. Оставшуюся в бюксе почво-пасту используют для определения влажности. Ход последующих операций не отличается от описанного.

Определения УВ, выполненные с такой подготовкой образца, позволяют установить его значение в период длительного избыточного увлажнения почвы. Обычно УВ почвы после предварительного насыщения в результате гидратации коллоидов оказывается бóльшим, чем УВ воздушно-сухих образцов. Эта разница может быть значительной.

Определение удельной поверхности

На аналитических весах берут в бюксы навески воздушно-сухой почвы, пропущенной через сито с отверстиями 1 мм, в количестве 3—5 г и высушивают до постоянного веса при температуре 105° С. По методу Кутилека, описанному Фацеком в «Методическом руководстве» (1969), открытые бюксы помещаются в эксикаторы над 58%-ной серной кислотой при 20° С или над насыщенным раствором ацетата калия, которые создают в эксикаторе относительную влажность 20%. В эксикаторе создают вакуум и ставят его в темное место. Через 2—3 дня пробы взвешивают, а раствор в эксикаторе меняют. Бюксы с почвой выдерживают в эксикаторе до того момента, когда их вес при последующем взвешивании не изменится.

Удельную поверхность почвы рассчитывают по формуле

$$S = 3614 \frac{V_2 - V_1}{V_1 - V_0} \text{ м}^2/\text{г},$$

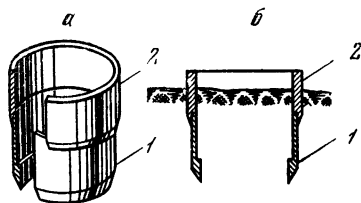
где S — удельная поверхность, $\text{м}^2/\text{г}$; V_0 — вес бюкса; V_1 — вес почвы с бюксом после сушки при 105° С; V_2 — вес почвы с бюксом после насыщения; $(V_2 - V_1)/(V_1 - V_0)$ — количество воды, в г, адсорбированное в 1 г почвы. Коэффициент 3614 представляет собой выражение $(NW_0)/M$, где N — постоянная Авогадро ($6,02380 \times 10^{23}$); W_0 — площадь, занимаемая одной молекулой воды на поверхности почвы ($10,8 \cdot 10^{-20} \text{ м}^2$); M — молекулярный вес воды.

Определение объемного веса

Объемный вес (ОВ) почвы определяют путем вырезания образца почвы определенного объема без нарушения ее естественного сложения. Обычно для этого применяют тонкостенные (0,8—1,5 мм) стальные кольца, так называемые бурики Н. А. Качинского. Нижний край буриков должен быть заточен с внешней стороны. Объем бурика около 100 см³ (при высоте 40 мм и диаметре 56,5 мм). Для определения ОВ в пахотном слое или в почвах, для которых характерна значительная трещиноватость, предпочтительнее применять бурики большего объема: около 500 см³ (при высоте 64 мм

Рис. 14. Бурик (1) с оголовком (2) для определения объемного веса почвы

а — общий вид их (на вырезе показано их сочленение);
б — вертикальный разрез их после вбивания в почву



и внутреннем диаметре 100 мм) и 1000 см³ (соответственно 88,5 и 120 мм). На буриках выбиваются номера. Объем буриков после их изготовления следует уточнить, для чего они измеряются штангенциркулем и их объем высчитывается по формуле $V = \pi r^2 h$, где r — радиус режущего края, h — высота бурика. Номера и объем каждого бурика записываются.

Для работы необходим еще специальный оголовок, с помощью которого бурики забиваются в почву (рис. 14). Он представляет собой железный цилиндр высотой 2—3 см, который на одном из краев имеет внутреннюю выточку высотой около 5 мм. В эту выточку верхний край бурика должен входить без труда, но и без большого зазора. При забивке бурика в почву должен применяться также и направитель — деревянный брусок с круглым отверстием, соответствующим внешним размерам бурика. Он входит в комплект оборудования для определения ОВ (марки АМ-7).

Определения ОВ ведутся в каждом генетическом горизонте, а если его мощность превышает 10 см, то и в нескольких его слоях (не реже чем через 10 см в пределах двух первых метров и не реже чем через 30—50 см в более глубоких слоях). В верхнем метровом слое определения ведутся в 5-кратной повторности, а глубже — в 3-кратной. Для промежуточных слоев, в которых ОВ непосредственно не определяется, он рассчитывается путем интерполяции из величин, относящихся к соседним (по вертикали) слоям.

Для определения ОВ на краю шурфа сначала на поверхности почвы, а затем на необходимой глубине расчищается ровная горизонтальная площадка, на которую ставится бурик с надетым на него оголовком и направителем. Ударами тяжелого молотка по оголовку бурик загоняется в почву так, чтобы его верхний край

Таблица 4

Почва, номер разреза	Глубина взятия образца, см	Повторность, № бурика	Объем бурика, см ³	Вес почвенного мо- нолитика с паке- том, г	Вес пустого пакета, г	Вес почвы без па- кета, г	№ бюкса	Вес пустого бюкса, г
Темноцвет- ная почва, р. 1	30—40	1	100,0	162,4	8,78	153,62	949	33,00
	30—40	2	100,2	167,9	12,31	155,59	950	34,38
	30—40	3	100,2	133,3	12,86	120,44	951	35,62
	30—40	4	100,1	165,9	12,82	153,08	952	37,98
	30—40	5	100,0	161,3	9,84	151,46	953	31,53

* Бракуется.

ушел в нее на 2—4 мм. Оголовок снимается, почва сверху срезается заподлицо с краем бурика, затем подрезается вокруг бурика и под ним. Бурик покрывается крышкой, монолитик почвы отламывается снизу ножом, переворачивается и вынимается из почвы. Излишки почвы с почвенного монолитика также срезаются острым ножом вровень с режущим краем бурика. Боковые поверхности бурика очищаются от приставшей почвы. Затем содержимое бурика без потерь переносится в заготовленный бумажный пакет или бюкс из комплекта АМ-7. На этикетке пишут номер разреза, глубину взятия образца, дату, номер бурика и его объем.

После этого на той же площадке берутся остальные образцы в соответствии с заданной повторностью. Затем снимается следующий слой почвы и подготавливается новая выровненная площадка на следующей заданной глубине.

В лаборатории каждый пакет взвешивают с точностью до 0,1 г и берут из него навеску почвы, в которой определяют влажность, после чего ОВ рассчитывают по формуле

$$ОВ = \frac{M \cdot 100}{V(100 + W)} \text{ г/см}^3,$$

где M — вес образца без веса пустого пакета, г; V — объем бурика, см³; W — влажность образца в момент взвешивания, % от веса сухой почвы. Удобно пользоваться формой записи, приведенной в табл. 4.

Вычислению среднего по повторностям ОВ данного слоя почвы должна предшествовать проверка и выбраковка случайных цифр. В приводимом нами примере величина ОВ, равная 1,14 г/см³, полученная с помощью бурика № 3, в который попал сухой корень, выпадает из ряда остальных цифр и выбраковывается.

Вес бюкса с сырой пробой почвы, г	Вес бюкса с высу- шенной пробой почвы, г	Вес влаги, г	Вес сухой пробы почвы, г	Влажность почвы, % от сухого веса	Вес сухого почвен- ного монолитика	Объемный вес, г/см ³	Средний ОВ из всех повторностей	Примечание
64,98	62,30	2,68	29,30	9,2	140,6	1,41	1,41	№ 3, попал сухой корень
78,99	75,45	3,54	41,07	8,5	143,4	1,43		
74,75	72,85	1,90	36,23	5,1	114,5	1,14 *		
65,02	62,85	2,17	24,87	8,8	140,6	1,41		
68,83	66,04	2,79	34,51	8,1	140,0	1,40		

ОВ зависит от влажности почв, от степени их трещиноватости, от промерзания и пр. При длительных исследованиях определение ОВ необходимо повторить несколько раз в разные периоды года, а впервые начиная работу, в первый год, ОВ нужно определить по меньшей мере дважды — при наибольшем и при наименьшем содержании влаги, с тем чтобы, если это окажется целесообразным, пользоваться в разные сроки наблюдений соответствующими цифрами ОВ.

В. М. Мухин (1967) обращает внимание на то, что величинами ОВ, определенными в талой почве, нельзя пользоваться для вычисления запаса влаги в мерзлой почве, так как почва при замерзании разрыхляется. Если почва сильно трещиновата, нельзя определять ОВ только на участках, лишенных трещин, так как цифры окажутся завышенными. Как уже отмечалось, в этом случае нужно пользоваться бурами большого диаметра.

Если почвенный профиль начинается лесной подстилкой или степным войлоком, то его ОВ определяют (не менее чем в 10-кратной повторности) следующим образом. На его поверхность накладывают шаблон — квадратную пластину или рамку размером 10×10 , 15×15 или 20×20 см. Острым ножом вырезают по шаблону образец и тщательно отделяют его от минерального субстрата. Объем образца вычисляют, зная его площадь и мощность горизонта. Образец целиком взвешивают и высушивают. Расчет ОВ делается как обычно.

В сыпучих и слабосвязных, осыпающихся рыхлопесчаных почвах часто рекомендуют определять ОВ или простой засыпкой в мерный цилиндр, или при постукивании и уплотнении пестиком. Этот метод может применяться лишь как грубо ориентировочный, так как плотность сложения природных [песков и песчаных почв

бывает различной. Преодоление сыпучести песка путем смачивания его водой или инертной жидкостью (например, керосином) нельзя считать допустимым, так как может произойти переупаковка песка при смачивании. Этот метод совершенно не пригоден при сопряженном определении объемного веса и влажности. М. Н. Польский (1967) предлагает применять в подобных случаях бур специальной конструкции, который, однако, широкой проверки не проходил, но может быть рекомендован для испытания.

Для определения ОВ торфяных почв Ф. Р. Зайдельман (1955) предложил использовать бур, цилиндр которого имеет объем 300 см^3 при высоте $57,5 \text{ мм}$ и диаметре режущего кольца $81,5 \text{ мм}$. Режущий край имеет зубцы, заточенные по принципу продольной пилы, что облегчает рассечение растительных остатков. Бур вводится в почву равномерным вращением, что предотвращает перекокс и деформацию взятых образцов.

Методика определения ОВ в каменистых почвах также разработана Ф. Р. Зайдельманом (1957). На поверхности почвы или на нужной глубине тщательно выравнивают рабочую горизонтальную площадку $1,5\text{—}2 \text{ м}^2$. На выступающих частях каменистых отдельностей мягким карандашом прочерчивают линию касания их с подготовленной поверхностью, пометчая выступающую часть. С помощью совка и ножа на площадке делают выемку объемом $5\text{—}6 \text{ л}$ при отсутствии камней крупнее 10 см в диаметре и объемом $7\text{—}8 \text{ л}$ при наличии таких камней. Глубина выемки должна быть $15\text{—}17 \text{ см}$ при суглинистом составе мелкозема и $8\text{—}12 \text{ см}$ — при песчаном и супесчаном.

Образовавшуюся выемку заполняют сухим песком, объем которого учитывают. Извлеченную из выемки сырую пробу почвы с камнями взвешивают (B_0), после чего отбирают из нее два-три образца для определения влажности мелкозема. Отобранные из пробы каменистые отдельности отмывают от мелкозема на сите с отверстиями 3 мм , сушат до воздушно-сухого состояния и взвешивают (B_k). По разности B_0 и B_k получают вес сырого мелкозема, а определив его влажность, рассчитывают вес сухого (B_m). Затем определяют объем тех частей камней, которые выступали над подготовленной поверхностью. Для этого погружают камни до отмеченной на них границы в специальный стакан с водой, наполненный до сливного отверстия, и измеряют мензуркой объем слившейся из стакана воды. Сумма этих объемов с объемом песка, заполняющего выемку, дает общий объем образца (O_0). Далее определяют суммарный объем всех камней, погружая их в мерный цилиндр с водой (O_k). Затем получают вес всего сухого образца B_{co} , равный сумме B_m и B_k . Общий объемный вес каменистой почвы находят по формуле

$$OB_0 = \frac{B_{co}}{O_0}$$

Затем находят объемный вес мелкозема:

$$OB_M = \frac{B_{co} - B_K}{O_o - O_K} = \frac{B_M}{O_o - O_K} \text{ г/см}^3.$$

Определение пористости

Пористость почвы (П) в процентах от объема почвы определяется расчетным путем по формуле

$$П = 100 - \frac{OB \cdot 100}{UB} = 100 \left(1 - \frac{OB}{UB} \right) = \frac{(UB - OB)}{UB} \cdot 100\%.$$

Для каменистых почв, пользуясь прежними обозначениями, можно найти пористость мелкозема

$$П_M = \frac{(UB_M - OB_M) \cdot 100}{UB_M} \%,$$

где UB_M — удельный вес мелкозема. Общая пористость всей каменистой почвы равна

$$П_o = \frac{D_o (UB_M - OB_M) \cdot 100}{UB_M} \%,$$

где D_o — доля объема мелкозема в процентах от общего объема каменистой почвы.

И. А. Лытаевым (1966) предложен быстрый метод определения пористости насыщением образца почвы керосином в вакууме и последующим взвешиванием его. Метод применим при размере почвенных пор примерно от 0,5 до 0,25 мм.

Определение максимальной адсорбционной влагоемкости

Максимальной адсорбционной влагоемкостью (МAB) называется наибольшее количество прочно связанной влаги, которое может содержать почва. Она может определяться по теплоте смачивания почвы водой и рассчитывается по формуле Думанского (1950)

$$\frac{Q \cdot 4,186 \cdot 10^7}{116} \cdot 3,5 \cdot 10^{-8} \cdot 100 = Q \cdot \frac{146}{116} \%,$$

где Q — теплота смачивания, кал/г; $4,186 \cdot 10^7$ — коэффициент перевода калорий в эрги; $3,5 \cdot 10^{-8}$ — толщина мономолекулярного слоя, см; 116 эрг/см^2 — полная поверхностная энергия воды при 20°C .

Однако указанный способ определения МAB очень сложный, трудоемкий и требует наличия специальных приборов (точного калориметра). Поэтому на его описании мы не будем останавли-

ваться, отсылая интересующихся к соответствующей главе «Агрофизических методов исследования почв» (1966).

Величину МАВ можно определить также по величине «нерастворяющегося объема». Этот метод (Трофимов, 1925; Думанский, 1934) основан на представлении о том, что прочно связанная влага не растворяет солей. Поэтому после обработки почвы раствором заранее известной концентрации последняя меняется. По методу А. В. Думанского (1934) для обработки почвы используется 25%-ный сахарный раствор. С. И. Долгов (1948) предлагает использовать 10%-ный раствор, поскольку им было установлено, что в интервале концентраций сахарного раствора от 8 до 40% количество связанной воды остается практически неизменным.

Изменение концентрации сахарного раствора в собранном фильтрате определяется с помощью рефрактометра. Определение ведется следующим образом. Взвешивают на аналитических весах маленькую (50 мл) колбочку с резиновой пробкой, всыпают в нее 10—12 г воздушно-сухой почвы, влажность которой предварительно определена. Повторно взвешивают колбу с почвой, устанавливая по разности вес почвы. Затем приливают в колбочку 10—20 мл раствора сахара и вновь ее взвешивают. Разность в весе дает вес внесенного сахарного раствора. Для повышения точности определения следует брать возможно меньше сахарного раствора, но все же достаточное количество для того, чтобы из увлажненной им почвы можно было отфильтровать или отжать прессом несколько капель (0,5 мл) раствора. Содержимое колбочки энергично встряхивают в течение 2—3 мин. и оставляют стоять 0,5—1 час. После этого содержимое колбы снова взбалтывают и фильтруют в пробирку, закрыв воронку часовым стеклом для предохранения от испарения.

Концентрации сахара в исходном растворе и фильтрате определяют на рефрактометре Аббе по показателю преломления раствора. Точность рефрактометра предварительно проверяют по дистиллированной воде, показатель преломления которой при 20° С равен 1,3330. Вычисление количества связанной воды производят по формуле

$$X = W + \frac{A(C_1 - C_0)}{mC_1} \cdot 100 \quad \text{или} \quad X = \frac{A(C_1 - C_0) + aC_1}{mC_1} \cdot 100.$$

где X — искомое количество воды, связанной данной навеской почвы, %; A — вес прибавленного раствора, г; C_0 — исходная концентрация раствора в граммах сахара на грамм раствора; C_1 — концентрация раствора после взаимодействия его с почвой; m — вес абсолютно сухой почвы; W — влажность почвы, % от ее сухого веса; a — вес воды в навеске воздушно-сухой почвы.

И. Н. Антипов-Каратаев с сотрудниками (1925) предложил определять МАВ с помощью раствора хлористого кальция. Ход определения аналогичен вышеописанному. Изменение концентрации исходного раствора после соприкосновения его с почвой ус-

танавливается титрованием фильтрата раствором азотнокислого серебра. Порции исходного и конечного растворов, предназначенные для титрования, должны не отмериваться по объему, а отвешиваться на аналитических весах, что повышает точность определений. Подчеркнем, что C_0 и C_1 в этом случае характеризуют концентрации не иона хлора, а общую концентрацию взятой соли, которая устанавливается по концентрации иона хлора, определяемой титрованием. Оптимальную концентрацию раствора хлористого кальция, обрабатываемой почвы, следует установить эмпирически.

Определение максимальной гигроскопичности

Классическим методом определения максимальной гигроскопичности почвы (МГ) является метод Митчерлиха, усовершенствованный Н. А. Качинским (1930) и основанный на насыщении воздушно-сухой навески почвы парами воды в вакууме над 10%-ным раствором серной кислоты. Однако метод этот громоздкий, требующий неоднократной смены раствора кислоты.

В настоящее время широко применяется более простой и не менее точный метод А. В. Николаева (1936). По этому методу в широкие стеклянные бюксы, точный вес которых известен, берутся навески воздушно-сухой почвы (около 5 г). Бюксы с навеской взвешиваются на аналитических весах. Готовится насыщенный раствор сернокислого калия, относительная упругость водяного пара над которым равна 98%. Его наливают на дно эксикатора и добавляют туда же некоторое количество кристаллов той же соли, для того чтобы раствор оставался насыщенным при колебаниях температуры. В эксикатор ставят открытые бюксы с почвой. Бюксы периодически (раз в неделю или 10 дней) взвешивают на аналитических весах, предварительно обтерев их дно, которое при перенесении эксикаторов может быть случайно смочено раствором K_2SO_4 . После открытия эксикатора бюксы немедленно закрываются крышками. Крышки должны храниться в определенном порядке для возможно более быстрого закрытия бюксов. Периодическое взвешивание продолжают до тех пор, пока вес бюксов с почвой не сделается постоянным, лишь с небольшими колебаниями в четвертом знаке в ту или иную сторону.

Насыщение идет обычно очень долго (от нескольких недель до нескольких месяцев). Эксикаторы должны находиться в помещении с минимальными колебаниями температуры. Ускорить насыщение почвы влагой можно путем вакуумирования эксикатора до разряжения в 30—40 мм рт. ст. по вакуумметру. После прекращения насыщения содержащуюся в бюксе почву высушивают обычным способом при 105° С до постоянного веса. Расчитывают потерю в весе по сравнению с максимальным весом, найденным в процессе насыщения. По потере в весе, вычисленной в процентах от веса сухой почвы, судят о величине МГ. Определение следует вести в двойной повторности.

Описанный способ определения МГ является общепризнанным, и полученные данные можно сравнивать с имеющимися в литературе. Однако величина МГ, определенная в процессе увлажнения сухой почвы, не сравнима с остальными водно-физическими константами, которые, как мы увидим ниже, определяются в процессе обезвоживания почвы. В связи с этим следует рекомендовать также определение МГ путем высушивания образца почвы, предварительно увлажненного до величины, близкой к НВ. При этом образец выдерживается в эксикаторе над насыщенным раствором сульфата калия до установления минимального веса образца. Для ускорения процесса высушивания почвы в эксикаторе создается вакуум. Ход определения и расчеты аналогичны вышеописанным.¹

При определении МГ в торфяных почвах и лесных подстилках лучше пользоваться вторым способом, поскольку высушивание этих почв перед насыщением влагой очень сильно меняет их свойства.

Определение влажности устойчивого завядания растений

Наиболее распространенным прямым методом определения почвенной влажности устойчивого завядания, или просто влажности, или коэффициента завядания (ВЗ), является метод вегетационных миниатюр, основанный на том, что выращенные в каком-либо сосуде при нормальных условиях увлажнения и питания растения оставляют затем без полива до появления первых признаков устойчивого завядания.

Метод заключается в следующем. На дно алюминиевого или стеклянного стаканчика емкостью около 100 см³ (лучше высокого) кладут немного битого стекла, крупного песка или мелкого гравия для обеспечения дренажа. На него вплотную к стенке стаканчика ставят отрезок стеклянной трубки с внутренним диаметром около 5 мм и длиной на 1—2 см больше высоты стаканчика. Наполняют три-четыре стаканчика на $\frac{4}{5}$ их емкости свежей или воздушно-сухой почвой¹ с раздавленными агрегатными комочками, пропущенной через сито с диаметром ячеек 2 или 3 мм. Затем в стаканчики наливают воду в количестве около 20% от веса при суглинистой почве и 5—10% при песчаной.

К воде следует прибавить питательные вещества в следующем количестве (в граммах на литр воды): аммоний фосфорнокислый однозамещенный — 0,2; аммоний фосфорнокислый двузамещенный — 0,2; аммоний азотнокислый — 0,8; калий азотнокислый — 0,5. Поверхность почвы прикрывают кружочком из плотной бумаги, в котором пробито четыре отверстия диаметром около 5 мм. Через каждое отверстие вводят в почву по одному хорошо

¹ Торфяная почва должна быть только свежая.

наклонувшемуся зерну овса или ячменя. Для получения более точных данных лучше пользоваться тем же растением, для которого ставится эксперимент.

Стаканчики ставят в светлое место, защищенное, однако, от прямых лучей солнца, лучше на открытом воздухе. Хорошо развиваются растения и в специальных камерах с люминесцентным освещением. Испаряющуюся влагу пополняют ежедневно путем полива с поверхности.

Когда второй лист молодых растений станет длиннее первого и растения разовьют третий лист, полив прекращают. Поверхность почвы, прикрытую бумажным кружком, заливают подогретой смесью из двух частей парафина и одной части технического или борного вазелина. После того как смесь застынет, ее в нескольких местах прокалывают булавкой для доступа воздуха к корням, а стеклянные трубочки затыкают кусочком ваты. Когда у растений обнаружатся первые признаки завядания (очень важно не пересушить почву, так как в этом случае величины ВЗ окажутся заниженными), стаканчики помещают на ночь во влажную атмосферу — в специальную закрытую камеру, в которой стоит широкий сосуд с водой. В сосуд целесообразно опустить концы лоскутов какого-либо материала, прикрепленные к стенкам камеры. В крайнем случае можно использовать закрытый ящик, на дне которого находятся смоченные опилки.

Если завядание окажется устойчивым и растения не восстановят свой тургор, опыт прекращают и определяют влажность почвы в стаканчике. Для этого вынимают из стаканчика растение с комком почвы на корнях, быстро отделяют от почвы парафин, щебень или стекло и основную массу корней. Оставшуюся почву используют для определения в ней влажности обычным способом. Пересчитав эту влажность в процентах от сухого веса почвы, находят величину влажности устойчивого завядания растений. Определять эту величину следует не менее чем в 3—4-кратной повторности.

Д. В. Федоровский (1960) считает, что более точно величина ВЗ может быть определена при полном развитии корневой системы растений, для чего требуется более длительное выращивание их в сосудах емкостью не менее 1 л. Приближенное значение ВЗ можно получить, умножив МГ на коэффициент 1,34 (предлагаемый Гидрометслужбой).

При определении ВЗ в торфяных почвах, как показали Ф. Р. Зайдельман и В. Г. Виноградов (1960), большое влияние на получаемую величину ВЗ оказывает начальная влажность торфа. После высушивания образцов даже при температуре не 105°, а 25—30° величина ВЗ уменьшается в 3—4 раза по сравнению с величиной ВЗ, найденной для почвы с исходной естественной влажностью. Кроме того, указанные авторы не рекомендуют предварительное размельчение торфяной массы. Обязателен полив растений в вегетационных миниатюрах питательным раствором,

так как в противном случае растения на торфяных почвах развиваются очень плохо.

Однако иногда величина ВЗ, определяемая лабораторными или расчетными методами, заметно отличается от величины остаточной полевой влажности, т. е. того количества влаги, которое остается в почве в полевых условиях после ее полного иссушения корнями растений. Эта величина в верхних слоях почвы (0—30—50 см) может оказаться преуменьшенной по сравнению с ВЗ вследствие того, что эти слои могут быть иссушены значительно ниже ВЗ за счет физического испарения. Истинную величину остаточной влажности, близкую к ВЗ, можно установить для каждого слоя путем анализа многолетнего ряда величин влажности, о чем будет говориться ниже.

Определение влажности разрыва капиллярной связи

Влажность разрыва капиллярной связи (ВРК) наиболее надежно определяется следующим способом. В поле окапывается траншеей монолит с площадью поперечного сечения 1—2 м² и высотой не менее 2 м. Монолит обертывается толем, пергамином, полиэтиленовой пленкой или крафт-бумагой, обработанной автолом. Верхние края обертки должны возвышаться над поверхностью почвы в виде бортиков на 10 см. Траншея засыпается с тщательной утрамбовкой.

С поверхности монолита и на 2—3 м вокруг него удаляется растительность, и впоследствии поверхность почвы поддерживается в состоянии чистого пара. Затем монолит промачивается водой до полной компенсации имеющегося в почве дефицита влажности (воду следует дать с избытком). Во избежание размыва поверхности почвы воду льют на кусок фанеры или солому. После окончания заливки монолита его поверхность покрывают листом пергамина или полиэтиленовой пленкой, засыпают почвой и сверху — соломой и оставляют для стекания гравитационной влаги. По прошествии 10 дней в монолите закладывают три-четыре скважины и берут образцы для послойного определения влажности, которая будет характеризовать наименьшую влагоемкость данной почвы. После этого скважины тщательно забивают, а поверхность монолита оставляют открытой для свободного испарения.

На случай выпадения осадков, которые могут нарушить естественное течение процесса испарения, над монолитом необходимо соорудить переносную крышу или постоянный чехол с вентиляционными отверстиями для нормального воздухообмена (Ковтун, 1973). Дальнейшее определение влажности производится каждые 20 дней в течение всего вегетационного периода.

При сопоставлении кривых распределения влажности (рис. 15) выявляется верхний слой почвы мощностью около 15—20 см с очень низкой влажностью, быстро нарастающей с глубиной. Под

этим слоем находится следующий слой (до глубины 150 см), влажность которого в начальный период опыта (с апреля по июль) уменьшалась, а потом (с июля по сентябрь) стабилизировалась. Эта установившаяся влажность и характеризует присущую данному слою величину ВРК. В тяжелосуглинистых почвах, особенно структурных, величина ВРК может оказаться близкой к величине наименьшей влагоемкости. Описанный] метод, однако, очень трудоемкий. Предложены более простые и быстрые лабораторные методы определения ВРК — метод В. Б. Мацкевич (1966) и метод С. И. Долгова (1970), которые, однако, еще нуждаются в доработке.

Метод В. Б. Мацкевич основан на выделении кристаллов солей на поверхности почвы из почвенного раствора при испарении. Воздушно-сухую почву, измельченную и просеянную через сито с диаметром отверстий 1 мм, тщательно перемешивают с безводной солью Na_2SO_4 , предварительно высушенной в термостате при 105°C и растертой в агатовой ступке. Количество сернокислого натрия должно в 1,5—2 раза превышать сумму обменных оснований (2—5% от веса почвы). Перемешивание производят сначала растиранием в ступке соли с небольшим количеством почвы. Затем полученную смесь перемешивают в большой чашке с остальным количеством почвы. Алюминиевые стаканчики высотой 4—6 см при диаметре около 4 см взвешивают (m) и измеряют их объем (V).

Расчет веса воздушно-сухой почвы (M), необходимой для наполнения стаканчиков с плотностью (объемным весом — ОВ), близкой к природной, проводят с учетом гигроскопичности почвы (W , %), а веса примешанной к почве соли (S , %) — с прибавкой

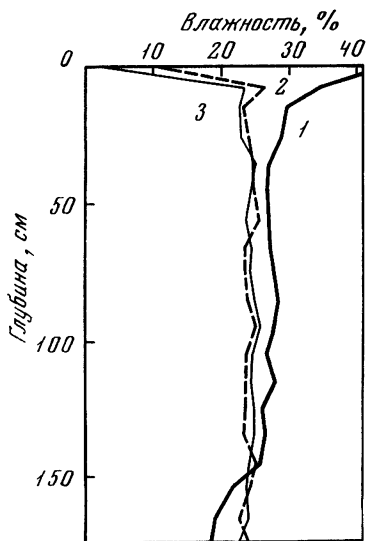


Рис. 15. Кривые распределения влажности в мощном тучном черноземе при определении ВРК (по М. М. Абрамовой и А. Ф. Большакову, 1956)

- 1 — апрель 1950 г. (после промачивания влажность близка к НВ);
- 2 — июль 1950 г.;
- 3 — сентябрь 1950 г.,

5% на потери при дальнейших манипуляциях. Формула расчета следующая:

$$M = \text{ОВ} \cdot V + \text{ОВ} \cdot \frac{W + S + 5}{100} = \frac{\text{ОВ} \cdot V (100 + W + S + 5)}{100} \text{ г.}$$

Почвенные пробы такого веса отвешивают в количестве, соответствующем числу предназначенных к набивке стаканчиков для проведения определений с разной заданной влажностью, создаваемой увлажнением образца водой. Опыт ведется не менее 6 раз в двойной повторности для каждой влажности. Каждую пробу помещают сначала в стакан или баночку с крышкой. К почве приливают из бюретки столько воды, сколько необходимо для получения заданной влажности (W_1). Интервал влажностей почвы, в котором ведется опыт, выбирается так, чтобы предполагаемая величина ВРК данного слоя почвы находилась где-то в середине его. Если предполагается, например, что для данного слоя величина ВРК равна 18%, то готовится по две порции почвы с влажностью, равной 16, 17, 18, 19 и 20%, т.е. всего 10 порций. Почву тщательно перемешивают с водой в стаканах, закрывают их крышками и оставляют на несколько часов для достижения гомогенной смоченности. Затем по возможности быстро заполняют этой почвой взвешенные алюминиевые стаканчики до необходимого веса ($M_{\text{ст}}$), который подсчитывается по формуле

$$M_{\text{ст}} = m + \text{ОВ} \cdot V \cdot \frac{100 + W + S + 5}{100} \text{ г.},$$

где m — вес пустого стаканчика. Стаканчик должен быть наполнен до краев. При необходимости почва послойно уплотняется легкими движениями небольшого пестика.

Наполненные стаканчики оставляют открытыми на сутки, после чего наблюдают появление выплетов солей на поверхности почвы. Средняя из исходных величин влажности почвы в двух смежных стаканчиках — в одном с выпцетами солей и другом без них — соответствует величине ВРК данного слоя почвы. Точность метода около 1% от веса почвы.

Метод С. И. Долгова (Долгов и Виноградова, 1970) основан на том, что при влажности ниже ВРК подток влаги к испаряющей поверхности прекращается и поверхность почвы, темная при влажности выше ВРК, светлеет. Для более точного обнаружения этого момента на поверхность испытуемой почвы насыпается небольшой слой (1,0—1,5 мм) «индикаторной» почвы. Последняя должна резко изменять окраску при переходе из увлажненного состояния в сухое. С. И. Долгов и Г. Б. Виноградова использовали в качестве индикатора почву из подзолистого горизонта. Образец испытуемой почвы нарушенного или ненарушенного сложения, заключенный в цилиндр высотой около 5 см, с сеткой вместо дна, увлажняется капиллярно снизу до влажности, равной капиллярной влагоемкости, и до явного потемнения слоя инди-

каторной почвы. После этого нижнюю часть цилиндра с сеткой плотно закрывают крышкой для предотвращения подсыхания снизу. Верхнюю часть цилиндра оставляют открытой для подсушивания.

Прекращение подтока влаги к поверхностному слою почвы в цилиндре, вызванное уменьшением влажности испытуемой почвы до ВРК, обнаруживается по заметному посветлению индикатора. Для более точного обнаружения начала посветления индикатора рядом с испытуемыми образцами почвы помещают два эталона — «свидетеля» почвы-индикатора: один — воздушно-сухой, другой — постоянно подпитываемый влагой.

После того как индикаторная почва начнет светлеть, опыт заканчивают. Продолжительность его от 4 до 7 суток. С поверхности испытуемого образца тщательно удаляется почва-индикатор, а в испытуемой почве послойно через 1,0—1,5 см определяется влажность (четыре пробы). Влажность верхнего и нижнего слоев в расчет не принимается. Средняя величина влажности двух средних слоев принимается за величину ВРК. Определения проводятся в двукратной повторности.

В некоторых случаях величину ВРК можно находить путем анализа многолетних данных по влажности почвы в полевых условиях (см. ниже).

Определение водоудерживающей способности

Водоудерживающая способность почвы характеризуется несколькими различными величинами влагоемкости — наименьшей, капиллярной и полной.

Определение наименьшей влагоемкости

Наименьшая влагоемкость (НВ) характеризует наименьшее насыщение почвы, при котором прекращается свободный отток из почвы гравитационной влаги. Поэтому величина наименьшей влагоемкости характеризует наибольшее количество подвешенной влаги, которое может удержать почва.

Для определения наименьшей влагоемкости выбирают ровную площадку, освобожденную от растительности, в несколько квадратных метров; рядом с ней в 2—3-кратной повторности определяют влажность почвы до глубины предполагаемого определения НВ, эта глубина должна быть не меньше полной мощности корнеобитаемого слоя. Обычно глубина определения НВ варьирует от 1 до 4 м.

При подготовке определения НВ следует учитывать глубину залегания грунтовых вод и верхней границы капиллярной каймы, поскольку определять НВ имеет смысл лишь в том случае, если эта граница находится на глубине не менее 1 м. С другой стороны, при определении НВ следует обеспечить, если это технически

возможно, промачивание почвенно-грунтовой толщи до той глубины, с которой начинается капиллярная кайма или лежащая над ней толща с влажностью, равной НВ. Этим самым мы снимаем рассасывающее действие сухого слоя, если он имеется.

Итак, определив влажность, подсчитывают запас влаги в той толще почвы, в которой будет определяться НВ. Если величина объемного веса неизвестна, его принимают равным 1,2 для гумусового горизонта и 1,5 — для остальных. Затем подсчитывают дефицит запаса влаги (до НВ), считая, что запас, соответствующий НВ, в почвах глинистого и суглинистого механического состава обычно не превышает 370 мм в верхнем метровом слое и 330 мм в нижележащих метровых слоях, в легкосуглинистых — соответственно 300 и 250 мм, в супесчаных — 200 и 150 мм, в песчаных — 100 и 60 мм. Исходя из величины дефицита влажности, устанавливают, какое количество воды необходимо для промачивания интересующей нас толщи, утраивая величину дефицита в расчете на потерю влаги на растекание ее в стороны. В песчаных почвах это растекание незначительно, поэтому в этом случае величину дефицита достаточно увеличить в полтора раза.

Выбранную площадку обваловывают или в центре ее ставят квадратную раму размером 50 × 50 см, врезаая ее в почву. После этого площадку начинают заливать водой, объем которой учитывается и постепенно доводится до расчетного. Если НВ определяется на труднопроницаемых почвах или почвах, имеющих труднопроницаемый слой, определение делают «ступенчато». Для этого кроме площадки, промачиваемой сверху, закладывают рядом шурф на глубину 70—80 см, на дне которого заливают вторую площадку, затем — шурф на глубину 150—160 см для третьей площадки и т. д. до требуемой глубины.

Подчеркиваем при этом необходимость определения НВ в последовательных слоях с «перекрытием». Если с помощью первой площадки мы получаем величину НВ до глубины, скажем, 110—120 см, то на второй площадке величину НВ определяем не с этой глубины, а несколько выше, например с глубины 70—80 см, и т.д. Такое «перекрытие» в 30—40 см необходимо потому, что в верхнем 20—30-сантиметровом слое НВ определяется всегда с некоторым преувеличением, так как верхние слои имеют возможность разбухать. В некоторых случаях, при тяжелом гранулометрическом составе, «ступеньки» приходится делать не через метр, а чаще, например через 50 см. Если в почве имеется труднопроницаемый горизонт, то при ступенчатом определении вторую площадку надо закладывать так, чтобы ее поверхность совпадала с нижней границей этого горизонта.

После того как все необходимое количество воды впиталось, площадку закрывают от испарения листом пергамина, толя, бумаги, фанеры или полиэтиленовой пленкой, покрывают слоем травы или соломы и засыпают сверху слоем почвы. Через некоторое время, в течение которого происходит стекание гравитацион-

ной влаги, производится определение влажности на заливаемой площадке, т.е. НВ.

При опытно-агрономических исследованиях нам важно знать то содержание влаги, которое является исходным в природной обстановке, когда одновременно со стеканием влаги (летом) или после небольшого промежутка времени (весной) начинается и испарение влаги, и десукция ее растительностью. Поэтому обычно нас вполне устраивает приближенное значение НВ, всегда несколько превышающее истинную НВ. В таком случае для суглинистых и глинистых почв можно рекомендовать определение влажности на промоченной площадке через 1, 3 и 10 суток после впитывания поливной воды на площадке.

В разных случаях придется пользоваться различными величинами. Если нас интересуют расчеты, относящиеся к периоду ранней весны, когда десукция растениями еще отсутствует, а физическое испарение происходит слабо, то нужно пользоваться величиной ¹ НВ₁₀. Если расчеты относятся к теплему времени года, когда и десукция и испарение совершаются достаточно интенсивно, следует пользоваться НВ₃, и, наконец, в условиях очень жаркой и сухой погоды — НВ₁.

Для общей сравнительной характеристики почв и для приближенных расчетов можно рекомендовать как среднюю величину НВ₁₀. На песчаных и супесчаных почвах можно довольствоваться величинами НВ₁ и НВ₃. В условиях орошаемого земледелия может быть целесообразным определение НВ через сутки после впитывания влаги. Однако при исследованиях генетико-гидрологических и в специальных исследованиях вопросов миграции влаги и водных свойств почв таких определений недостаточно. В этих случаях после определения НВ через 10 дней переходят к определениям через 1, 2, 3, 5, 8 и 12 месяцев, до достижения устойчивой величины влажности.

Из сказанного следует, что величина НВ представляет собой некоторый интервал величин влажности, границами которого следует считать НВ₁ и «истинную» ² НВ. Для практических целей этими границами могут служить НВ₁ и НВ₁₀. Если эти величины неизвестны, допустимо считать этот интервал равным $\pm 5\%$ от экспериментально определенной величины НВ.

Определение влажности производится в центре площадки с 5-кратной повторностью (если определение ведут ступенчато, то для более глубоких слоев достаточно 3-кратная повторность), как всегда, по 10-сантиметровым слоям. Места для бурения размещают с таким расчетом, чтобы в центральной части площадки смогли уместиться скважины всех намеченных сроков определения. Пос-

¹ Цифровой индекс внизу означает, через сколько дней определена величина НВ (Польский, 1958).

² Понятие введено А. А. Роде (1965). Оно означает влажность почвы после полного окончания гравитационного стекания.

ле взятия образцов скважины тщательно забивают, а площадку снова закрывают до следующего срока.

Если намечено определять влажность в промоченном участке почвы в течение длительного времени, а также в случае, если определению могут помешать корни растений, усиленно отсасывающие влагу, промачивание следует вести на изолированном монолите, о котором упоминалось при описании методики определения ВРК. При бурении нижний слой изолирующего материала (например, толя) с поверхности монолита не снимается, скважины закладывают в прорезаемые отверстия, которые потом заклеиваются. Монолит нужно периодически окапывать, так как корни растений пробивают его оболочку.

Кроме описанного прямого определения величины НВ можно находить из анализа многолетних данных по влажности почвы (см. ниже).

Описанный метод определения НВ является наиболее точным, поскольку он осуществляется в естественных условиях залегания почвы. Однако он не всегда применим. Например, если грунтовые воды залегают неглубоко, так что КК находится в почвенной толще, описанный выше метод даст величину не НВ, а капиллярной (КВ) или предельной полевой влагоемкости (ППВ). Также не применим метод площадок в случае, если в почве на небольшой глубине имеется водоупорный горизонт (слой другого механического состава или мерзлый слой). В подобных случаях можно использовать лабораторный метод почвенных монолитов, принцип которого был разработан Копецким (Кореску, 1904).

С необходимой глубины из стенки шурфа в металлические цилиндры с заточенными снаружи нижними краями, подобные бурам для определения ОВ, берутся не менее чем в двух повторностях монолиты почвы. Цилиндры удобно делать диаметром 80 мм, высотой 100 мм и объемом, следовательно, около 500 см³. После взятия монолитов цилиндры плотно закрываются крышками сверху и снизу и доставляются в лабораторию. Здесь на них снизу надеваются сетчатые крышки и монолиты насыщаются снизу водой до полной влагоемкости. Это достигается очень постепенным поднятием уровня воды в сосуде, в котором установлены монолиты, до верхнего края последних. Разумеется, защемленный воздух в монолитах остается.

Затем монолиты вынимаются из сосуда, закрываются сверху крышками и плотно устанавливаются на другие цилиндры — немного большего диаметра, чем цилиндры с монолитом, и высотой не менее 100 мм. Эти нижние цилиндры предварительно наполняют до краев растертой воздушно-сухой почвой, просеянной через сито с диаметром ячеек 1 мм и взятой из того же горизонта, что и монолиты. При наполнении стаканов следует довести путем утрамбовки ОВ растертой почвы до ОВ того горизонта, откуда взят монолит. Между монолитами и почвой, наполняющей стаканы, прокладывается кружок фильтровальной бумаги. Сухая почва

в стаканах отсасывает гравитационную влагу (свыше НВ) из монолитов.

В течение всего опыта необходимо исключить испарение из системы. Для этого стыки каждой пары цилиндров заклеиваются, и они помещаются в полиэтиленовые пакеты. Производится периодическое, возможно более быстрое взвешивание верхних монолитов и — для контроля — нижних стаканов. Убыль в весе монолитов должна соответствовать увеличению веса нижних цилиндров. Момент установления НВ в монолитах определяется по резкому изменению скорости уменьшения их веса (некоторое последующее уменьшение влажности в верхних монолитах за счет пленочного отсасывания влаги нижними образцами может продолжаться весьма долго). Затем определяют влажность в нескольких (обычно трех) слоях монолитов. Влажность в среднем слое монолита и будет характеризовать НВ соответствующего слоя почвы.

Метод Копецкого может оказаться неприменимым для почв, в гранулометрическом составе которых преобладает фракция пыли (0,05—0,001 мм), так как в этом случае на стекание гравитационной влаги большое влияние оказывает высота монолита.

Таким же способом определяется НВ торфяных почв (Зайдельман, 1966). Однако абсолютные значения НВ для одного и того же слоя торфа в значительной степени определяются его начальной влажностью. Поэтому, изучая образцы почв, отобранные в наиболее засушливые и влажные периоды, можно установить весь интервал наименьшей влагоемкости, свойственной определенному слою такой почвы.

Определение капиллярной влагоемкости

Капиллярная влагоемкость (КВ) соответствует капиллярному насыщению, которое создается в том случае, когда гравитационное стекание влаги затруднено и последняя накапливается в почвенной толще в форме подпертой капиллярной влаги.

Капиллярная влагоемкость почвы характеризуется кривой распределения влаги в капиллярной кайме (КК), начиная от зеркала грунтовых вод и кончая верхней границей каймы. Для нахождения этой капиллярной кривой необходимо произвести полевые определения влажности до зеркала грунтовых вод. При глубоко залегании КК, когда корни растений в нее не проникают, определения можно вести почти круглый год, исключая только период стекания гравитационной влаги, если оно имеет место. В случае близкого залегания КК эти определения должны делаться в такое время, когда из КК не происходит сколько-нибудь заметной десукции влаги и в нее не стекает гравитационная вода, т. е. либо спустя примерно месяц после конца снеготаяния, либо в самом конце осени. Лучше всего определения производить на участках чистого пара.

Поскольку водоподъемная способность почвенно-грунтовой толщи, характеризующаяся мощностью КК, может быть различной в разных слоях, капиллярную кривую следует определять при нескольких характерных уровнях грунтовых вод, когда КК занимает различное положение в почвенно-грунтовой толще. Обычно это нельзя сделать в один год.

После того как найдены значения влажности, соответствующие капиллярной влагоемкости, вычерчивают капиллярную кривую на миллиметровой бумаге и на этот же график накладывают кривую, изображающую изменение с глубиной наименьшей влагоемкости в той же почве. Точка пересечения этих кривых и является верхней границей КК.

С. В. Астапов и С. И. Долгов (1953) рекомендуют следующий способ определения положения верхней границы КК, который, однако, применим лишь в случае неглубокого залегания КК. Вырывается почвенный шурф до такой глубины, чтобы он заведомо вошел в верхнюю часть КК. Передняя стенка должна быть обращена на север. Через 1—2 дня, когда стенка несколько подсохнет, рано утром, не зачищая стенки, берут образцы на влажность через каждые 10 см. Затем со стенки снимают подсохший слой толщиной 10—20 см и из стенки снова берут образцы на влажность. В пределах КК, где влажность почвы высока, открытая стенка почти не сохнет, в силу чего после снятия 10—20-сантиметрового слоя распределение влаги остается неизменным. Выше верхней границы КК открытая стенка шурфа заметно подсыхает, и после снятия слоя влажность оказывается значительно более высокой. Определив влажность для обоих случаев, вычерчивают ее двумя кривыми и находят точку, ниже которой обе кривые совпадают. Эта точка соответствует верхней границе КК.

Для тех случаев, когда грунтовые воды лежат очень глубоко, для почв тяжелого гранулометрического состава С. В. Астапов и С. И. Долгов рекомендуют следующий способ. Дно шурфа несколько рыхлят, а затем во влажном состоянии трамбуют для придания ему водонепроницаемости. Затем в шурф наливают воду слоем около 10 см и далее наблюдают за скоростью капиллярного поднятия влаги по увлажнению стенки шурфа. В жаркую погоду шурф сверху закрывают для понижения скорости испарения. Воду по мере расходования подливают. Наблюдения ведут несколько дней. При сильно иссушенной почве ее капиллярное насыщение идет очень медленно. По окончании опыта определяют влажность в стенке шурфа с 3—4-кратной повторностью.

Определение полной влагоемкости

Полная влагоемкость (ПВ), или водовместимость, соответствует количеству влаги, заполняющему полностью все почвенные поры, т. е. максимально возможному содержанию влаги в почве. Такое явление имеет место под уровнем грунтовых вод. Поэтому ПВ

определяется обычно расчетным путем. При этом нужно знать пористость (Π) почвы в процентах от объема почвы или удельный вес (γ_B) и объемный вес (γ_{OB}) почвы.

$$ПВ = \Pi = \frac{\gamma_B - \gamma_{OB}}{\gamma_B} \cdot 100 \text{ в процентах от объема почвы.}$$

$$ПВ = \frac{\Pi}{\gamma_{OB}} = \frac{\gamma_B - \gamma_{OB}}{\gamma_B \cdot \gamma_{OB}} \cdot 100 \text{ в процентах от веса почвы.}$$

Величина полной влагоемкости торфов зависит в первую очередь от их объемного веса, который очень сильно варьирует. В. Н. Переверзевым (1968) из графически выраженной зависимости ПВ от ОВ способом наименьших квадратов получена следующая эмпирическая формула для определения ПВ в весовых процентах по ОВ для торфов, имеющих ОВ от 0,10 до 0,25 г/см³:

$$ПВ = \frac{101}{ОВ} - 70.$$

Определение водоотдачи почвы

Водоотдачей почвы или грунта (ВО) называют явление (а также и его количественное выражение), заключающееся в том, что при понижении уровня грунтовых вод (УГВ) некоторое количество гравитационной влаги вытекает из того слоя почвенно-грунтовой толщи, из которого ушло зеркало грунтовых вод, и из расположенного выше слоя, занятого КК, т. е. последняя при понижении зеркала вод тоже смещается вниз. Количество стекшей влаги, характеризующее величину водоотдачи, может быть определено тремя способами — расчетным, лабораторным на модели и полевым.

Расчетный метод может быть применен лишь к однородным толщам, механический состав и водные константы которых по профилю не меняются, и при условии, что верхняя граница КК в исходном положении не достигает дневной поверхности. В этом случае величина водоотдачи определяется по формуле $(ПВ - НВ)/100$ мм на 1 см понижения уровня грунтовых вод, где ПВ и НВ выражены в процентах от объема почвы. Суммарная величина водоотдачи при понижении уровня почвенно-грунтовых вод на величину T (в см) выражается формулой $(ПВ - НВ) \cdot T/100$ мм. Найденная таким путем величина водоотдачи является несколько завышенной вследствие наличия в почве заземленного воздуха.

Экспериментальный метод определения величины водоотдачи заключается в следующем. Вырезают монолит почвы площадью 20×20 см, наибольшей технически достижимой высоты, желательно — на всю высоту капиллярного подъема, которая может достигать 1,5—2 м. Монолит заключают в деревянный ящик, заливают со всех сторон его бока и дно (кроме верхней поверхности) битумом для придания ему полной водонепроницаемости (рис. 16). Предварительно удаляют нижнюю 4—5-сантиметровую часть монолита и образовавшееся свободное пространство на дне

монолитного ящика заполняют крупнозернистым песком, в который вводят отрезок медной или латунной трубки диаметром 7—8 мм, выходящий через стенку монолита наружу. На трубку надевают резиновый шланг, длина которого несколько превосходит высоту монолита. В другой конец шланга вставляют небольшую воронку. На стенке монолитного ящика укрепляют полоску миллиметровой бумаги, на которой расчерчивается шкала так, чтобы нуль шкалы соответствовал поверхности почвенного монолита.

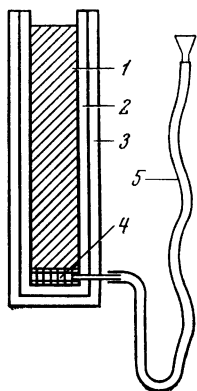


Рис. 16. Монолитная установка для лабораторного определения величины водоотдачи

- 1 — почва,
- 2 — битум;
- 3 — стенка ящика;
- 4 — песок;
- 5 — резиновый шланг с воронкой

Шланг с воронкой укрепляют на штативе на высоте 10 см над дном монолита и начинают насыщать монолит водой, наливая воду в воронку до тех пор, пока уровень воды в ней сделается более или менее постоянным, не меняясь существенно за 8—10 часов. Тогда воронку поднимают на штативе на 10 см и повторяют процесс, затем снова поднимают на 10 см и т. д. до тех пор, пока уровень воды в воронке не совпадет с поверхностью монолита (вода выступит на поверхности). После этого верх монолита плотно закрывают крышкой для предотвращения испарения, а воронку на конце шланга заменяют трубкой, согнутой под прямым углом. Трубку укрепляют так, чтобы ее верхний конец оказался ниже поверхности монолита на 10 см.

Вытекающую из трубки воду собирают в мерный цилиндр. Когда вытекание воды прекратится, записывают ее объем и конец трубки последовательно начинают понижать по 10 см, вследствие чего в монолите постепенно понижается и «уровень грунтовых вод». После каждого понижения из трубки вытекает вода, т. е. происходит водоотдача. Объем вытекающей воды каждый раз записывается. Опыт длится до тех пор, пока вся гравитационная вода, содержащаяся в монолите, не вытечет из него.

Суммируя вытекающие последовательно из монолита количества воды и выражая их в миллиметрах водного слоя или в процентах от объема почвы, мы получаем величину водоотдачи для

каждого слоя в пределах той толщи, которая представлена монолитом. Эта величина, однако, не будет характеризовать полную водоотдачу данного слоя, так как до тех пор, пока он находится в пределах капиллярной каймы, он будет отдавать все новые и новые количества воды при каждом понижении уровня воды в монолите.

Полевой метод определения величины водоотдачи основан на изучении распределения влажности в почвенно-грунтовой толще над опускающимся зеркалом почвенно-грунтовых вод путем периодических определений влажности почвы и замеров УГВ. Наблюдения должны быть организованы в условиях, когда расход влаги из КК происходит только вследствие стекания гравитационной влаги при понижении уровня вод. Для этого наблюдательный участок должен быть лишен растительности (пар) и защищен от испарения. Величина, на которую уменьшился запас влаги в почвенно-грунтовой толще до зеркала грунтовых вод, отнесенная к понижению уровня грунтовых вод, даст величину водоотдачи в миллиметрах на каждый сантиметр понижения УГВ. Умножая эту величину на 10, получаем водоотдачу в 10-сантиметровом слое (слое стандартной мощности при почвенно-гидрологических расчетах).

Определение водопроницаемости почвы

Водопроницаемость почвы (ВДП) с поверхности и различных ее горизонтов играет существенную роль в водном режиме почвы, в почвообразовании и в водо- и воздухообеспечении растений. Особенно важно изучение водопроницаемости для орошаемых и осушаемых почв, так как для этих почв величина водопроницаемости непосредственно влияет на характер мелиоративных мероприятий.

В полевых условиях определение водопроницаемости обычно предшествует определению НВ и производится на той же площадке методом заливаемых рам. Техника определения заключается в следующем. На площадке врезают в почву на глубину 10—15 см металлическую раму, которая обычно имеет размер 50 × 50 или 100 × 100 см. В середину ограниченной ею площади врезают вторую, внутреннюю раму размером соответственно 25 × 25 или 50 × 50 см. Высота рам обычно 20—30 см. Определение ВДП ведется по внутренней раме. С помощью внешней рамы создается «защитный» поток для воды, впитывающейся из внутренней рамы. Нижние, врезаемые в почву края рам должны быть остро заточены. При врезании рам часть почвы с внешней их стороны может быть временно удалена, с тем чтобы по окончании врезания ее снова можно было забить с утрамбовкой. Чтобы избежать перекосов при врезании рамы, полезно положить сверху на нее доску и заглублять раму в почву с одновременным нажимом или ударами по доске.

При отсутствии рам площадку можно обваловать двумя глиняными валиками, которые будут выполнять роль рам. Металлические рамы можно заменить также барьером из досок, толя или пергамина, стыки которых должны быть тщательно промазаны глиной, замазкой или пластилином.

Необходимо учитывать, что двойные рамы отнюдь не исключают растекания воды в стороны, с соответствующим преувеличением значения водопроницаемости. Поэтому при точных почвенно-гидрологических исследованиях определение водопроницаемости следует производить в изолированных призмах, подобных тем, которые описаны выше для определения величины ВРК. При этом необходимо исключить возможность фильтрации воды по зазорам вдоль стенок призмы, для чего боковые стенки призмы следует обмазывать тестом из глины и обернуть их водонепроницаемым материалом. Края обложки, одевающей призму, должны возвышаться над поверхностью почвы на 10—20 см, выполняя функции рамы.

Внутри призмы или каждой из двух рам вбивается по колышку так, чтобы его верхушка возвышалась на 5 см над поверхностью почвы. В момент, назначенный для начала определения, во внутреннюю раму быстро наливают воду до верхушки колышка и включают секундомер. Если изоляция этой рамы от внешней надежна, то сразу же наливают воду и во внешнюю раму. Далее объем воды, вливаемой в обе рамы, учитывается раздельно. По количеству, вливаемому во внутреннюю раму, рассчитывают ВДП, а количество воды, влитой во внешнюю раму, нужно знать для расчета общего количества воды, впитавшейся в почву, и примерной глубины промачивания (там, где после ВДП будет определяться НВ).

Во избежание размыва поверхности почвы воду следует лить на пучок травы, сена или плавающую фанерку. Вода во внутренней раме поддерживается строго на одном уровне и учитывается с помощью мерной кружки или мензурки. В первые же мгновения вода обычно начинает впитываться в почву, поэтому для поддержания ее начального уровня сразу же приходится подливать воду и во внутреннюю и во внешнюю рамы. Необходимо учесть и записать количество воды, прилитой во внутреннюю раму сначала в течение первых 2 минут с момента начала опыта, затем в течение следующих 3 минут и далее за каждые последующие 5—10-минутные интервалы.

Через 2 часа после начала опыта, когда скорость впитывания обычно замедляется, учет подливаемой воды можно делать за получасовые и часовые промежутки времени. Учет впитываемой воды следует продолжать не менее 3—4 часов, а в случае низкой водопроницаемости и дальше — до 8—12 часов. Если погода жаркая, а впитывание идет очень медленно, учетная рама должна быть закрыта для предотвращения испарения.

В табл. 5 приводится образец записи опыта по форме.

Таблица 5

Объект, дата
Площадь врезанной рамы
Слой воды над почвой — 5 см

Время, час. и мин	Начало опыта 09.10	09.12	09.15	09.25	09.35	09.45	10.05	И т. д.
Прилило воды, см ³	3500	555	560	549	368	352	325	

В строке «Прилило воды» на время начала опыта записывается объем воды, влитой для создания в раме слоя высотой 5 см. В расчет ВДП он не входит, а учитывается лишь тогда, когда суммируют общее количество влитой воды на площадку, перед тем как продолжить промачивание уже для определения НВ. В других графах в последующие сроки записываются те количества воды, которые влиты (и впитались) за истекшие интервалы времени (т. е. за 2 минуты — от 9 час. 10 мин. до 9 час. 12 мин.; за следующие 3 минуты — от 9 час. 12 мин. до 9 час. 15 мин. и т. д.).

Весь процесс поступления воды в почву условно делят на впитывание и фильтрацию. Впитывание воды почвой происходит в течение первых 1,5—2 часов опыта, пока основная масса пор не заполнится водой. Считается, что после этого процесс переходит в стадию фильтрации воды через насыщенную ею почву, причем скорость поступления воды в почву приобретает более или менее постоянное значение и мало изменяется.

При камеральной обработке результатов опыта в первую очередь подсчитывается скорость впитывания воды в почву (в мм/мин) за первые 2 минуты от начала опыта, затем — в интервале от 2 до 5 минут, от 5 до 15, от 15 до 25, от 25 до 35 минут и т. д. от начала опыта.

Расчет делается по формуле

$$V = \frac{Q \cdot 10}{t \cdot S},$$

где V — скорость впитывания, мм/мин; Q — количество воды, впитавшееся за данный интервал времени, см³; t — интервал времени, мин.; S — площадь учетной рамы, см².

Для нашего примера при размере учетной рамы 25 × 25 см скорость впитывания за интервал времени от 9 час. 25 мин. до 9 час. 35 мин. составит $(368 \cdot 10) / (10 \cdot 625) = 0,59$ мм/мин.

Очень показательными являются продолжительность впитывания 50 или 100 мм воды и средняя водопроницаемость почвы за это время. Расчет производится следующим образом. Величину 1 мм дает 1 л воды, поданной на площадь 1 м². Если учетная рама имеет размер 25 × 25 см, то, чтобы создать слой 100 мм на площади 625 см², нужно дать 6,25 л. Вычисляем время, которое

потребовалось в нашем опыте для впитывания в учетной раме 6,25 л воды (количество воды, первоначально прилитое в учетную раму для создания слоя 5 см, в расчет не принимается). Затем определяем среднюю скорость впитывания воды за это время.

Скорость фильтрации почвы высчитывается как средняя величина скорости впитывания воды, подаваемой в раму, с момента, когда эта скорость стабилизируется. Значения коэффициентов фильтрации (V) обычно приводят к температуре 10°C по формуле Хазена

$$V_{10} = \frac{V_{t^0}}{0,7 + 0,03t^0},$$

где t^0 — средняя температура воды за время опыта. Поэтому в процессе опыта следует учитывать температуру воды по термометру, лежащему под водой в середине залитой площадки.

Водопроницаемость почвы рекомендуется определять не меньше чем в 3-кратной повторности. Удобно применять форму записи результатов обработки данных по определению водопроницаемости почв, представленную в табл. 6. Очень наглядным является графическое изображение процесса впитывания воды в почву (рис. 17).

Если определяется водопроницаемость труднопроницаемой почвы или почвы, имеющей труднопроницаемый слой, определение делают «ступенчато», как и при определении НВ. Кроме определения водопроницаемости с поверхности почвы проводят его с поверхности слоя на площадке, с которой снят труднопроницаемый слой. В этом случае рамы вкапываются в дно шурфа той или иной глубины, причем внешнюю раму могут заменить стенки шурфа.

После окончания опыта иногда проводят определение глубины промачивания. Для этого в центре учетных рам почвенным буром берут пробы для определения влажности. В это же время на расстоянии 2—4 м от опытных площадок также берут пробы на влаж-

Таблица 6. Водопроницаемость темноцветных черноземовидных почв, мм/мин, разр. 128

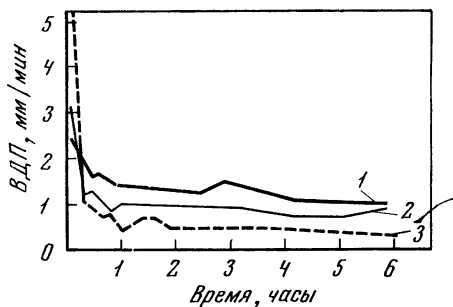
Глубина определения	Время от								
	5 мин	10 мин	20 мин	30 мин.	40 мин	50 мин	1 ч.	1 ч 30 мин.	2 ч.
С поверхности	6,40	3,20	1,60	1,60	1,60	1,60	1,60	1,60	0,80
1 м	1,60	1,60	1,60	1,60	0,53	0,80	0,80	0,80	0,40
2 м	1,60	1,60	1,60	0,80	1,60	0,53	0,40	0,80	0,40

ность. Сопоставляя влажность почвы под рамами и вне их, устанавливают глубину просачивания воды.

После того как опыт по измерению водопроницаемости закончен, на этих же площадках можно определить величину НВ. Для этого в рамы добавляют некоторое количество воды, чтобы довести общее количество воды, влитое в рамы с начала опыта, до расчетного. Последнее должно в 2—3 раза превышать дефицит влаги (до НВ) в изучаемом слое почвы. Затем рамы убираются,

Рис. 17. Кривые водопроницаемости почв с поверхности

- 1 — чернозем;
2 — дерново-подзолистая почва;
3 — солонец



поверхность площадки укрывается так, как это описывалось выше. Спустя определенный промежуток времени (см. выше) на площадке определяется НВ.

Для определения водопроницаемости удобен также прибор ПВН (для определения полевой водопроницаемости почвы по Нестерову — рис. 18). Он состоит из двух цилиндров разного диаметра (учетного и защитного), штатива-подставки (для бачков) и двух герметически закрывающихся бачков емкостью по 6 л, которые служат для автоматического поддержания уровня воды в обоих цилиндрах. Бачки имеют водомерные стекла с ценой деления шкалы 0,1 л. В нижней части их укреплено по две трубки с кранами, одна из которых служит для подачи воды в цилиндры, другая — для подачи воздуха в бачок.

начала опыта							Продолжительность впитывания 100 мм, час., мин.	Средняя водопроницаемость за это время
3 ч.	4 ч.	5 ч.	6 ч.	7 ч.	8 ч.	9 ч.		
1,00	1,60	1,70	0,80	0,80	0,80	0,80	1,15	1,33
0,53	0,53	0,40	0,40	0,27	0,27	—	1,55	0,87
0,66	0,40	0,66	0,40	0,13	—	—	2,07	0,79

Цилиндры врезают в почву тем же способом, что и рамы. Затем на штатив-подставку устанавливают два заполненных водой бачка, один из которых должен подавать воду в учетный цилиндр, другой — в защитный. Концы воздушных трубок располагают по урезу воды в цилиндрах, а водовпускных — на 2—3 см ниже. Воду заливают из ведра одновременно в оба цилиндра до специальной метки. Сначала открывают водовпускные трубки, затем воздушные. Сочетание этих трубок обеспечивает поддержание постоянного уровня воды в цилиндрах. Расход воды регист-

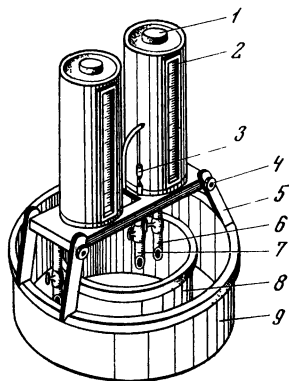


Рис. 18. Прибор ПВН для определения полевой водопроницаемости (общий вид)

- 1 — пробка;
- 2 — шкала учета расхода воды;
- 3 — отвес;
- 4 — гайка для закрепления ножек;
- 5 — ножки штатива подставки;
- 6 — трубка для подачи в бачок воздуха;
- 7 — трубка для подачи воды в цилиндр;
- 8 — учетный цилиндр;
- 9 — защитный цилиндр

рируется по шкале через определенные промежутки времени. Бачки с водой следует защищать от солнца, не допуская их перегрева, чтобы воздух в верхней части бачков, нагреваясь, не выталкивал в цилиндры больше воды, чем это требуется в данную минуту.

Нахождение водно-физических констант путем анализа рядов величин влажности

Помимо описанных выше экспериментальных методов некоторые водно-физические константы почвы можно найти также путем анализа достаточно длинного ряда срочных определений влажности.

Обратимся прежде всего к определению величины влажности, соответствующей НВ. Для этого нужно использовать данные наблюдений за влажностью почвы на участках с многолетним паром. Анализ величин влажности начинается с рассмотрения запасов ее по полуметровым слоям, так как эти величины обладают меньшим случайным варьированием, чем величины влажности по 10-сантиметровым слоям. Для большей наглядности удобно составить графики изменения запасов влаги для каждого полуметрового слоя, где по вертикали откладываются величины запасов, а по горизонтали — календарь (рис. 19).

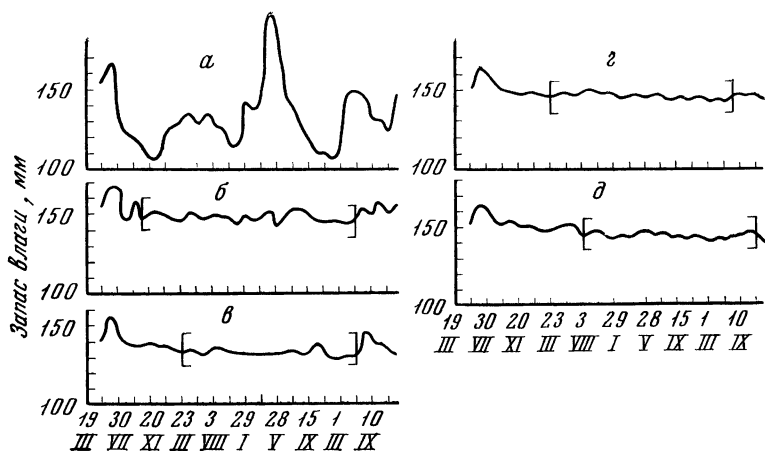


Рис. 19. Изменение запасов влаги по полуметровым слоям в темноцветной почве большой падьины под многолетним чистым паром, Джаныбек

Слой, см. *а* — (0—50), *б* — (50—100), *в* — (100—150), *г* — (150—200); *д* — (200—250). В квадратных скобках — участки кривых с постоянными во времени запасами влаги, соответствующими НВ

На графиках обычно отчетливо выделяются периоды, в течение которых запасы влаги не изменялись прогрессивно, а лишь случайно колебались около какой-то средней величины. Для этих периодов из журналов наблюдений за влажностью почвы выписываем величины влажности в процентах от веса или объема почвы для каждого 10-сантиметрового слоя и вычисляем среднее. В результате такой обработки мы получаем не только надежные средние величины НВ, но и пределы их колебаний — максимумы и минимумы, которые являются границами интервала НВ.

Нахождение величины НВ описываемым методом для верхнего полуметрового слоя почвы затруднено в силу того, что запас влаги в нем в течение летнего периода непрерывно изменяется вследствие испарения влаги и выпадения осадков. Для этого слоя необходимо выбрать ранневесенние запасы влаги в периоды, когда испарение еще невелико, а осадки не выпадают. Для слоев 0—5 или 0—10 см, влажность которых особенно непостоянна, принимаются или те же величины НВ, что и для нижележащего слоя, или определенные экспериментально.

Совершенно так же, как и НВ, может быть определена и та предельная величина влажности, до которой растения при данных погодных условиях могут иссушить почву (остаточная влажность) и которая обычно близка к ВЗ. При этом используются величины влажности, которые, достигнув низких значений, в дальнейшем практически не изменяются, а лишь незначительно колеблются около этого низкого предела.

Значительно труднее найти по данным срочных наблюдений величину ВРК. Это зависит от того, что в некоторых почвах, особенно в почвах тяжелого гранулометрического состава, эта величина выражена менее отчетливо, так как подвижность влаги в интервале влажности от НВ и ниже меняется постепенно, без заметного скачка. Кроме того, величина ВРК иногда очень близка к величине НВ. Однако внимательный анализ многолетних данных, особенно характеризующих влажность почвы под чистым паром, позволяет все же выявить почти не изменяющуюся в течение некоторого отрезка времени величину влажности, более низкую, чем НВ, но превышающую остаточную влажность, которая встречается в каждом данном слое чаще других.

Как уже говорилось, для получения более надежных и точных значений величин, а также для определения не только их средних значений, но и пределов их колебаний лучше пользоваться многолетними данными. Однако средние значения величин можно получить и на меньшем материале, при наличии двух-трехлетних наблюдений при условии достаточно частых определений влажности.

«Мечение» почвенной влаги как средство изучения ее передвижения

Для уяснения некоторых вопросов водного режима почв бывает очень важно представить себе направление передвижения влаги в почве. В этом случае используется метод «мечения» влаги, заключающийся в том, что в почву вносится некоторое количество раствора, содержащего хорошо растворимое, легко определяемое аналитически и не поглощаемое ни почвой, ни растениями вещество. Следя за передвижением этого вещества в почвенно-грунтовой толще, мы тем самым судим о перемещении тех порций воды, в которой это вещество было растворено.

Трудным является подбор вещества, пригодного для нашей цели. Краски, которые обычно используются гидрогеологами при изучении движения потока грунтовых вод, не пригодны, поскольку они поглощаются почвой и разлагаются микроорганизмами. Не пригодны почти все катионы, так как они поглощаются почвой (исключением является литий, который поглощается слабо и иногда используется в качестве метки). Из анионов хлор поглощается растениями, но почва, которая не содержит сколь угодно значительных количеств свободных гидроокисей железа и алюминия, его не поглощает. Поэтому ионом хлора можно пользоваться, не забывая о присущих ему недостатках (Васильев, Роде, 1960).

Обычно готовится 0,1 н. раствор хлористого кальция. Количество раствора рассчитывается, исходя из дефицита влажности той толщи почвы, которую намечено промочить этим раствором. Если при проведении такой работы участок почвы не изо-

лируется в виде монолита, то необходимо учесть возможность растекания, и количество раствора вносить в почву с превышением в 2—3 раза. Если выбранная площадка изолируется, превышение может быть значительно меньшим.

После окончания промачивания почвенного монолита или участка производится бурение для выяснения исходного распределения влажности и иона хлора. Из бура берутся два образца. В одном определяется влажность, в другом — содержание иона хлора в водной вытяжке (вытяжку лучше делать не чистой водой, а слабым, 0,1—0,2 н. раствором азотнокислого аммония). Содержание хлор-иона можно определить и в тех же образцах, в которых определялась влажность, при условии количественного перенесения почвы из алюминевых бюксов в колбы для приготовления водной вытяжки. Водная вытяжка титруется 0,02 н. AgNO_3 . Если хлор определялся во влажной почве, то его содержание пересчитывается на сухую почву. Сопоставляя результаты исходных и последующих определений, можно сделать вывод о направлении передвижения жидкой влаги в почвенно-грунтовой толще.

Для выявления путей движения жидкой влаги в почве, пространственной неоднородности поглощения влаги почвой при поливе, неоднородности в капиллярном передвижении влаги Е. А. Дмитриев (1971) предлагает использовать 1—2,5%-ный раствор растворимого крахмала. В отличие от вышеописанного CaCl_2 он индифферентен по отношению к любой почве и «проявляется» не дорогой и не дефицитной (в отличие от AgNO_3) йодной водой.

В зависимости от цели исследования раствор крахмала можно подавать на поверхность почвы, если исследуется вопрос впитывания, или подменить влагу, капиллярно поднимающуюся в почве, при изучении процесса капиллярного передвижения влаги. Раствор крахмала можно подавать как в предварительно увлажненную почву, где контур смачивания без мечения не выявляется, так и в сухую почву. Распределение крахмала хорошо обнаруживается даже в том случае, если по окончании впитывания раствора крахмала через почву фильтруется вода. Во всех случаях распределение крахмала в почве выявляется в результате приготовления вертикальных или горизонтальных срезов и опрыскивания их йодной водой. Крахмал обнаруживается по появлению темно-окрашенных пятен.

Концентрация раствора крахмала подбирается (обычно в интервале 1—2,5%) в зависимости от интенсивности темной окраски почвы. Рабочий раствор нужной концентрации готовится непосредственно в поле из приготовленного в лаборатории 5%-ного раствора. Для приготовления 2 л 5%-ного раствора крахмала берут $\frac{3}{4}$ л воды и доводят до кипения. В $\frac{1}{4}$ л холодной воды разбавляют 100 г растворимого крахмала и, помешивая, вливают в кипящую воду. Когда раствор закипит и посветлеет, его приливают к 1 л холодной воды и так получают 2 л 5%-ного раствора крахма-

ла — прозрачную опалесцирующую жидкость. Йодную воду готовят путем растворения 3 г йодистого калия и 1,3 г йода в очень небольшом количестве воды, с последующим доведением объема раствора до 1 л.

В качестве «метки» применяются также радиоактивные изотопы кобальта, водорода (тритий) и т. д., а также стабильный изотоп водорода — дейтерий (Scharpenseel a. Gewehr, 1960; Haskell a. Hawkins, 1964; Поляков, 1966; Справочное руководство..., 1971).

СПОСОБЫ ВЫРАЖЕНИЯ И ГРАФИЧЕСКОГО ИЗОБРАЖЕНИЯ ДАННЫХ ПО ВЛАЖНОСТИ ПОЧВ И НЕКОТОРЫЕ ПОЧВЕННО-ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ РАСЧЕТЫ

Таблицы влажности

Основным документом, характеризующим влажность почвы данного объекта наблюдений, является таблица, в которой влажность почвы представлена по всем срокам наблюдений в процентах от веса сухой почвы по 10-сантиметровым слоям. По этим первичным величинам влажности и водным константам данной почвы мы можем представить влажность в расширенной табличной и в графической форме.

В табличной форме влажность может быть выражена в первую очередь в процентах от объема почвы и в виде послойных запасов влаги. Выражение влажности в процентах от объема почвы делает сравнимыми объемные количества влаги, содержащиеся в слоях, одинаковых по мощности, но отличающихся плотностью. Будучи определены для каждого 10-сантиметрового слоя, величины влажности в процентах от объема оказываются численно равными запасам воды в тех же слоях, выраженным в миллиметрах водного слоя.

Вычисление запаса влаги в миллиметрах водного слоя производится по формуле

$$ЗВ = \frac{W \cdot ОВ \cdot A \cdot 10}{100} = \frac{W \cdot ОВ \cdot A}{10},$$

где ЗВ — запас влаги, мм; W — влажность, % от веса сухой почвы; ОВ — объемный вес, г/см³; A — мощность слоя, см. Если мощность слоя 10 см, то формула упрощается: $ЗВ = W \cdot ОВ$.

Запас влаги по слоям почвы выражается обычно в миллиметрах водного слоя, так как получаемые при этом величины удобно сравнивать с количеством осадков. Миллиметры водного слоя при надобности легко перевести в м³/га путем умножения на 10.

При подсчете запаса влаги в пахотном слое почвы, где объемный вес значительно изменяется при обработке и последующей усадке, совершенно необходимо параллельно с определениями влажности определять объемный вес пахотного слоя и его изменяю-

щуюся мощность. В подобных случаях И. Р. Ильин (1958) рекомендует определять запас воды не в одинаковых объемах почвы, а в одинаковых ее весовых количествах.

Кроме запасов влаги по 10-сантиметровым слоям следует подсчитать суммы запасов по слоям большей мощности, обычно по полуметровым слоям, а также суммарный запас влаги во всей изучаемой толще почвы. Сводные таблицы послойных запасов влаги являются основой для всех почвенно-гидрологических расчетов.

Для различных специальных целей можно рассчитать относительную влажность почвы — в процентах от НВ. Для характеристики аэрации почвы можно вычислить степень насыщенности почвы влагой, для чего весовую влажность выражают в процентах от полной влагоемкости или объемную влажность — в процентах от общей пористости почвы. Иногда целесообразно вычислять не степень насыщенности влагой, а дополнение этой величины до 100, т. е. степень ненасыщенности, или долю порозности, свободную от влаги и занятую воздухом. Итогом расчетов такого рода тоже являются специальные таблицы.

Обработка первичных цифр влажности может производиться в целях вычисления запасов продуктивной влаги (ЗПВ) для характеристики влагообеспеченности растений. Для получения этих величин из общего запаса влаги в данном слое (В) вычитается запас, соответствующий влажности устойчивого завядания (ВЗ): $ЗПВ = В - ВЗ$. Отметим, что запасы продуктивной влаги могут оказаться меньше нуля, особенно в верхних горизонтах (5—10 см, а в сероземах до 40 см), где влажность вследствие физического испарения может падать до величин меньших, чем влажность завядания. Иногда отрицательные величины запаса продуктивной влаги можно встретить в более глубоких слоях (см. выше, о влажности иссушения). Они могут быть случайными; если же они встречаются систематически, то причины этого следует искать в неточности определения влажности завядания.

Для более наглядной характеристики влагообеспеченности растений вычисляются величины, которые могут быть названы относительным содержанием продуктивной влаги. Они представляют собой выраженное в процентах отношение наблюдаемого содержания продуктивной влаги в данном слое к максимально возможному ее содержанию, т. е. к диапазону активной влаги, который равен разности между величинами НВ и ВЗ. Относительное содержание продуктивной влаги равно

$$\frac{В - ВЗ}{НВ - ВЗ} \cdot 100\%.$$

В системе Гидрометеослужбы разработан метод оценки влагообеспеченности сельскохозяйственных культур, основанный на сопряженных наблюдениях за влажностью почвы и состоянием посевов, оцениваемым в бадлах. Поскольку принимается, что со-

стояние посевов находится в прямой зависимости только от запаса продуктивной влаги в почве, то эта оценка может быть принята за балловую оценку влагообеспеченности сельскохозяйственных культур (Вериго, Разумова, 1963).

А. М. Алпатьевым (1954) предложен метод оценки влагообеспеченности растений, основанный на сравнении суммы осадков и валового расхода влаги из почвы (E) за вегетационный период (или за какую-либо его часть) данного растения и потребности этого растения во влаге (E_0). Последняя выражается суммой средних суточных дефицитов влажности воздуха в миллиметрах (D) за

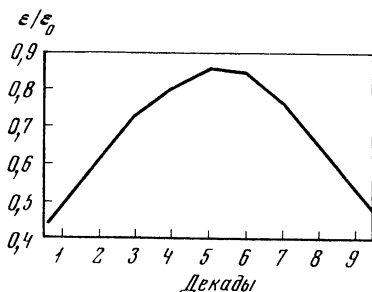


Рис. 20. Биологическая кривая, характеризующая влагообеспеченность ячменя (по Алпатьеву, 1954)

этот период, умноженной на средний коэффициент 0,65 ($E_0 = 0,65 \sum D$). Указанный коэффициент получен в результате исследования соотношения испаряемости и валовых расходов воды при оптимальном увлажнении почвы (в засушливых условиях — при орошении). Отношение потребности растения во влаге к величине ее суммарного расхода (E/E_0) характеризует влагообеспеченность растения. Чем ближе это отношение к единице, тем лучше влагообеспеченность растений. Результаты тоже оформляются в табличной форме. Графически изменение влагообеспеченности в течение вегетационного периода выражается в виде биологической кривой (рис. 20).

Графическое выражение данных по влажности почв

Наиболее наглядным методом графического изображения динамики влажности почвы является метод построения хроноизоплет влажности, который позволяет охарактеризовать ход изменения влажности в почвенно-грунтовой толще любой мощности за любой, в том числе и очень длительный промежуток времени и притом сопряженно с такими явлениями, как выпадение осадков, изменение температуры воздуха и почвы, ее промерзание, изменение уровня почвенно-грунтовых вод и т. д.

Этот метод и его техника заключаются в следующем. На миллиметровой бумаге по вертикальной оси откладывают глубину от поверхности почвы, а по горизонтальной оси — календарь. Для

Каждого срока наблюдений на соответствующей ему ординате выписывают величины влажности почвы, лучше всего — в объемных процентах (рис. 24). Выбирают интервал влажностей (например, 2% от объема почвы), через который проводят на графике линии одинаковой влажности (изоплеты), соединяя на соседних вертикальных рядах цифр одинаковые значения. Если последние среди выписанных цифр не попадают, находят в вертикальном ряду интервал между двумя цифрами, где должно быть искомое значение влажности, и путем интерполяции находят точку для этого значения. Через данную точку и проводят изоплету.

Изоплеты проводят обычно через величины с целыми значениями, без дробей. Интервалы влажности для нанесения изоплет выбирают в зависимости от амплитуды колебания величин влажности. Лишь для песчаных почв обычно берутся интервалы 0,5%, а для суглинистых и глинистых почв — 2 или 2,5%. Кривые линии с одинаковой во времени влажностью называются хроноизоплетами. Для того чтобы облегчить чтение рисунка, местами на хроноизоплетах ставят цифры, указывающие, какой влажности соответствует данная линия.

Кроме количественной характеристики изменения влажности во времени необходимо дать качественную характеристику влаги, с тем чтобы можно было сравнивать между собой различные горизонты почвы и различные почвы, поскольку при одном и том же содержании влаги ее качество, т. е. ее подвижность и, следовательно, доступность для растений могут быть очень различны.

Предлагается выделять следующие восемь категорий почвенной влаги:

1) влажность, равная полной влагоемкости (ПВ). Характерна для водоносных горизонтов;

2) влажность в интервале от полной до наименьшей влагоемкости (ПВ — НВ). Эта влажность характерна для КК и для слоя с просачивающейся влагой;

3) влажность, соответствующая интервалу наименьшей влагоемкости (НВ);

4) влажность в интервале от наименьшей влагоемкости до влажности разрыва капиллярных связей (НВ — ВРК);

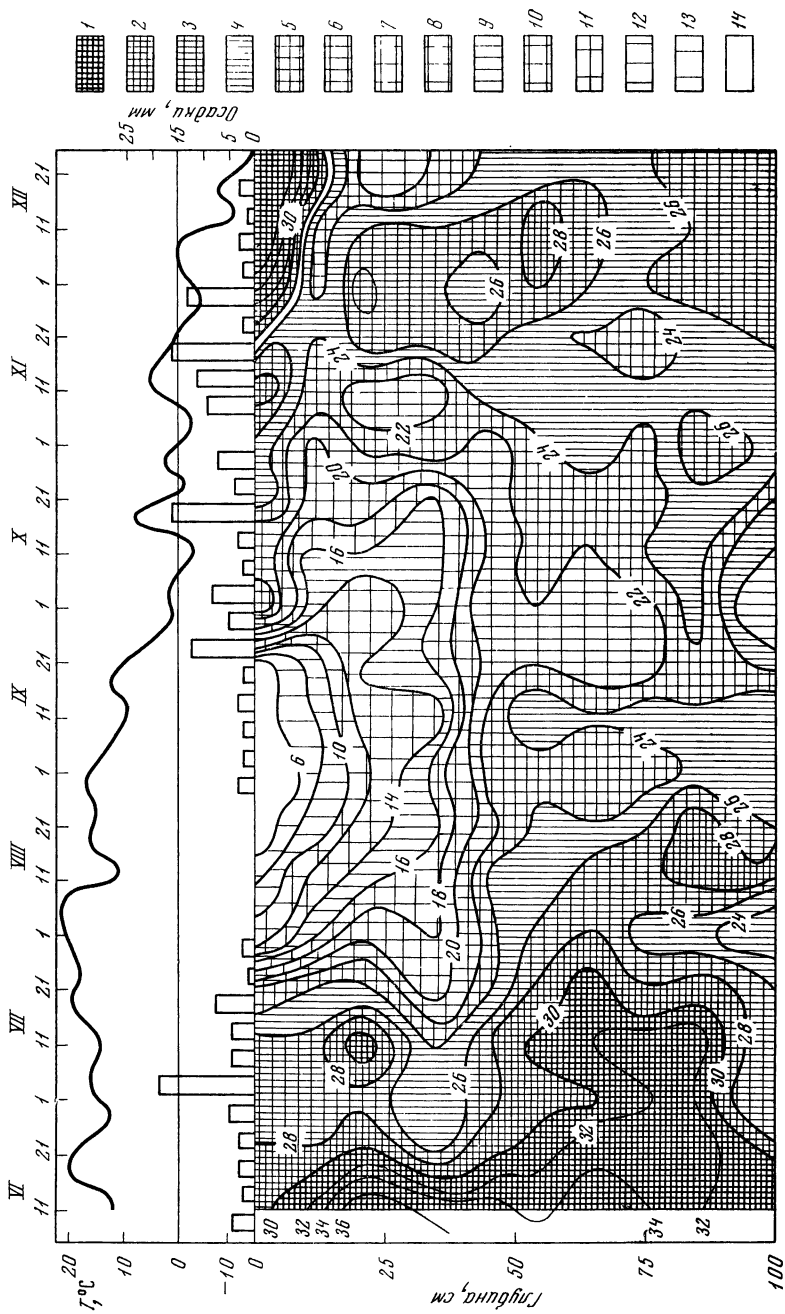
5) влажность, соответствующая интервалу влажности разрыва капиллярных связей (ВРК);

6) влажность в интервале от влажности разрыва капиллярных связей до влажности завядания (ВРК — ВЗ);

7) влажность, соответствующая интервалу влажности завядания (ВЗ);

8) влажность ниже влажности завядания ($< ВЗ$). Характерна для поверхностного слоя почвы, подвергающегося физическому иссушению.

Если исследователь не располагает цифрами, характеризующими влажность почвы, соответствующую ВРК, интервал влажности от ВЗ до НВ можно условно разделить на три части. Счи-



тается, что влажность в интервале от $VЗ + \frac{1}{3}(НВ - VЗ)$ до $VЗ + \frac{2}{3}(НВ - VЗ)$ примерно отвечает интервалу ВРК, интервал от $VЗ$ до $VЗ + \frac{1}{3}(НВ - VЗ)$ соответствует интервалу от $VЗ$ до ВРК, а интервал от $VЗ + \frac{2}{3}(НВ - VЗ)$ до $НВ$ — интервалу от ВРК до $НВ$. В некоторых случаях допустимо объединение 4-й и 5-й категорий, а также 7-й и 8-й.

М. Н. Польский (1958) предложил объединять на одном рисунке изображение влажности почвы в объемных процентах и в категориях влаги (рис. 22, А). Для этого прежде всего необходима таблица, в которой для каждого 10-сантиметрового слоя почвы имелись бы средние значения констант (тоже в объемных процентах), а также их минимальные и максимальные значения для этих слоев, которые и ограничивают интервал влажностей каждой константы и интервалы между ними. Пользуясь этой таблицей, под величинами влажности, нанесенными по вертикалям, подписывают номера категорий, к которым относятся эти величины (рис. 22). После этого наносят границы «ареалов» с одинаковыми категориями и для большей наглядности покрывают «ареалы» различной штриховкой или окрашивают различным цветом (рис. 22, нижняя часть).

Как уже отмечалось, на рисунке одновременно с изображением изменения влажности в почвенной толще необходимо изобразить мощность снежного покрова, среднесуточную или среднедекадную температуру воздуха и суточные или декадные суммы осадков, выпавших за период наблюдения. Эти величины откладываются календарно по вертикальным шкалам над графиком хроноизоплет.

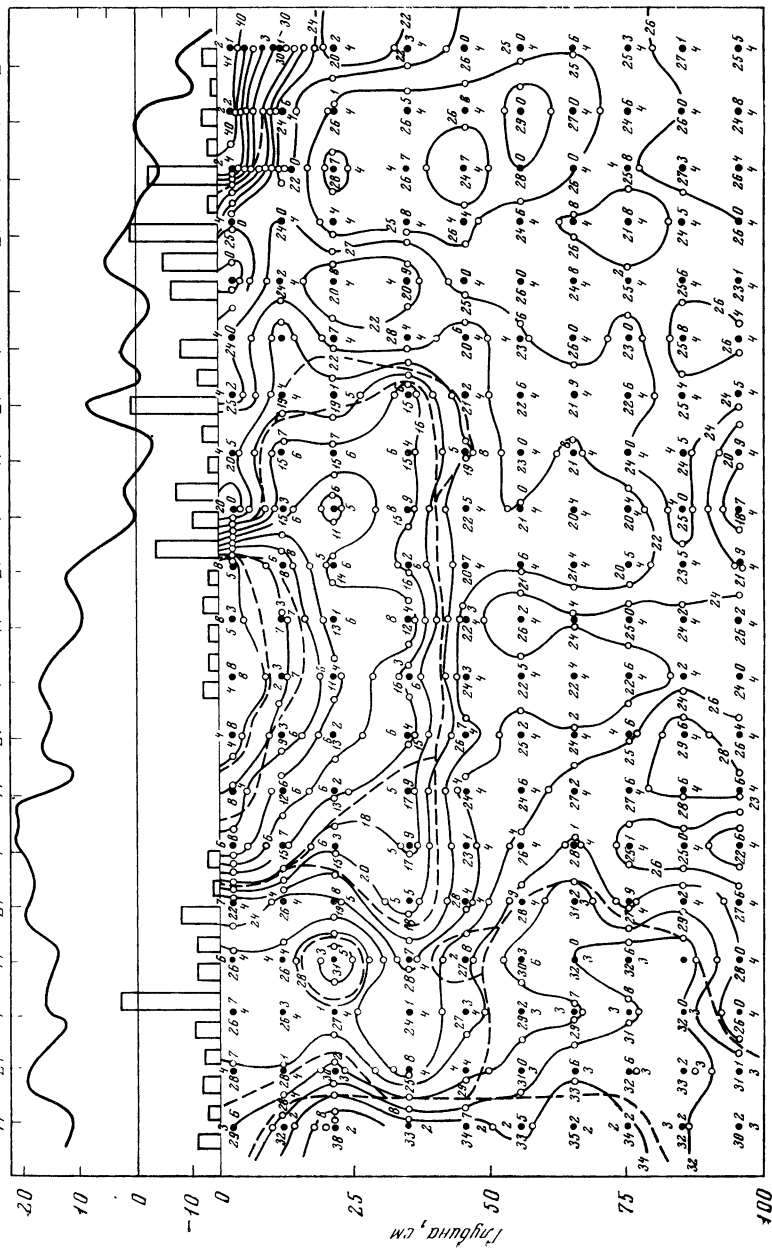
При проведении изоплет в поверхностных слоях почвы необходимо следить, чтобы они правильно отражали увлажнение почвы от выпавших осадков. На рисунке также изображается глубина промерзания почвы и уровень грунтовых вод.

Для анализа вопроса о влагообеспеченности растений полезно изобразить в форме хроноизоплет изменение содержания продуктивной влаги. Для этого используют данные таблиц содержания продуктивной влаги в объемных процентах по 10-сантиметровым слоям, которые наносятся по тем же вертикалям, как описано выше.

Рис. 21. Хроноизоплеты влажности пахотной дерново-подзолистой почвы. Московская обл., 1939 г.

Влажность в процентах от объема почвы обозначена на изоплотах цифрами, соответствующими величинам влажности в процентах от объема почвы 1 — >30; 2 — 30—28; 3 — 28—26; 4 — 26—24; 5 — 24—22; 6 — 22—20; 7 — 20—18; 8 — 18—16; 9 — 16—14; 10 — 14—12; 11 — 12—10; 12 — 10—8; 13 — 8—6; 14 — 6—4. Сверху столбиками показаны осадки, кривой — температура воздуха

VI VII VIII IX X XI XII



5
51
25
Осадков, мм

Температура, °С

100

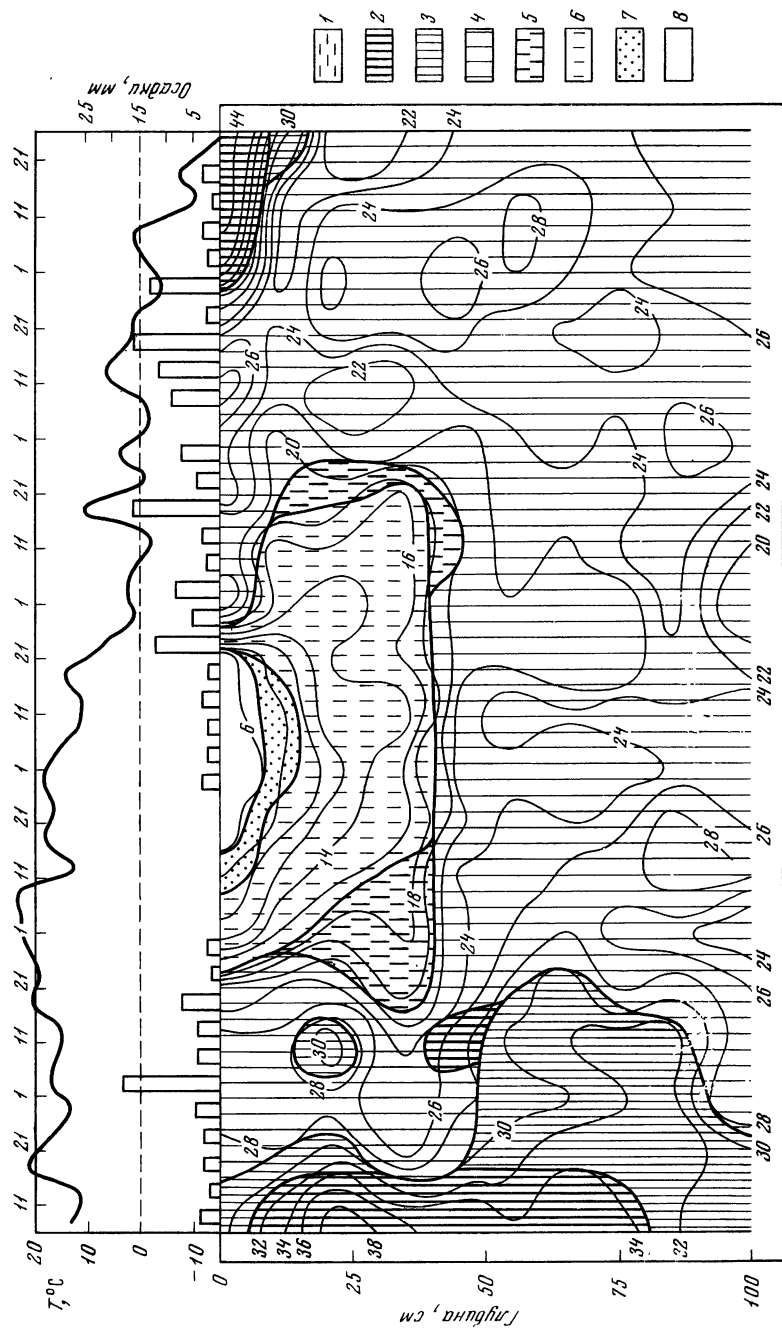


Рис. 22. Хроноизоэплеты влажности пахотной дерново-подзолистой почвы. Московская обл., 1939 г. Влажность — в процентах от объема почвы и в категориях влажности. Верхняя часть рисунка — начальный этап построения изоплет. Точками обозначены глубины взятия проб, цифрами около них — величины влажности, под ними — номер категории. Нижняя часть — рисунок в окончательном виде. Цифры на изоплетах — величины влажности. Категории влажности (заштрихованы): 1 — ПВ; 2 — от ПВ до НВ; 3 — НВ; 4 — от НВ до ВРК; 5 — ВРК; 6 — от ВРК до ВЗ; 7 — ВЗ; 8 — < ВЗ.

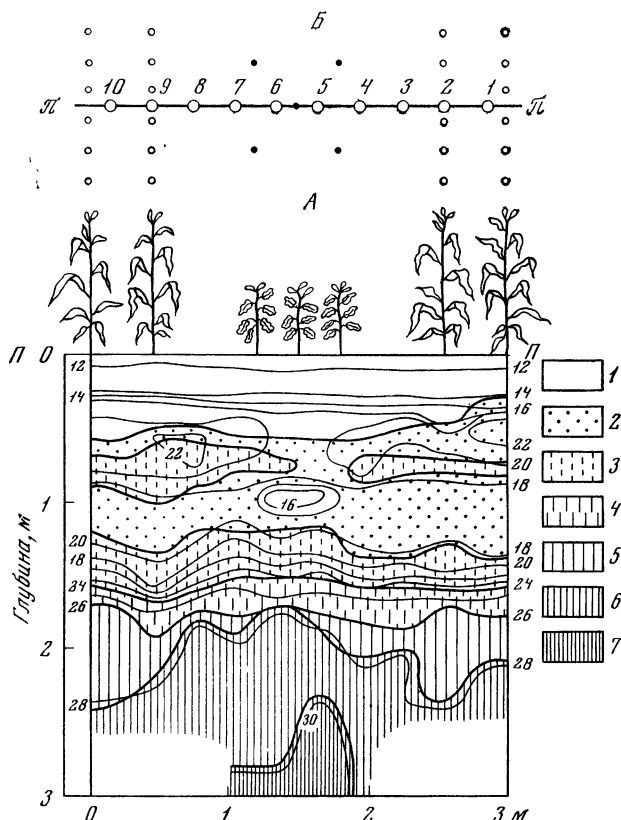


Рис. 23. Топоизоплеты влажности темноцветной почвы в объемных процентах и категориях под гнездовыми посевами дуба среди кулис из сорго. Осень 1953 г., Джаныбек.

А — топоизоплеты влажности, Цифры на изоплестах и сбоку от рисунка — величины влажности. Категории влажности (заштрихованы): 1 — (< ВЗ), 2 — ВЗ, 3 — (ВРК — ВЗ), 4 — ВРК, 5 — (НВ — ВРК), 6 — НВ, 7 — (ПВ — НВ).

Б — схема расположения скважин (цифры — их номера по линии П — П'), пять черных точек — пятилуночное гнездо дубков, ряды мелких кружков — ряды растений сорго

Другой графической формой изображения данных влажности почвы являются так называемые топоизоплеты влажности. Этот метод используется в тех случаях, когда нужно показать разницу влажности почвенной толщи в пространстве одновременно под разными объектами в какой-то определенный момент времени. Предварительно влажность почвенной толщи интересующего нас объекта должна быть охарактеризована серией скважин, расположенных таким образом, чтобы было учтено влияние исследуемого объекта.

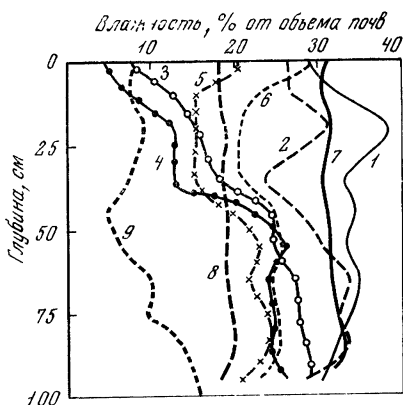
На рисунке по вертикальной оси откладывается глубина исследуемой почвенной толщи от поверхности, а по горизонтальной оси отмечается расположение скважин (рис. 23). Под каждой скважиной выписываются вертикальные ряды цифр влажности почвенной толщи в объемных процентах по 10-сантиметровым слоям. Путем интерполяции находятся точки, соответствующие величинам влажности через выбранные интервалы. Эти точки соединяются линиями, которые и являются топоизоплетами влажности. Затем, имея таблицу категорий влажности данной почвы по 10-сантиметровым слоям, так же, как описывалось выше, на рисунке выделяются «ареалы» с влажностью, относящейся к одинаковым категориям, которые заштриховываются или расчлениваются.

Следующей графической формой изображения влажности почвы являются профили, или эпюры влажности, или кривые распределения влажности (рис. 24). Для их построения по вертикальной оси откладывается глубина от поверхности исследуемой почвенной толщи, а по горизонтальной оси — влажность в процентах от объема. Такие кривые представляют собой очень удобную форму для сопоставления влажности в разных слоях почвенно-грунтовой толщи в какой-то определенный момент времени. Они удобны также для суждения о наличии и величине градиентов влажности, поскольку чем ближе данный участок кривой к вертикальному положению, тем градиент влажности меньше, а чем ближе к горизонтальному — тем градиент больше. На графиках с такими кривыми полезно изображать и профили влажности, соответствующие основным водным константам (ПВ, НВ, ВРК и ВЗ), что помогает разобраться в качестве почвенной влаги на разной глубине. Наносся на один и тот же график профили влажности для разных сроков, мы можем отобразить и изменение влажности во времени.

Принято также графически изображать изменения во времени запасов влаги по полуметровым (или 30-сантиметровым) сло-

Рис. 24. Кривые распределения влажности пахотной дерново-среднеподзолистой почвы. Московская обл., 1939 г.

- 1 — 11 июня,
- 2 — 11 июля;
- 3 — 11 августа;
- 4 — 11 сентября;
- 5 — 11 октября;
- 6 — 11 ноября;
- категории влажности:
- 7 — НВ,
- 8 — ВРК;
- 9 — ВЗ



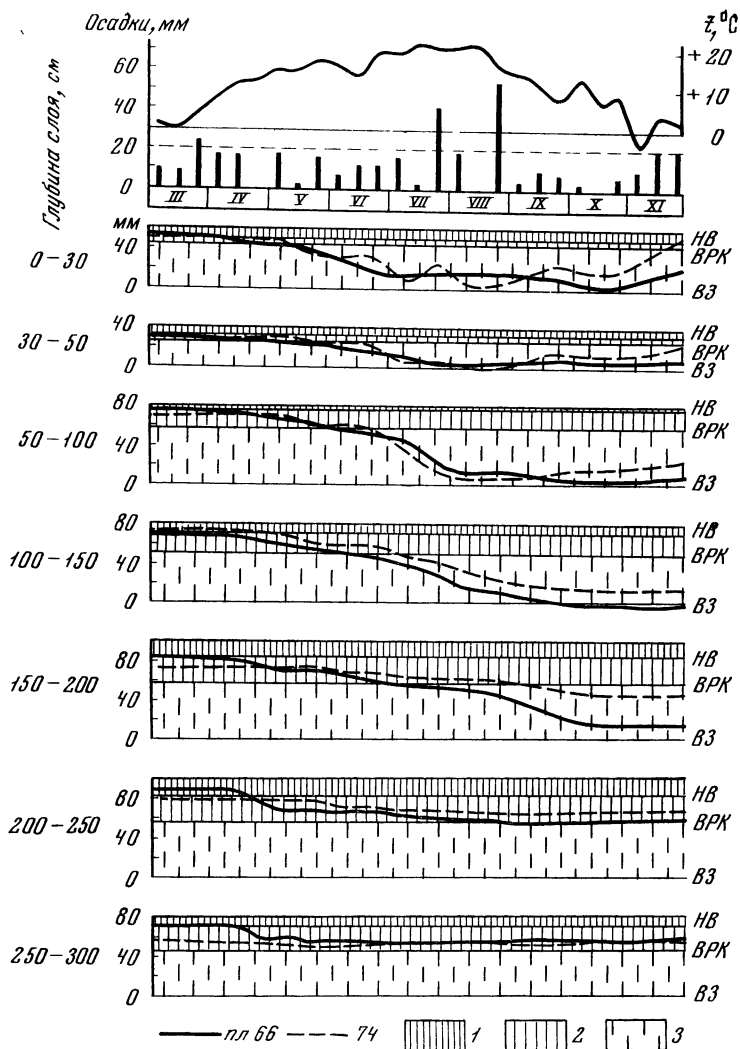


Рис. 25. Изменение запасов продуктивной влаги (мм) в мощном черноземе под сахарной свеклой на двух наблюдательных площадках. Курск, 1966 г. (Т. П. Коковина, 1974)

Сверху — календарь, столбиками показаны осадки, кривой — ход температуры воздуха. Категории влажности (заштрихованы) 1 — ($>$ НВ), 2 — (НВ—ВРК), 3 — (ВРК—ВЗ)

ям (рис. 25). В этом случае для каждого слоя по вертикальной оси откладывают запас влаги в данном слое, а по горизонтальной оси — календарь. На этом же графике горизонтальными прямыми линиями и штриховкой между ними изображаются запасы влаги,

соответствующие величинам НВ, ВРК и ВЗ. Это позволяет сразу судить о качестве влаги в данном горизонте, например о ее доступности растениям.

Некоторые почвенно-гидрологические расчеты

Изучая с помощью изложенной выше методики различные виды поступления и расхода влаги в почве, мы можем дать им количественное выражение, составив для определенного слоя за тот или иной промежуток времени уравнение водного баланса почвы. Это уравнение помогает отчетливее представить себе водный режим данной почвы. Кроме того, располагая величинами запасов влаги в почве и некоторыми другими, тоже количественными данными, можно произвести расчеты для определения неизвестных элементов водного баланса почвы.

Полный водный баланс почвы за тот или иной период времени может быть представлен следующим уравнением:

$$B_1 - B_0 = (O_c + ПГВ + ППр + ВППр + К) - (И + Д + ОГВ + ПОтт + ВПОтт),$$

где B_0 — запас влаги в почве в начале периода; B_1 — запас влаги в конце периода; O_c — сумма осадков, достигших поверхности почвы; ПГВ — приток влаги в почву из грунтовых вод; ППр — поверхностный приток влаги; ВППр — внутрипочвенный приток влаги; К — количество парообразной влаги, поступающее в почву из атмосферы и конденсирующееся в ней; И — физическое испарение влаги из почвы; Д — десукция влаги из почвы растительностью; ОГВ — отток влаги из почвы в грунтовые воды; ПОтт — поверхностный отток влаги; ВПОтт — внутрипочвенный отток влаги. Все эти величины, естественно, должны относиться к одному и тому же промежутку времени.

Иногда некоторые составляющие водного баланса без особой погрешности можно исключить из формулы водного баланса, как более или менее компенсирующие одна другую. Это относится, например, к величинам поверхностного и внутрипочвенного стока. Однако при этом нельзя забывать о наличии почвенного стока как элемента водного режима и баланса.

Так же мы можем поступить и с величиной конденсации парообразной атмосферной влаги в почве (К). Это делается отчасти вследствие неизученности этого явления и отсутствия методов его количественного измерения. К тому же есть основания утверждать, что это явление может иметь сколько-нибудь заметную величину только в хорошо сортированных песках или в еще более грубых отложениях. В результате вышеуказанных операций мы получаем новое упрощенное уравнение водного баланса почвы

$$B_1 - B_0 = (O_c + ПГВ) - (И + Д + ОГВ).$$

Если разность $B_1 - B_0$ имеет положительный знак, это означает приращение запаса влаги в исследуемой толще почвы за данный интервал времени. Если разность отрицательна, это означает расход влаги.

Поступление и расход влаги в какой-либо почвенной толще лучше всего определять сначала для каждого 10-сантиметрового слоя. При этом мы точно можем установить глубину проникновения влаги в почву и глубину, до которой происходит расход влаги из почвы. Суммируя величины расхода и поступления влаги по 10-сантиметровым слоям, мы можем получить эти величины для слоя любой мощности.

Здесь нужно сделать небольшое замечание. При большом объеме работ по определению влажности почв в особо напряженные моменты, какими, например, бывают весенний и осенний периоды, первое и последнее определения влажности в почвах иногда делаются с опозданием. Вследствие этого начальный запас влаги в почве в случае, если последняя уже успела несколько подсохнуть (особенно в верхнем слое), оказывается преуменьшенным. В случае, если начались осенние дожди и почва успела промокнуть на какую-то глубину с поверхности, конечный запас влаги в почве окажется завышенным.

В первом случае, при наличии уверенности в том, что почвенная толща была промочена весной на глубину, превышающую мощность подсохшего слоя, в величину начального запаса влаги вводится положительная поправка, равная разности между запасом, соответствующим НВ и наблюдаемым. Во втором случае наблюдаемый запас влаги в интересующем нас слое сравнивается с запасом влаги в этом слое при влажности, равной ВЗ, или средней за несколько лет осенней остаточной влажности. В этом случае к конечному запасу может быть введена отрицательная поправка.

Определив величины прихода или расхода влаги, нужно решить вопрос о том, на что расходовалась влага или откуда она поступила. Из упрощенного уравнения водного баланса почвы мы видим, что влага может быть израсходована путем физического испарения, десукции, а также в результате оттока влаги в грунтовые воды. Источником прихода влаги кроме осадков может быть поступление из грунтовых вод посредством восходящего тока влаги. Последний возникает в почве под влиянием градиента всасывающего давления. Этот градиент и восходящий ток влаги тем сильнее выражены, чем резче меняется влажность от малых величин к большим, и наоборот. Если переход растянут, градиент меньше и меньше вызываемый им восходящий ток влаги при одинаковой влажности.

Наиболее просто дело обстоит тогда, когда явления обмена жидкой влагой между почвой и грунтом можно исключить. Соответствующие условия мы находим в полупустынной, степной, а часто и лесостепной зонах, где широко распространены почвы

с водным режимом непромывного типа, гарантирующим отсутствие оттока влаги из почвенного профиля в грунтовые воды. Последние при этом залегают на большой глубине, так что восходящее передвижение влаги из грунтовых вод в почву можно считать отсутствующим.

В подобных случаях приход влаги в почву может быть обусловлен только осадками, а расход — физическим испарением влаги из почвы и десукцией растительностью. Методика наблюдения за этими процессами и их количественного измерения была описана выше.

В случае, когда обмен жидкой влагой между почвой и грунтом имеет место, необходимо кроме величины поступления влаги с осадками и расхода влаги путем физического испарения и десукции определить величину оттока влаги из почвенной толщи в грунтовые воды, а также величину притока ее из грунтовых вод в почвенную толщу.

Если грунтовые воды не слишком глубоки (не глубже 6—8 м), количество влаги, которое может уйти за пределы почвенной толщи и грунта в грунтовые воды, определяется следующим образом. Параллельно с наблюдениями за влажностью почвы ведутся наблюдения за уровнем грунтовых вод. Поскольку влажность грунта под почвенной толщей в этом случае обычно бывает не ниже величины, соответствующей НВ, всякое просачивание влаги за пределы почвенной толщи вызывает довольно быстрый подъем уровня грунтовых вод. Измеряя этот подъем (h , см) и зная величину водоотдачи грунта ($ВО$, мм/см), вычисляем количество влаги, просочившееся в грунтовые воды ($h \cdot ВО$, мм).

Очень приближенно и грубо величина оттока влаги из почвенно-грунтовой толщи в грунтовые воды, лежащие неглубоко, может быть вычислена следующим образом. Если ранней весной почвенно-грунтовая толща была промочена настолько, что влажность во всех ее слоях до грунтовых вод оказалась выше величин, соответствующих НВ, и в течение ближайших 7—10 дней не предвидится сколько-нибудь значительного расхода влаги на десукцию и физическое испарение, то разность между наблюдаемым запасом влаги и запасом влаги в этой же толще при НВ даст возможную величину оттока влаги из промоченной насквозь толщи в грунтовые воды.

При глубоком залегании грунтовых вод (больше 10 м) величину оттока влаги в грунтовые воды можно рассчитать приблизительно, как это указывалось выше, или ее следует исключить из расчетов, ведя последние для периодов, когда оттока нет.

Наиболее труден третий случай, когда почвенно-грунтовые воды залегают настолько близко, что может возникать и отток влаги в них, и поступление влаги из них в почвенную толщу. Как определяется величина оттока, мы рассмотрели выше. Трудность заключается в определении величины поступления из грунтовых вод посредством восходящих токов влаги.

При изучении водного баланса почв с травянистым растительным покровом (в том числе и с посевами культурных растений) рекомендуется прямое измерение всех величин, входящих в формулу баланса влаги в почве, с помощью испарителей, заряженных монолитами с растительностью, а также специальных небольших дождемеров. Преобразуя уравнение водного баланса

$$\text{ПГВ} - \text{ОГВ} = (B_1 - B_0) + (И + Д) - \text{Ос},$$

вычисляем превышение притока влаги над оттоком, или наоборот, т. е. получаем его с положительным или отрицательным знаком.

При изучении водного баланса почвы с близкими грунтовыми водами под лесом кроме величин влажности почвы и десукции напочвенным покровом (последняя определяется с помощью испарителей) необходимо определить величину десукции древесной растительностью. Это можно сделать, зная суммарную величину испарения насаждением и наблюдая за транспирацией растений, образующих древесно-кустарниковый ярус.

По предложению И. С. Васильева (1950), суммарную величину испарения из почвы и десукции растительным покровом можно определить, исключив поступление влаги из почвенно-грунтовых вод и ее отток в почвенно-грунтовые воды. Для получения этих последних величин необходимо провести наблюдения за изменением уровня грунтовых вод в те моменты, когда не происходит пополнения грунтовых вод, а опускание их уровня может быть вызвано только оттоком. Такими периодами являются безоттепельные зимы или бездождные осени.

Принимая во внимание, что скорость понижения почвенно-грунтовых вод меняется в зависимости от их глубины, надо найти эту зависимость, для чего следует провести наблюдения при различной глубине грунтовых вод в течение нескольких лет и по ним построить кривую искомой зависимости. По этой кривой (чем больше наблюдений и точек, тем она достовернее) можно для любой глубины уровня грунтовых вод найти скорость их понижения за счет оттока влаги в почвенную толщу, а через величину водоотдачи — расход на этот отток, а точнее — алгебраическую сумму поступления и оттока влаги из грунтовых вод (ПГВ — ОГВ). Преобразовав уравнение водного баланса, получаем искомую величину — расход влаги из почвы на физическое испарение и десукцию растительностью:

$$И + Д = \text{Ос} + (\text{ПГВ} - \text{ОГВ}) - (B_1 - B_0).$$

В некоторых случаях возникает задача — определить величины расхода влаги из почвенно-грунтовых вод, притекающих к точке наблюдения и расходуемых растительностью на десукцию.

В случаях, когда корни деревьев проникают в зону капиллярного насыщения (капиллярную кайму) или непосредственно в грунтовые воды, уровень грунтовых вод может падать в течение

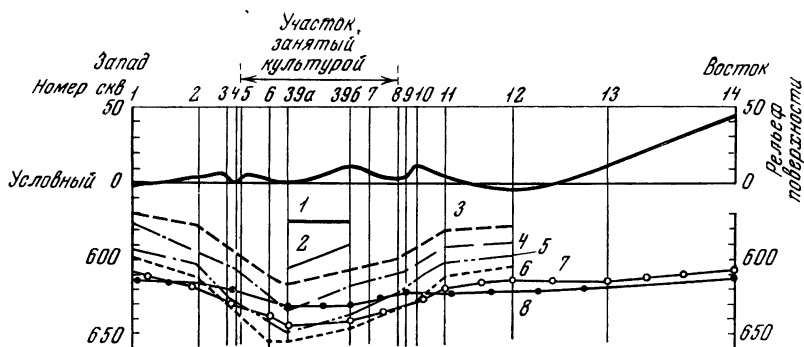


Рис. 26. Депрессия почвенно-грунтовых вод под темноцветной почвой большой падины с чистой культурой вяза мелколистного. Джаныбек, 1955 г.
1 — 19 апреля; 2 — 24 мая; 3 — 9 июня; 4 — 1 июля; 5 — 30 июля; 6 — 30 августа; 7 — 22 октября; 8 — 2 декабря

вегетационного периода до глубины значительно большей, чем глубина их под соседней территорией, занятой растительностью с менее глубокой корневой системой. Образование в уровне грунтовых вод локальных воронок, или депрессий, можно наблюдать под массивом леса или под лесной полосой. Воронка начинает формироваться по мере того, как начинается расход влаги из грунтовых вод растительностью. Так, на рис. 26 признаки воронки, развивающейся под участком, занятым древесными культурами, отмечаются уже 24 мая, а в течение вегетационного периода глубина этой воронки возрастает и достигает максимума к 30 августа.

В течение всего времени существования воронки в нее поступают грунтовые воды из-под окружающей территории под влиянием и гидростатического выравнивания, и бокового подтока. Однако в течение вегетационного периода воронка не заполняется, так как поступающая влага незамедлительно расходуется на десукцию. Воронка начинает заполняться только осенью, после прекращения вегетации. Так, в рассматриваемом нами примере (рис. 26) повышение уровня грунтовых вод под участком с древесными культурами, т. е. заполнение воронки, началось после 12 сентября.

Скорость заполнения воронки (коррективного водоподъема по Г. Н. Высоцкому) можно установить, наблюдая за уровнем грунтовых вод в скважинах. Как видно из табл. 7, по мере заполнения воронки и уменьшения разности уровней грунтовых вод под насаждением и вне его скорость притока воды в воронку замедляется. Зная величину водоотдачи почвы, можно рассчитать величину поступления влаги за счет этого притока для периода нарастания глубины воронки, периода с постоянной ее глубиной

Таблица 7. Скорость коррективного водоподъема в разные моменты осеннего периода

Период	Число дней	Величина подъема, см	Скорость подъема, см/сутки
12 IX—12.X	30	10	0,33
12—22.X	10	7	0,70
22—30.X	8	5	0,62
30.X—10.XI	11	3	0,27
10—20.XI	10	5	0,50
12.IX—10.XI	69	30	0,43

Таблица 8. Расчет поступления влаги из грунтовых вод

Период	Длительность периода, дни	Расчет притока, мм
19.IV—24.V	35	$35 \times 0,43 \times 1,06 = 16$
24.V—8.VII	45	$45 \times 0,70 \times 1,06 = 33$
8.VII—16.VII	39	$39 \times 0,70 \times 1,06 = 29$
16.VIII—14 IX	29	$29 \times 0,70 \times 1,06 = 21$
14.IX—15.X	31	$31 \times 0,43 \times 1,06 = 14$
Итого	179	113

и периода заполнения воронки. При этом нужно сделать допущение, что скорость коррективного осеннего водоподъема и скорость притока грунтовых вод в воронку в течение вегетационного периода одинаковы. Максимальная скорость коррективного водоподъема (в нашем случае 0,70 см/сутки) характеризует скорость притока в период существования максимально глубокой воронки, а средняя скорость (в нашем примере 0,43 см/сутки) характеризует скорость притока в периоды как увеличения, так и уменьшения глубины воронки. В табл. 8 приводится пример расчета поступления влаги из грунтовых вод за время существования воронки в их уровне.

Годовая величина поступления влаги из грунтовых вод исчисляется как сумма количества влаги, поступившей из грунтовых вод за счет усиленного расхода ее корнями растений в течение вегетационного периода, и величины восходящего тока влаги за время существования градиента всасывающего давления в почвенной толще.

Все сказанное выше относится к тому случаю, когда в число данных, которыми мы располагаем, входит количество осадков, достигающих поверхности почвы. Однако очень часто нам приходится пользоваться количеством осадков, измеряемых стандарт-

ными осадкомерами или дождемерами, установленными на столбе на высоте 2 м от поверхности почвы или на уровне почвы на участке, лишенном растительности. В этом случае, во-первых, в показания осадкомера или дождемера мы должны внести поправки на смачивание приемного стакана и разбрызгивание ветром, о которых говорилось выше. Во-вторых, в расходной части уравнения водного баланса появляется новое слагаемое — количество осадков, испаряющихся с поверхности надземных органов растений (Ир). Уравнение водного баланса будет выглядеть так:

$$B_1 - B_0 = (O_c + ПГВ) - (И + Ир + Д + ОГВ).$$

Сумма трех величин $И + Ир + Д$, т. е. величины физического испарения с поверхности почвы, величины испарения с надземных органов растений и величины десукции влаги из почвы растительностью, есть величина эвапотранспирации (ЭТ), или суммарное испарение. В случае, когда нет возможности определить все составляющие, входящие в понятие «эвапотранспирация», величину ее можно вычислить, исходя из формулы упрощенного водного баланса:

$$ЭТ = (B_1 - B_0) - O_c + (ОГВ - ПГВ).$$

При почвенно-гидрологических исследованиях, когда нам нужно охарактеризовать количественно водный режим почвы, г. е. определить ее водный баланс, все составляющие величины уравнения водного баланса удобно выразить в табличной форме. В табл. 9 в качестве примера приводится годовой водный баланс черноземовидной темноцветной почвы, составленный на основании наблюдений на Джаныбекском стационаре АН СССР (северо-западный Прикаспий, Уральская область).

При возможности организовать более подробные наблюдения и расчленив величину эвапотранспирации на ее составляющие, в таблицу вводятся соответствующие графы. Помимо величин, входящих в уравнение водного баланса почвы, в таблицу записываются некоторые другие показатели, помогающие лучше трактовать водный баланс почвы. Таковыми являются величины осеннего дефицита влажности почвы, величина ее влагооборота, сумма осенне-зимне-весенних осадков. Первая вычисляется как разность между запасами влаги в исследуемой толще почвы при влажности, равной НВ, и осенним остаточным запасом влаги в этой же толще и дается для того, чтобы иметь возможность сравнивать с ней величины весеннего поступления влаги в почву. Вторую величину дает сложение суммарных величин поступления влаги в почву и ее расхода; величина влагооборота позволяет судить о напряженности процессов влагообмена в почве. Третья — сумма осенне-зимне-весенних осадков — вычисляется за период между последним осенним и первым весенним определением влажности в почве. Эта величина при сравнении ее с величиной весеннего поступления влаги в почву помогает установить наличие стока, а также на-

Таблица 9. Водный баланс (мм) целинной черноземовидной темноцветной почвы для слоя 0—400 см

Гидрологический год (октябрь — сентябрь)	Сумма осенне-зимне-весенних осадков (октябрь — март)	Глубина промачивания, см	Приход влаги				итого
			приращение запаса влаги за осенне-зимне-весенний период	поступление из почвенно-грунтовых вод	летняя сумма осадков (апрель — сентябрь)		
1957/58	116	400	320	30	199	549	
1958/59	101	100	230	30	78	338	

Гидрологический год (октябрь — сентябрь)	Расход влаги						Глубина иссушения, см	Осенний дефицит влажности	Влагооборот
	отток в почвенно-грунтовые воды	эвапотранспирация				Итого			
		из весеннего почвенного запаса	за счет поступления из почвенно-грунтовых вод	за счет летних осадков (апрель — сентябрь)	итого				
1957/58	30	281	30	199	510	540	240	274	1089
1958/59	0	257	30	78	365	365	330	401	703

личие или отсутствие снегонакопления на изучаемой территории. В таблице имеются также графы, в которые записываются глубины промачивания и иссушения почвенной толщи. Глубина весеннего промачивания почвенной толщи устанавливается путем сопоставления влажности профиля почвы после снеготаяния и осенью предыдущего года. Граница промачивания проводится по слою, где увеличения влажности не наблюдается. Граница иссушения же устанавливается из сопоставления весенней (после снеготаяния) и осенней остаточной влажности того же года; проводится она по слою, где уменьшения влажности уже не отмечается. Полезно указать, при возможности, глубину залегания верхней границы капиллярной каймы и уровня грунтовых вод в начале и конце вегетационного периода.

Необходимо еще раз подчеркнуть, что годовой водный баланс почвы составляется не по календарным, а по так называемым гидрологическим годам. Началом такого года служит время, когда в почве начинает преобладать поступление влаги над ее расходом. Обычно этот момент наступает в начале октября. Поэтому началом гидрологического года и считают обычно 1 октября.

Приложение I. Поправки на сезонный ход температуры воздуха, ΔT

T, °C	Январь			Февраль			Март		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
35	-1,3	-0,8	0,0	0,5	1,0	1,3	1,4	1,4	1,3
34	-1,3	-0,8	0,0	0,5	1,0	1,3	1,5	1,5	1,4
32	-1,3	-0,7	0,0	0,5	1,0	1,3	1,5	1,6	1,5
30	-1,3	-0,7	0,0	0,5	1,0	1,4	1,7	1,8	1,7
28	-1,3	-0,7	0,1	0,5	0,9	1,4	1,8	1,9	1,8
26	-1,2	-0,6	0,1	0,4	0,9	1,4	1,8	2,1	1,9
24	-1,2	-0,6	0,1	0,5	0,9	1,4	1,9	2,2	1,9
22	-1,1	-0,5	0,2	0,6	1,0	1,4	2,0	2,3	2,0
20	-0,9	-0,2	0,3	0,7	1,1	1,5	2,0	2,4	2,0
18	-0,8	0,0	0,5	0,8	1,2	1,5	2,0	2,5	2,0
16	-0,6	0,2	0,7	1,0	1,3	1,5	2,0	2,3	2,0
14	-0,4	0,3	0,9	1,1	1,4	1,5	2,0	2,3	1,9
12	-0,4	0,6	1,0	1,2	1,4	1,5	1,9	2,2	1,9
10	-0,3	0,8	1,1	1,2	1,4	1,5	1,9	2,0	1,8
8	-0,3	1,0	1,1	1,2	1,4	1,5	1,7	1,8	1,7
6	-0,3	1,0	1,1	1,3	1,4	1,5	1,6	1,7	1,5
4	-0,3	1,0	1,1	1,3	1,4	1,5	1,5	1,5	1,4
2	-0,3	1,0	1,1	1,3	1,4	1,5	1,5	1,4	1,3
0	-0,3	1,0	1,1	1,3	1,4	1,4	1,4	1,3	1,2
-2	-0,3	1,0	1,2	1,3	1,4	1,4	1,4	1,2	1,1
-4	-0,3	1,0	1,2	1,3	1,4	1,4	1,2	1,1	0,9
-6	-0,3	1,0	1,2	1,3	1,4	1,3	1,1	0,9	0,7
-8	-0,3	1,0	1,2	1,3	1,3	1,2	1,0	0,7	0,4
-10	-0,3	1,0	1,2	1,3	1,3	1,1	0,7	0,3	0,0
-12	-0,3	1,0	1,2	1,3	1,2	1,0	0,4	-0,1	-0,5
-14	-0,3	1,0	1,2	1,3	1,2	0,8	0,2	-0,6	-1,0
-16	-0,3	1,0	1,2	1,3	1,1	0,6	-0,2	-0,9	-1,6
-18	-0,3	1,0	1,2	1,2	1,1	0,4	-0,5	-1,4	-2,1
-20	-0,3	1,0	1,2	1,2	1,0	0,3	-1,0	-2,0	-2,4
-22	-0,3	1,0	1,2	1,2	0,8	0,0	-1,4	-2,4	-2,8
-24	-0,3	1,0	1,2	1,2	0,7	-0,4	-1,9	-2,7	-3,3
-26	-0,3	1,0	1,2	1,1	0,6	-0,8	-2,2	-3,2	-3,8
-28	-0,3	1,0	1,2	1,1	0,3	-1,0	-2,4	-3,7	
-30	-0,3	1,0	1,2	1,1	0,1	-1,4	-2,7	-4,0	
-32	-0,3	1,0	1,1	1,1	0,0	-1,6	-2,8	-4,0	
-34	-0,3	1,0	1,1	1,0	-0,2	-1,8	-2,9	-4,1	
-36	-0,3	1,0	1,1	1,0	-0,4	-2,0	-3,0	-4,2	
-38	-0,3	1,0	1,0	0,8	-0,6	-2,0	-3,0	-4,2	
-40	-0,3	1,0	1,0	0,6	-0,7	-2,1	-3,1	-4,1	

Приложение I (продолжение)

T, °C	Апрель			Май			Июнь		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
35	1,2	1,0	0,4	—0,3	—1,2	—1,6	—1,0	—0,5	—0,3
34	1,3	1,1	0,6	—0,1	—1,0	—1,0	—0,2	0,1	0,2
32	1,5	1,3	1,0	0,6	—0,7	—0,1	0,7	1,0	0,7
30	1,6	1,5	1,4	1,1	1,0	1,1	1,5	1,5	1,0
28	1,6	1,6	1,7	1,8	1,8	1,9	2,1	2,0	1,2
26	1,7	1,7	2,0	2,3	2,5	2,5	2,5	2,1	1,2
24	1,8	1,8	2,2	2,6	3,0	3,0	2,6	2,2	1,3
22	1,8	1,9	2,3	2,9	3,3	3,2	2,8	2,2	1,3
20	1,9	1,9	2,3	3,0	3,4	3,5	3,0	2,3	1,3
18	1,9	1,9	2,3	3,1	3,6	3,9	3,3	2,5	1,4
16	1,8	1,9	2,2	3,1	3,7	4,1	3,7	2,7	1,5
14	1,8	1,8	2,1	3,0	3,7	4,3	4,2	2,7	1,5
12	1,7	1,8	2,0	2,9	3,5	4,2	4,4	3,0	1,6
10	1,6	1,7	1,9	2,6	3,3	3,9	4,3	3,5	1,7
8	1,6	1,6	1,8	2,3	3,1	3,5	3,9	3,9	1,6
6	1,5	1,5	1,7	2,0	2,7	3,1	3,3	3,5	1,5
4	1,4	1,4	1,6	1,8	2,2	2,6	2,6	2,9	1,3
2	1,2	1,3	1,4	1,6	1,8	2,0	1,9	2,2	1,0
0	1,1	1,1	1,1	1,2	1,4	1,4	1,3	1,6	0,4
—2	1,0	1,0	0,9	0,9	0,9	0,9	0,8	1,0	0,0
—4	0,7	0,7	0,7	0,7	0,6	0,5	0,3	0,5	—0,1
—6	0,5	0,4	0,4	0,4	0,3	0,1	0,0	0,0	
—8	0,2	0,2	0,1	0,0	—0,1	—0,2			
—10	—0,2	—0,3	—0,3	—0,4	—0,5	—0,6			
—12	—0,7	—0,8	—0,9	—0,9	—1,0	—1,1			
—14	—1,3	—1,4	—1,5	—1,5	—1,5	—1,6			
—16	—1,8	—1,9	—2,0	—2,1	—2,1	—2,1			
—18	—2,3	—2,4	—2,4	—2,5	—2,5	—2,5			
—20	—2,7	—2,8	—2,8	—2,9	—2,9				
—22	—3,1	—3,7	—3,2	—3,3	—3,3				
—24	—3,4	—4,0	—3,7	—3,7	—3,6				
—26	—4,0	—4,0	—4,0	—4,0					
—28									
—30									
T, °C	Июль			Август			Сентябрь		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
35	—1,0	—2,4	—2,9	—4,0	—4,8	—4,8	—4,6	—4,0	—3,4
34	—0,5	—2,0	—2,8	—4,0	—5,0	—5,0	—4,6	—3,9	—3,4
32	—0,2	—1,6	—2,7	—3,8	—5,0	—5,3	—4,7	—4,0	—3,5

Приложение I (продолжение)

T, °C	Июль			Август			Сентябрь		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
30	0,0	-1,3	-2,6	-3,7	-5,0	-5,5	-4,9	-4,1	-3,6
28	0,1	-1,2	-2,5	-3,7	-5,0	-5,9	-5,2	-4,4	-3,8
26	0,1	-1,2	-2,6	-3,8	-5,0	-6,3	-5,6	-4,7	-4,0
24	0,2	-1,3	-2,8	-4,0	-5,1	-7,0	-5,9	-5,0	-4,4
22	0,0	-1,5	-3,2	-4,3	-5,5	-7,5	-7,0	-5,6	-4,8
20	0,0	-2,0	-3,6	-4,8	-5,9	-8,3	-8,0	-6,1	-5,4
18	-0,1	-2,5	-4,5	-5,7	-7,0	-9,4	-9,0	-7,1	-6,0
16	-0,4	-3,5	-5,7	-7,0	-8,4	-10,7	-10,5	-8,5	-7,1
14	-0,5	-4,2	-6,7	-8,4	-10,0	-12,5	-11,9	-10,4	-8,6
12	-0,7	-4,5	-7,8	-10,0	-12,8	-14,6	-13,9	-12,4	-10,5
10	-0,7	-4,5	-8,4	-11,5	-15,0	-18,0	-16,6	-15,0	-12,5
8	-0,6	-4,5	-8,6	-12,5	-17,2	-21,5	-20,5	-18,0	-15,0
6	-0,6	-4,5	-8,8	-12,8	-18,0	-23,0	-25,3	-22,0	-17,5
4	-0,6	-4,4	-8,7	-13,0	-18,0	-23,7	-28,8	-29,0	-21,5
2	-0,7	-4,3	-8,6	-13,0	-18,0	-23,9	-29,9	-34,0	-26,0
0	-0,8	-4,0	-8,6	-12,5	-17,5	-23,9	-30,0	-37,0	-30,0
T, °C	Октябрь			Ноябрь			Декабрь		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
35	-3,0	-2,5							
34	-3,0	-2,4							
32	-3,0	-2,5							
30	-3,1	-2,6	-2,0						
28	-3,3	-2,8	-2,2						
26	-3,6	-3,0	-2,4						
24	-3,8	-3,4	-2,7	-2,0					
22	-4,3	-3,7	-3,2	-2,5					
20	-4,8	-4,2	-3,7	-3,1	-2,3				
18	-5,4	-4,8	-4,3	-3,8	-3,0	-2,5			
16	-6,0	-5,4	-4,7	-4,3	-3,7	-3,0	-2,3		
14	-7,2	-5,9	-5,2	-4,7	-4,1	-3,5	-2,7		
12	-8,5	-6,8	-5,7	-5,2	-4,5	-4,0	-3,1	-2,1	-1,3
10	-10,0	-7,8	-6,1	-5,5	-4,8	-4,3	-3,4	-2,7	-1,3
8	-12,0	-9,0	-7,2	-5,8	-5,1	-4,5	-3,7	-2,9	-1,3
6	-14,0	-10,5	-7,9	-6,4	-5,5	-4,7	-4,0	-3,1	-1,3
4	-16,3	-12,5	-9,0	-7,0	-5,7	-5,0	-4,2	-3,2	-1,3
2	-19,5	-14,5	-10,2	-7,7	-6,0	-5,1	-4,3	-3,3	-1,3
0	-23,0	-16,5	-12,0	-8,5	-6,5	-5,4	-4,4	-3,3	-1,3

Приложение I (продолжение)

T, °C	Октябрь			Ноябрь			Декабрь		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
—2	—26,0	—19,0	—13,7	— 9,5	—7,0	—5,5	—4,5	—3,3	—1,3
—4	—29,5	—21,0	—14,7	—10,3	—7,4	—5,6	—4,5	—3,2	—1,3
—6		—23,5	—16,3	—11,0	—7,8	—5,7	—4,5	—3,2	—1,3
—8		—26,0	—18,0	—12,5	—8,0	—5,8	—4,5	—3,0	—1,3
—10		—28,0	—19,5	—13,5	—8,6	—6,0	—4,5	—2,8	—1,3
—12		—30,0	—20,5	—14,0	—9,2	—6,1	—4,5	—2,6	—1,2
—14			—21,5	—14,5	—9,7	—6,5	—4,6	—2,3	—1,2
—16			—22,5	—15,0	—10,0	—6,8	—4,6	—2,0	—1,2
—18			—23,0	—15,5	—10,5	—7,0	—4,7	—2,0	—1,2
20			—23,5	—16,0	—11,0	—7,3	—4,7	—2,0	—1,2
22			—24,0	—17,0	—11,5	—7,5	—4,8	—2,0	—1,2
24			—25,0	—17,5	—12,0	—8,0	—5,0	—2,1	—1,2
26			—25,5	—18,5	—12,5	—8,0	—5,0	—2,2	—1,3
28			—26,5	—19,5	—12,5	—8,4	—5,3	—2,5	—1,3
30			—27,0	—20,0	—13,0	—8,5	—5,5	—2,7	—1,4
32			—27,5	—20,5	—13,5	—8,8	—5,5	—3,0	—1,5
34			—28,0	—21,0	—14,0	—9,0	—5,7	—3,0	—1,5
36			—28,5	—21,5	—14,5	—9,3	—6,0	—3,0	—1,5
38			—29,0	—22,0	—14,5	—9,3	—6,0	—3,1	—1,5
40			—29,5	—22,5	—14,5	—9,5	—6,0	—3,3	—1,5

Приложение II. Поправки на сезонный ход влажности воздуха, Δe

T, °C	Январь			Февраль			Март		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
28								1,6	1,7
26						1,3	1,4	1,5	1,6
24	—0,7				1,1	1,2	1,4	1,4	1,5

Приложение II (продолжение)

T, °C	Январь			Февраль			Март		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
22	—0,6	0,0	0,4	0,8	1,1	1,2	1,3	1,4	1,4
20	—0,5	0,0	0,4	0,8	1,1	1,2	1,3	1,3	1,3
18	—0,5	0,0	0,4	0,8	1,1	1,2	1,2	1,2	1,2
16	—0,4	0,0	0,4	0,8	1,0	1,1	1,2	1,1	1,1
14	—0,3	0,1	0,4	0,7	1,0	1,1	1,1	1,0	1,0
12	—0,3	0,1	0,4	0,7	0,9	1,0	1,0	0,9	0,9
10	—0,3	0,1	0,4	0,6	0,8	0,9	0,9	0,8	0,8
8	—0,2	0,1	0,4	0,6	0,8	0,8	0,8	0,7	0,7
6	—0,2	0,2	0,4	0,5	0,7	0,7	0,7	0,6	0,6
4	—0,1	0,2	0,4	0,5	0,6	0,6	0,6	0,5	0,5
2	—0,1	0,2	0,3	0,5	0,6	0,5	0,5	0,4	0,4
0	—0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,5	0,4	0,4	0,3
— 2	0,0	0,2	0,3	0,4	0,5	0,4	0,4	0,3	0,2
— 4	0,0	0,2	0,3	0,4	0,4	0,4	0,3	0,3	0,2
— 6	0,0	0,2	0,3	0,3	0,4	0,3	0,2	0,2	0,1
— 8	0,0	0,2	0,3	0,3	0,3	0,3	0,2	0,1	0,0
—10	0,0	0,1	0,2	0,3	0,3	0,2	0,1	0,1	0,0
—12	0,0	0,1	0,2	0,3	0,2	0,2	0,1	0,0	
—14	0,0	0,1	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1		
—16	0,0	0,1	0,2	0,2	0,2	0,1	0,0		
—18	0,1	0,1	0,2	0,2	0,1	0,1	0,0		
—20	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,0			
—22	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,0			
—24	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0			
—26	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0			
—28	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0				
—30	0,1	0,1	0,1	0,1	0,0				
—32	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0				
—34	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0				
—36	0,1	0,1	0,1	0,0					
—38	0,1	0,1	0,0	0,0					
—40	0,1	0,0	0,0	0,0					

T, °C	Апрель			Май			Июнь		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
35							—0,8	—2,0	—2,0
34						0,2	—0,5	—1,7	—1,8

Приложение II (продолжение)

T, °C	Апрель			Май			Июнь		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
32				1,6	0,9	0,3	—0,4	—1,5	—1,0
30	2,0	2,5	3,0	1,8	1,3	0,6	—0,2	—1,2	—0,9
28	1,9	2,3	3,5	2,3	1,6	0,8	—0,1	—0,8	—0,7
26	1,8	1,9	3,1	3,5	1,8	1,2	0,4	—0,4	—0,6
24	1,7	1,8	2,4	4,0	3,0	1,7	0,8	—0,1	—0,5
22	1,5	1,6	2,0	3,3	4,0	2,6	1,4	0,0	—0,3
20	1,4	1,4	1,8	2,6	4,0	3,6	2,0	0,7	—0,4
18	1,2	1,3	1,6	2,2	3,4	4,0	2,9	1,4	—0,3
16	1,1	1,2	1,5	1,9	3,0	4,0	3,5	2,0	—0,1
14	0,9	1,0	1,3	1,8	2,5	3,4	3,6	2,7	0,2
12	0,8	0,9	1,1	1,6	2,1	2,9	3,3	3,1	0,7
10	0,8	0,8	1,0	1,3	1,8	2,3	2,7	2,6	0,7
8	0,7	0,8	0,8	1,0	1,5	1,7	1,9	1,7	0,3
6	0,6	0,7	0,7	0,8	1,0	1,1	1,1	0,8	—0,2
4	0,5	0,5	0,6	0,6	0,7	0,5	0,3	0,0	
2	0,4	0,4	0,4	0,4	0,2	0,0			
0	0,3	0,3	0,3	0,1	0,0				
—2	0,2	0,2	0,1	0,0					
—4	0,1	0,1	0,0						
—6	0,1	0,0							
—8	0,0								

T, °C	Июль			Август			Сентябрь		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
35	—0,4	0,5	1,0	—0,5					
34	—0,6	0,6	0,9	—0,5					
32	—0,3	0,6	0,5	—0,6	—1,3	—1,9	—1,9	—1,3	
30	—0,3	0,5	0,3	—0,6	—1,4	—2,1	—2,0	—1,5	—1,1
28	—0,3	0,3	0,1	—0,7	—1,7	—2,3	—2,0	—1,7	—1,3
26	—0,4	0,0	—0,2	—1,0	—2,0	—2,5	—2,2	—1,8	—1,5
24	—0,5	—0,7	—0,7	—1,4	—2,3	—2,7	—2,4	—2,0	—1,7
22	—0,6	—0,2	—1,3	—2,0	—2,7	—3,0	—2,6	—2,2	—1,8
20	—1,0	—1,4	—1,9	—2,7	—3,2	—3,4	—2,9	—2,4	—2,0
18	—1,4	—2,0	—2,8	—3,5	—3,9	—3,8	—3,2	—2,6	—2,2
16	—1,8	—3,0	—3,9	—4,4	—4,6	—4,3	—3,6	—2,9	—2,5
14	—2,3	—4,2	—5,0	—5,4	—5,4	—4,8	—4,0	—3,3	—2,8
12	—2,4	—5,0	—6,1	—6,4	—6,2	—5,3	—4,5	—3,8	—3,2
10	—2,5	—5,6	—6,8	—7,8	—7,2	—6,0	—5,1	—4,3	—3,7
8	—2,6	—5,7	—7,2	—8,2	—8,2	—6,9	—5,7	—4,9	—4,3

Приложение II (продолжение)

T, °C	Июль			Август			Сентябрь		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
6	—2,7	—5,7	—7,3	—8,5	—9,0	—7,7	—6,4	—5,4	—4,7
4						—8,1	—7,0	—5,9	—5,0
2							—7,3	—5,9	—4,8
0								—5,7	—4,6
—2								—5,3	—4,3
—4								—4,9	—4,0
—6								—4,5	—3,7
—8								—4,0	—3,4
—10								—3,7	—3,2
—12								—3,5	—2,7

T, °C	Октябрь			Ноябрь			Декабрь		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
28	—1,0	—1,1							
26	—1,2	—1,2	—1,6						
24	—1,4	—1,3	—1,7	—2,1					—2,0
22	—1,5	—1,5	—1,7	—2,1	—2,4	—2,5	—2,4	—2,1	—2,0
20	—1,7	—1,6	—1,8	—2,2	—2,5	—2,5	—2,3	—2,0	—1,9
18	—1,8	—1,9	—1,9	—2,2	—2,6	—2,5	—2,2	—1,9	—1,8
16	—2,0	—2,0	—1,9	—2,3	—2,6	—2,5	—2,0	—1,8	—1,7
14	—2,3	—2,4	—2,2	—2,5	—2,7	—2,2	—1,9	—1,8	—1,7
12	—2,7	—2,8	—2,5	—2,8	—2,6	—2,0	—1,8	—1,6	—1,5
10	—3,2	—3,3	—2,9	—2,9	—2,4	—1,9	—1,7	—1,5	—1,4
8	—3,6	—3,6	—3,0	—2,8	—2,1	—1,8	—1,5	—1,4	—1,2
6	—4,2	—3,6	—3,1	—2,5	—1,9	—1,7	—1,4	—1,2	—1,0
4	—4,3	—3,3	—2,9	—2,3	—1,8	—1,5	—1,3	—1,0	—0,8
2	—4,1	—3,0	—2,6	—2,1	—1,7	—1,4	—1,1	—0,8	—0,6
0	—3,8	—2,8	—2,4	—1,9	—1,6	—1,3	—1,0	—0,7	—0,5
— 2	—3,5	—2,6	—2,3	—1,8	—1,5	—1,2	—0,9	—0,6	—0,4
— 4	—3,3	—2,4	—2,0	—1,7	—1,4	—1,1	—0,8	—0,5	—0,3
— 6	—3,0	—2,3	—1,9	—1,6	—1,3	—1,0	—0,7	—0,5	—0,3
— 8	—2,7	—2,0	—1,8	—1,5	—1,2	—0,9	—0,6	—0,4	—0,2
—10	—2,6	—1,9	—1,7	—1,4	—1,1	—0,8	—0,6	—0,3	—0,2
—12	—2,4	—1,8	—1,6	—1,3	—1,0	—0,7	—0,5	—0,3	—0,1
—14	—2,2	—1,7	—1,5	—1,2	—0,9	—0,7	—0,4	—0,2	—0,1
—16	—2,0	—1,6	—1,4	—1,1	—0,8	—0,6	—0,4	—0,2	—0,1
—18	—1,9	—1,5	—1,3	—1,0	—0,8	—0,5	—0,3	—0,1	—0,1
—20	—1,8	—1,4	—1,2	—1,0	—0,7	—0,4	—0,3	—0,1	—0,0
—22	—1,6	—1,4	—1,1	—0,9	—0,6	—0,4	—0,2	—0,1	—0,0

Приложение II (окончание)

T, °C	Октябрь			Ноябрь			Декабрь		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
—24				—0,8	—0,6	—0,3	—0,2	—0,1	0,0
—26				—0,7	—0,5	—0,3	—0,1	—0,1	0,0
—28				—0,7	—0,4	—0,2	—0,1	—0,0	0,0
—30				—0,6	—0,4	—0,2	—0,1	—0,0	0,0
—32				—0,5	—0,3	—0,1	—0,1	—0,0	0,0
—34				—0,4	—0,2	—0,1	—0,1	—0,0	0,0
—36				—0,3	—0,2	—0,1	—0,0	—0,0	0,0
—38					—0,2	—0,1	—0,0	—0,0	0,0
—40					—0,2	—0,1	—0,0	—0,0	0,0

Приложение III. Величины испарения (мм/сутки) с поверхности почвы в зависимости от исправленных значений температуры и влажности воздуха

e, мм	T, °C							
	—30	—29	—28	—27	—26	—25	—24	—23
1	—0,1	—0,1	—0,1	—0,1	—0,1	0	0	0
2	—0,3	—0,3	—0,3	—0,3	—0,3	—0,2	—0,2	—0,2
3	—0,5	—0,5	—0,5	—0,5	—0,5	—0,5	—0,4	—0,4

e, мм	T, °C							
	—22	—21	—20	—19	—18	—17	—16	—15
1	0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,2
2	—0,2	—0,1	—0,1	—0,1	—0,1	0	0	0,5
3	—0,4	—0,4	—0,4	—0,3	—0,3	—0,2	—0,2	0,5
4					—0,5	—0,5	—0,4	0,5

e, мм	T, °C							
	—14	—13	—12	—11	—10	—9	—8	—7
1	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,5	0,5	0,5
2	0,5	0,5	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6
3	0,6	0,6	0,6	0,7	0,7	0,8	0,8	0,8
4	0,5	0,6	0,6	0,7	0,8	0,8	0,9	0,9
5	0,5	0,6	0,6	0,7	0,7	0,8	0,9	0,9

Приложение III (продолжение)

e, мб	T, °C							
	—14	—13	—12	—11	—10	—9	—8	—7
6		0,5	0,5	0,6	0,7	0,8	0,8	0,9
7			0,5	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9
8					0,5	0,6	0,7	0,8

e, мб	T, °C							
	—6	—5	—4	—3	—2	—1	0	+1
1	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
2	0,6	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7
3	0,8	0,8	0,8	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9
4	0,9	1,0	1,0	1,0	1,1	1,1	1,1	1,1
5	1,0	1,0	1,1	1,1	1,2	1,2	1,2	1,3
6	1,0	1,1	1,1	1,2	1,2	1,3	1,4	1,4
7	1,0	1,0	1,1	1,2	1,3	1,3	1,4	1,4
8	0,9	1,0	1,0	1,1	1,2	1,3	1,4	1,5
9			1,0	1,0	1,1	1,2	1,4	1,5
10				1,0	1,1	1,2	1,3	1,4
11					1,0	1,1	1,2	1,3

e, мб	T, °C							
	2	3	4	5	6	7	8	9
1	0,5	0,5	0,6	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
2	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7
3	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9	0,9
4	1,1	1,2	1,2	1,2	1,2	1,1	1,1	1,1
5	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3
6	1,4	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5	1,5
7	1,5	1,6	1,6	1,7	1,7	1,7	1,7	1,7
8	1,6	1,7	1,7	1,8	1,8	1,9	1,9	1,9
9	1,5	1,6	1,7	1,8	1,9	2,0	2,0	2,0
10	1,5	1,6	1,7	1,8	1,9	2,0	2,1	2,2
11	1,4	1,5	1,6	1,8	1,9	2,0	2,1	2,1
12		1,5	1,6	1,7	1,8	1,9	2,0	2,1
13								2,0

Приложение III (продолжение)

e, мб	T, °C							
	10	11	12	13	14	15	16	17
1	0,5							
2	0,7	0,7	0,6	0,6	0,6	0,5	0,5	0,5
3	0,9	0,9	0,8	0,8	0,8	0,8	0,7	0,7
4	1,1	1,1	1,0	1,0	1,0	0,9	0,9	0,8
5	1,3	1,3	1,3	1,2	1,2	1,2	1,1	1,0
6	1,5	1,5	1,5	1,4	1,4	1,3	1,3	1,2
7	1,7	1,7	1,7	1,6	1,6	1,5	1,5	1,4
8	1,9	1,9	1,9	1,8	1,8	1,7	1,7	1,6
9	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	1,9	1,9	1,8
10	2,2	2,2	2,2	2,2	2,1	2,1	2,0	2,0

e, мб	T, °C							
	10	11	12	13	14	15	16	17
11	2,2	2,3	2,4	2,3	2,3	2,3	2,2	2,2
12	2,2	2,3	2,4	2,5	2,5	2,5	2,4	2,4
13	2,2	2,3	2,4	2,5	2,6	2,6	2,6	2,6
14		2,4	2,2	2,3	2,5	2,6	2,7	2,8
15					2,4	2,5	2,6	2,7
16								2,7
17								2,8
18								2,8
19								2,9
20								2,9

e, мб	T, °C							
	18	19	20	21	22	23	24	25
3	0,6	0,6	0,5	0,5	0,5			
4	0,8	0,8	0,7	0,7	0,6	0,6	0,5	0,5
5	1,0	0,9	0,9	0,8	0,8	0,7	0,7	0,6
6	1,2	1,1	1,0	1,0	0,9	0,9	0,8	0,8
7	1,4	1,3	1,2	1,2	1,1	1,0	1,0	0,9
8	1,5	1,5	1,4	1,3	1,3	1,2	1,1	1,1
9	1,7	1,7	1,6	1,5	1,4	1,4	1,3	1,2
10	1,9	1,8	1,8	1,7	1,6	1,5	1,4	1,4
11	2,1	2,0	1,9	1,9	1,8	1,7	1,6	1,5
12	2,3	2,2	2,2	2,1	2,0	1,9	1,8	1,7
13	2,5	2,4	2,3	2,2	2,1	2,0	2,0	1,9
14	2,7	2,6	2,6	2,5	2,4	2,3	2,2	2,0
15	2,9	2,9	2,8	2,7	2,6	2,5	2,4	2,2

Приложение III (продолжение)

е, мб	Т, °С							
	18	19	20	21	22	23	24	25
16	3,0	3,0	3,0	2,9	2,8	2,7	2,6	2,4
17	3,0	3,1	3,1	3,1	3,0	2,9	2,8	2,7
18	3,0	3,1	3,2	3,2	3,2	3,1	3,0	2,9
19		3,1	3,2	3,3	3,3	3,3	3,2	3,1
20			3,2	3,3	3,4	3,4	3,4	3,4
21					3,4	3,5	3,6	3,6
22						3,5	3,7	3,7
23						3,5	3,7	3,8
24							3,7	3,8
25								3,8

е, мб	Т, °С									
	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35
5	0,6	0,6	0,5							
6	0,7	0,7	0,6	0,6	0,5	0,5				
7	0,9	0,8	0,8	0,7	0,7	0,6	0,6	0,5		
8	1,0	0,9	0,9	0,8	0,8	0,7	0,7	0,6	0,6	0,5
9	1,2	1,1	1,0	1,0	0,9	0,9	0,8	0,7	0,7	0,6
10	1,3	1,2	1,2	1,1	1,0	1,0	0,9	0,8	0,8	0,7
11	1,4	1,4	1,3	1,2	1,1	1,1	1,0	0,9	0,9	0,8
12	1,6	1,5	1,4	1,4	1,3	1,2	1,1	1,1	1,0	0,9
13	1,8	1,7	1,6	1,5	1,4	1,3	1,2	1,2	1,1	1,0
14	1,9	1,8	1,7	1,6	1,5	1,4	1,4	1,3	1,3	1,2
15	2,1	2,0	1,9	1,8	1,7	1,6	1,5	1,4	1,3	1,3
16	2,3	2,2	2,0	1,9	1,8	1,7	1,6	1,5	1,4	1,4
17	2,5	2,4	2,2	2,1	2,0	1,9	1,8	1,7	1,6	1,5

е, мб	Т, °С									
	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35
18	2,8	2,6	2,5	2,3	2,2	2,0	1,9	1,8	1,7	1,6
19	3,0	2,8	2,7	2,5	2,4	2,2	2,1	2,0	1,9	1,8
20	3,2	3,1	3,0	2,8	2,6	2,4	2,3	2,1	2,0	1,9
21	3,5	3,4	3,2	3,0	2,9	2,7	2,5	2,3	2,2	2,0
22	3,7	3,6	3,5	3,3	3,1	3,0	2,8	2,6	2,4	2,2
23	3,9	3,9	3,8	3,6	3,4	3,2	3,0	2,8	2,6	2,4
24	4,0	4,0	4,1	3,9	3,8	3,6	3,4	3,1	2,9	2,7
25	4,0	4,1	4,2	4,2	4,1	3,9	3,7	3,5	3,2	3,0
26	4,0	4,1	4,3	4,5	4,4	4,3	4,1	3,8	3,6	3,4
27	4,0	4,1	4,3	4,5	4,7	4,6	4,5	4,2	4,0	4,0
28			4,3	4,5	4,7	4,9	4,8	4,6	4,4	

- Абрамова М. М.* К вопросу об эффективности летних осадков в условиях засушливого климата.— Почвоведение, 1962, № 9.
- Абрамова М. М.* О передвижении парообразной влаги в почве.— Почвоведение, 1963, № 10.
- Абрамова М. М.* Испарение почвенной влаги в засушливых условиях.— Почвоведение, 1968, № 8.
- Абрамова М. М., Большаков А. Ф. и др.* Испарение из почвы подвешенной влаги. Почвоведение, 1956, № 2.
- Агрофизические методы исследования почвы.* М., «Наука», 1966.
- Алпатъев А. М.* Благооборот культурных растений. Л., Гидрометеиздат, 1954.
- Антипов-Каратаев И. Н., Антипова-Каратаева Т. Ф., Ясинский А. Н.* Физико-химические свойства почв в зависимости от состава и соотношения обменных катионов.— Коллоидный журнал, т. 1. Воронеж, 1925.
- Аппин А. А.* Методика определения влажности гипсоносных почв нейтронным методом.— Труды ВНИИГиМ, т. 48, 1970.
- Астапов С. Н. и Долгов С. И.* Руководство по почвенно-мелиоративным исследованиям в степных и лесостепных районах Европейской части СССР, ч. 2. Методы мелиоративной характеристики почв. Изд. МСХ, 1953.
- Астапов С. Н. и Долгов С. И.* Методы изучения водно-физических свойств почв и грунтов.— В сб.: Почвенная съемка. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Бакаев Н. М. и Попков С. Н.* Ускоренное определение влажности почвы весовым методом.— Почвоведение, 1968, № 1.
- Бахтин П. У., Егоров Л. И., Польский М. Н.* Объемная влажность почвы и ее определение при лесогидрологических исследованиях.— В сб.: Гидроклиматические исследования в лесах Сибири. М., «Наука», 1967.
- Бердышев В. Д.* Бур для работы в водонасыщенных грунтах.— Почвоведение, 1959, № 9.
- Будыко М. И.* Тепловой баланс земной поверхности. Л., Гидрометеиздат, 1956.
- Будыко М. И.* Климат и жизнь. Л., Гидрометеиздат, 1971.
- Булавко А. Г.* Водный баланс речных водосборов. Л., Гидрометеиздат, 1971.
- Васильев И. С.* Водный режим дерново-подзолистых почв.— Труды Почвенного ин-та им. В. В. Докучаева, т. 32. М., Изд-во АН СССР, 1950.
- Васильев И. С.* Водный режим дерново-подзолистых почв под лесом и пашней.— В сб.: Современные почвенные процессы в лесной зоне Европейской части СССР. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Васильев И. С., Роде А. А.* «Мечение» почвенной влаги как метод изучения передвижения влаги в почве.— Почвоведение, 1960, № 4.
- Вериг С. А., Разумова Л. А.* Почвенная влага и ее значение в сельскохозяйственном производстве, Л., Гидрометеиздат, 1963.
- Воронков Н. А.* Пространственное варьирование влажности песчаных почв под насаждениями сосны.— Почвоведение, 1967, № 10.
- Воронков Н. А.* Влагообеспеченность сосновых насаждений на степных песчаных почвах и методы ее определения.— Почвоведение, 1969, № 4.
- Герцык В. В.* Некоторые данные о роли осадков вегетационного периода в пополнении запаса влаги в почве.— Труды Центр черноз. гос. заповедника, вып. 4. Курск, 1957.
- Годлин М. М.* Почвенный пропеллерный бур.— Почвоведение, 1965, № 3.
- Давыдов В. К.* Испарение с водной поверхности в Европейской части СССР.— Труды НИУ ГУГМС, серия IV, вып. 12, 1944.
- Данилин А. И.* Измерение влажности почвы по омическому сопротивлению угольных электродов в стекловолокну, помещенных в почву.— Метеорология и гидрология, 1956, № 7.
- Данилин А. И.* Фотоэлектрический способ определения влажности почв и грунтов.— Почвоведение, 1965, № 11.

- Дмитриев Е. А.* Об определении необходимого числа повторностей в экспериментальной работе почвоведов.— Вестник МГУ. Биология, почвоведение, 1966, № 4.
- Дмитриев Е. А.* К методике полевого изучения путей передвижения в почве жидкой влаги.— Биологические науки, 1971, № 5.
- Дмитриев Е. А.* Математическая статистика в почвоведении. Изд-во МГУ, 1972.
- Долгов С. И.* Исследование подвижности почвенной влаги и ее доступности для растений. М., Изд-во АН СССР, 1948.
- Долгов С. И., Виноградова Г. Б.* Почвенная влажность разрыва капиллярной связи, ее практическое значение и новый метод определения.— Почвоведение, 1970, № 1.
- Долгов С. И.* (с участием Вадюниной и Нерсесовой). Методы изучения водных свойств и водного режима почвы.— В сб.: Агрофизические методы исследования почв. М., «Наука», 1966.
- Дроздов О. А., Григорьева А. С.* Многолетние циклические колебания атмосферных осадков на территории СССР. Л. Гидрометеоиздат, 1971.
- Думанский А. В.* Вода в почве и ее доступность растению, вып. 2. Воронеж, Изд. ГосНИИ коллоидной химии, 1934.
- Думанский А. В., Войцеховский Р. В.* Методы определения гидрофильности дисперсных систем.— Коллоидный журнал, т. X, № 6. М., 1948.
- Думанский А. В., Овчаренко Ф. Д.* Теплота смачивания глуховского каолина и часов-ярской глины.— Коллоидный журнал, № 5. М., 1950.
- Емельянов В. А.* Гамма-лучи и нейтроны в полевых почвенно-мелиоративных исследованиях. М., Атомиздат, 1962.
- Емельянов В. А.* Нейтронный индикатор влажности.— Гидротехника и мелиорация, 1964, № 9.
- Емельянов В. А.* Способы нейтронметрии влажности засоленных почво-грунтов.— Труды ВНИИГиМ, т. 48, 1970.
- Емельянов В. А., Бескин Л. И.* Влияние плотности почво-грунтов на показания нейтронных влагомеров.— Труды ВНИИГиМ, т. 48, 1970.
- Емельянов В. А., Бескин Л. И., Осипов В. Н.* Нейтронный влагомер НИВ, гамма-гамма-плотномеры ГГП и ПГП, их погрешности и технико-экономические показатели. М., Изд. Гос. произв. комитета по орош. земледелию и водн. хоз-ву СССР, 1965.
- Жибаровский А. Н. и Шербина Т. С.* Раскрывной почвенный бур.— Почвоведение, 1965, № 11.
- Зайдельман Ф. Р.* Определение объемного веса торфяных почво-грунтов.— Почвоведение, 1955, № 5.
- Зайдельман Ф. Р.* Методика исследования некоторых физических и водно-физических свойств каменистых почв.— Почвоведение, 1957, № 1.
- Зайдельман Ф. Р.* Особенности изучения физических свойств заболоченных и болотных почв.— В сб.: Агрофизические методы исследования почв. «Наука», 1966.
- Зайдельман Ф. Р., Виноградов В. Г.* О нижней границе доступной для растений влаги в торфяных почвах.— Почвоведение, 1960, № 7.
- Заливадный Б. С.* О теплоемкостном способе дистанционного определения влажности грунта земляного полотна. СоюзДОРНИИ, вып. 2, 1964.
- Златев Г. С.* Счетные приборы для вычисления процентов влажности почвы.— Почвоведение, 1965, № 9.
- Иванов Н. Н.* Ландшафтно-климатические зоны земного шара.— Зап. ВГО, нов. серия, 1948, т. 1.
- Иванов Л. А., Силина А. А., Цельникер Ю. Л.* О методе быстрого взвешивания для определения транспирации в естественных условиях.— Ботанический журнал, 1950, т. 35, № 2.
- Иванов Л. А., Жмур Д. Г., Силина А. А., Цельникер Ю. Л.* Об определении транспирационного расхода древостоем леса.— Ботанический журнал, 1951, т. 36, № 11.
- Ильин И. Р.* К методике определения общих запасов почвенной влаги при различной обработке почвы.— Почвоведение, 1958, № 6.

- Йозеф М.* Новый почвенный бур разъемного типа. — Почвоведение, 1959, № 8.
- Каплюк Л. Ф.* К методике определения влажности почв, содержащих щебень влагоемких пород. — Почвоведение, 1968, № 9.
- Качинский Н. А.* О влажности почвы и методах ее изучения. М. — Л., Сельхозгиз, 1930.
- Костун А. П.* Усовершенствованный полевой метод определения влажности разрыва капиллярной связи. — Почвоведение, 1973, № 8.
- Кокоина Т. П.* Водный режим мощных черноземов и влагообеспеченность на них сельскохозяйственных культур. М., «Колос», 1974.
- Константинов А. Р.* Испарение в природе. Л., Гидрометеиздат, 1968.
- Кривошлыков К. И., Головинов И. И.* Таблицы для вычисления влажности почвы. Л., Гидрометеиздат, 1966.
- Кулик Н. Ф.* Облегченная штанга к ручному буру и формулы расчета количества работ, выполняемых при бурении. — Почвоведение, 1965, № 5.
- Лытнев И. А.* Быстрый метод определения порозности насыщением керосином в вакууме и последующим взвешиванием. — Почвоведение, № 1, 1966.
- Мастинская С. Б.* К уточнению методики определения влажности почвы в разных почвенно-климатических условиях. — Труды ЦИП, вып. 83, 1959.
- Материалы семинара по расчетам водного баланса речных бассейнов и организации комплексных воднобалансовых и агрометеорологических наблюдений. Валдай, Изд. ГГИ, 1966.
- Мацкевич В. Б.* Лабораторный метод определения влажности разрыва капиллярной связи. 3-й делегатский съезд почвоведов. Тезисы, Тарту, 1966.
- Методическое руководство по изучению почвенной структуры. Л., «Колос», 1969.
- Мухин М. В.* Об изменении водно-физических свойств почвы под влиянием промерзания и оттаивания. — Труды ЦИП, вып. 133, 1967.
- Наставление гидрометеорологическим станциям и постам, вып. 3, ч. 1. Л., Гидрометеиздат, 1958.
- Неговелов С. Ф.* Малогабаритный почвенный бур новой конструкции. — Почвоведение, 1960, № 1.
- Николаев А. В.* К методике определения максимальной гигроскопичности в почвах. — Почвоведение, 1936, № 1.
- Никольский Ю. Н.* Исследование водного режима почво-грунтов с помощью нейтронного влагомера НИВ-1 при орошении в условиях глубокого залегания грунтовых вод. — Труды ВНИИГиМ, т. 48, 1970.
- Овчинников М. Н.* Таблицы для вычисления влажности почвы. Л., Гидрометеиздат, 1950.
- Овчинников М. Н. и Кудряшев Г. М.* Таблицы для вычисления влажности почвы. Л., Гидрометеиздат, 1958.
- Оловянникова И. Н.* Взаимоотношения древесной и травянистой растительности в лесных насаждениях на южных черноземах Сталинградской области. — Труды Ин-та леса, т. 43. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- Оловянникова И. Н.* Водный режим растительности солонцового комплекса Прикаспия и условия лесоразведения. — В сб.: Искусственные насаждения и их водный режим в зоне каштановых почв. М., «Наука», 1966.
- Переверзев В. Н.* Формула для вычисления полной влагоемкости торфяно-болотных почв. — Почвоведение, 1968, № 8.
- Петров Е. Г.* Почвенный механизированный бур для взятия образцов. — Почвоведение, 1959, № 8.
- Покровский Г. И.* Рефлектометр — прибор для оптического исследования грунтов. — Труды Гос. научн.-экспер. ин-та гражд. пром. и инженерных сооружений, вып. 6. М., 1930.
- Польский М. Н.* Способы обработки, изображения и анализа данных по динамике влажности почвы. — Почвоведение, 1958, № 11.
- Польский М. Н.* К методике полевого определения объемного веса и влажности сыпучих буровых песков. В сб.: Гидроклиматические исследования в лесах Сибири. М., «Наука», 1967.

- Польский М. Н., Киссис Т. Я.* Опыт раздельного учета влаги, расходуемой путем десукции и физического испарения из почвы под растительностью. — В сб.: Почвенно-гидрологические исследования в лесу и лесных культурах. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Поляков Ю. А.* Применение тяжелой воды в почвенно-агрохимических исследованиях. — В сб.: Физико-химические методы исследования почв. М., «Наука», 1966.
- Попов Л. В.* Методы определения влажности почв. — Труды Вост-Сиб. филиала, серия биол., вып. 31. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Преображенская М. В.* Результаты применения гамма-излучений для наблюдений за динамикой запасов влаги в почвах совхоза «Пахта-Арала». — Почвоведение, 1959. № 10.
- Приборы для исследований по земледелию.* Каталог. Бур М. Н. Польского и П. У. Бахтина. М., Сельхозгиз, 1959.
- Разумова Л. А.* Пространственная изменчивость и способы учета влажности почвы на орошаемых полях. — Труды ЦИП, вып. 145, 1965.
- Рац И. И.* Влажность почвы и расход влаги на десукцию корневыми системами древостой в грабовом насаждении. Проблемы советского почвоведения, сб. 6. М., Изд-во АН СССР, 1938.
- Рогоцкий В. В.* Результаты наблюдений на агроводнобалансовом полигоне ВНИГЛ. — Труды ГГИ, вып. 105. Л., Гидрометеиздат, 1969.
- Рогоцкий В. В.* Исследование влагообмена в зоне аэрации и влагообеспеченности сельскохозяйственных культур. — Труды ГГИ, вып. 198. Л., Гидрометеиздат, 1971.
- Роде А. А.* Основы учения о почвенной влаге, т. 1. Л., Гидрометеиздат, 1965.
- Роде А. А.* Методы изучения водного режима почв. Основы учения о почвенной влаге, т. 2. Л., Гидрометеиздат, 1969.
- Роде А. А.* Распределение атмосферных осадков по суточным суммам и вопрос об их эффективности. — Почвоведение, 1971, № 11.
- Рожков В. А.* О радиометрии плотности и влажности почв в агрофизических исследованиях. — Почвоведение, 1970, № 10.
- Руководство по определению агрогидрологических свойств почвы на гидрометеостанциях.* М., Гидрометеиздат, 1964.
- Рышиа В. А.* Диэлектрический влагомер для грунтов и результаты его испытаний. — Труды ГГИ, вып. 32/86. Л., Гидрометеиздат, 1951.
- Созыкин П. Ф.* Влияние леса на водные свойства почв. — Труды ВНИИЛХ, вып. 18. М., 1940.
- Справочник по климату СССР.* Л., Гидрометеиздат, 1968.
- Справочное руководство по применению ядерных методов в гидрологии и гидрогеологии.* Подготовлено рабочей группой по применению ядерных методов в гидрологии Международного гидрологического десятилетия. Пер. с англ. М., «Недра», 1971.
- Стародумов Ю. Н.* Механизированный бур для взятия образцов почв и грунтов с ненарушенным строением. — Почвоведение, 1962, № 7.
- Судницын И. И.* К вопросу о применении тензиометрических и электрометрических методов измерения влажности почв. — Почвоведение, 1959, № 12.
- Сюн-И.* Почвенный бур разъемного типа. — Почвоведение, 1956, № 7.
- Трофимов А. В.* К познанию невыделимой части почвенного раствора. — Научно-агрономический журнал, 1925, № 10.
- Турлюн И. А.* Ударно-эксцентриковый почвенный бур. — Почвоведение, 1956, № 4.
- Урываев В. А.* Экспериментальные исследования на Валдае. М., Гидрометеиздат, 1953.
- Федоровский Д. В.* Методы определения некоторых физических и водных свойств почвы, применяемые при полевых и вегетационных опытах. — В сб.: Агрохимические методы исследования почв. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Харченко С. И., Тищенко П. В.* О методике лизиметрических исследований на орошаемых землях. — Труды ГГИ, вып. 125. Л., Гидрометеиздат, 1965.

- Хлебникова Н. А., Маркова М. И.* Особенности роста и водного режима древесных пород в условиях Прикаспийской низменности.— Труды Ин-та леса, т. 25. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Чудновский А. Ф.* Новый тепловой метод для измерения динамики влажности в почве. Сб. трудов по агрофизике, вып. 5. Л., 1952.
- Шишкова К. Н.* Почвенный влагомер и его применение в мелиорации.— Гидротехника и мелиорация, 1950, № 3.
- Bouyoucos G. J. and Mick A. H.* An electrical resistance method for continuous measurement of soil moisture under field conditions.— Michig. Agr. Exp. Sta. Techn. Bull., v. 172, 1940.
- Haskell C. C. and Hawkins R. H.* D_2O — Na^{24} method for tracing soil moisture movement in the field.— Soil Sci. Soc. Amer. Proc., v. 28, 1964.
- Klute A. and Gardner W. R.* Tensiometer response time.— Soil Sci., 1962, v. 93, N 3.
- Klute A. and Peters D. B.* A recording tensiometer with a short response time.— Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 1962, v. 26, N 1.
- Kopecky J.* Die physikalischen Eigenschaften des Bodens. Prag., 1904.
- Richards L. A.* Pressure membrane apparatus construction and use. Agric. Eng., 1947, v. 28, N 10.
- Richards L. A.* Multiple tensiometer for determining the vertical component of the hydraulic gradient in soil.— Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 1954, v. 18, N 1.
- Scharpenseel H. W. und Gewehr H.* Studien zur Wasserbewegung im Boden mit Tritiumwasser. Zeitschrift für Pflanzenernährung, Düngung und Bodenkunde. B. 88 (133), H. 1, 1960.

ИССЛЕДОВАНИЕ СКЛОНОВОГО И ВНУТРИПОЧВЕННОГО СТОКА

Е. И. Чернышев

Почва — среда, где атмосферные осадки трансформируются во все остальные элементы водного баланса, и в частности в склоновый и внутрипочвенный сток. Поэтому их изучение является необходимой частью при исследовании водного режима почв.

Склоновый сток представляет собой непродуктивную для сельского и лесного хозяйства потерю влаги и является основной причиной эрозии почв, снижающей естественное плодородие почвенного покрова на больших территориях. Указанные виды стока подвержены значительным преобразованиям под влиянием земледелия и агролесомелиорации, которые являются массовыми мероприятиями, энергично влияющими на водный режим.

В целом воднобалансовые исследования позволяют оценить все элементы водных ресурсов, их взаимосвязь, выявить гидрологическую и противоэрозионную эффективность различных агротехнических приемов, направленных на повышение продуктивности сельскохозяйственного производства, а также цепь взаимосвязанных преобразований водного баланса и эрозии почв под влиянием агролесомелиорации. Остановимся на методических принципах и технических приемах подобных работ.

Впервые количественная оценка склонового стока в СССР была произведена еще в 1923 г. (С. И. Небольсиным и П. П. Надеевым в Московской области и И. А. Шаровым в Заволжье), идея же организации стоковых станций для углубленного экспериментального изучения элементов водного баланса и стока была выдвинута М. А. Великановым в конце 20-х годов (Великанов, Львович, 1932). С этого времени исследования такого рода получили довольно широкое развитие. В настоящее время на территории СССР исследования водного баланса и стока проводятся более чем в 20 пунктах (Водный баланс СССР..., 1969). Широко эти работы поставлены и за рубежом.

В проведении подобных экспериментов определились два основных направления. Одно, широко распространенное в США, связано с постановкой наблюдений одновременно на большом количестве объектов, подбор которых на изучаемой территории носит случайный характер. Полученные результаты после статистической обработки распространяются на исследуемую терри-

торию. Поскольку случайно выбранные объекты часто обладают какими-либо исключительными, совершенно не типичными для района исследований свойствами, подобный метод экспериментальных исследований требует огромных средств, труда и неизбежно вызывает необходимость выбраковывать большое количество полученных данных.

Второе направление, принятое в СССР, связано с изучением водного баланса и стока на значительно меньшем количестве объектов, но не случайно разбросанных по территории, а размещенных в условиях, наиболее типичных для района исследований. Соблюдение этого принципа позволяет без излишнего повторения трудоемких опытов получить результаты, с достаточной точностью отражающие влияние определенного фактора на формирование водного баланса и стока и вполне пригодные для экстраполяции их на другие территории, сходные по природным и хозяйственным условиям. Поэтому возможности использования данных этих экспериментальных наблюдений намного выше, чем при массовом статистическом подходе. Отсюда вытекают все преимущества второго направления в организации и проведении экспериментальных воднобалансовых исследований.

Наиболее ответственной частью экспериментальных работ второго направления является выбор объектов исследования, поэтому мы укажем прежде всего на основные условия для правильной постановки такого эксперимента. Первым условием является четкое представление о его цели. Вторым — полное знание физико-географических и хозяйственных особенностей района исследования и территории, на которую предполагается распространить полученные результаты. Третьим — репрезентативность объектов экспериментальных исследований. Сюда входит строгое соответствие подобранных объектов физико-географическим и хозяйственным особенностям данного района и правильный подбор их по принципу: «все факторы схожи, за исключением одного изучаемого».

Все это требует хорошего понимания дела и тщательных предварительных исследований природных и хозяйственных условий района работ и экспериментальных объектов. Для этого, прежде чем приступить к выбору объектов, необходимо произвести подробные ландшафтные, топографические, почвенные и геоботанические исследования.

Опыт экспериментальных исследований показывает, что изучение склонового и внутрипочвенного стока в чистом виде целесообразно проводить на стоковых (воднобалансовых) площадках (Корзун, 1968; Львович, 1963; Молчанов, 1960; Урываев, 1953). Они представляют собой единственное надежное средство для изучения склонового и внутрипочвенного стока, не нарушенного русловым регулированием. Не существует также более совершенного метода и для изучения влияния на водный баланс и сток антропогенных факторов. Однако все это будет обеспечено лишь при

условии, что выбору и устройству объектов будет уделено необходимое внимание.

Стоковые (воднобалансовые) площадки следует подбирать парами или группами так, чтобы они были схожи по всем признакам, кроме изучаемого. Необходима повторность опыта. Размеры площадок в зависимости от задач исследований и местных условий могут сильно варьировать. Однако необходимость получения данных, характеризующих особенности формирования водного баланса и стока с наибольшей полнотой и без сильных искажений, требует, чтобы выбранные площадки обеспечивали условия, при которых не происходит нарушения гидрологических процессов, связанных со стеканием воды по склону.

Прежде всего длина площадок должна быть соизмерима с характерной для данного района длиной склонов, площадь должна быть достаточна для проведения на них обычных агротехнических, агролесомелиоративных и других хозяйственных работ, а конструкция площадок не должна мешать производству этих работ. Такой подход к их выбору для постановки полевых экспериментов наилучшим образом позволяет использовать метод сравнения, выявлять роль отдельных факторов в формировании водного баланса и стока и требует наименьших затрат труда.

По целевому назначению стоковые (воднобалансовые) площадки для исследования склонового и внутрипочвенного стока могут быть: 1) простые — для выяснения влияния геоморфологических и почвенных условий, растительности, для решения основных вопросов антропогенных изменений водного баланса и стока; 2) комбинированные — для выяснения роли контакта леса и открытых пространств. Отмеченные выше условия правильно поставленных экспериментальных исследований водного баланса и стока должны быть обеспечены независимо от целевого назначения стоковых (воднобалансовых) площадок.

Рассмотрим устройства и технику оборудования стоковых (воднобалансовых) площадок, поскольку от этого в значительной мере зависит качество получаемых результатов. В исследованиях водного баланса и стока метод стоковых площадок применяется Институтом географии АН СССР в различных природных зонах (Львович и др., 1960; Басс, 1963; Грин, 1965; Чернышев, 1972). В настоящее время этот метод разработан детально и может быть рекомендован для широкого использования. Основные черты его следующие. Выбирается типичный для района исследований участок, где предполагается разместить экспериментальные площадки. Проводится его детальная ландшафтная, топографическая, почвенная и геоботаническая съемка. Определяется положение на нем основных экспериментальных больших (0,6—1,0 га) стоковых (воднобалансовых) площадок.

Длина их должна составлять примерно две трети длины характерных для данного района склонов. Она колеблется в лесной, лесостепной и степной зонах Европейской территории от 150 до

300 м, в зависимости от местных условий, при ширине 30 м. Именно такие размеры экспериментальных площадок в соответствии со сказанным выше позволяют обеспечить естественный характер гидрологических процессов, происходящих на склонах, и производить на них обычные для современного сельскохозяйственного производства работы. Последнее обеспечивается также конструкцией переносных измерительных устройств, отличающихся простотой и надежностью. Оборудование стоковых (воднобалансовых) площадок легко разбирается и вновь собирается, что позволяет быстро устанавливать его на любом поле после проведения очередных работ и получать репрезентативные данные для исследуемой территории. Повторность экспериментальных площадок в таких исследованиях может быть двукратная.

Площадка предлагаемой конструкции представляет собой прямоугольный участок естественного или сельскохозяйственного угодья, огражденный с боков земляным валиком высотой 25—30 см с бороздой вдоль внешней его стороны, которая нарезается тракторным плугом с удлиненным отвалом. Для предотвращения затопления водоотводящей борозды и перелива воды через валик на площадку, вдоль верхней по склону стороны ее (выше площадки) подобным же образом создается дополнительная борозда, выполняющая роль нагорной канавы. Длинные стороны площадок необходимо располагать строго по нормали к горизонталям склонов (рис. 1).

В нижней части площадки для перехвата воды, стекающей со склона, располагается под углом к горизонталям водоприемное устройство — лоток из асбоцементных или полиэтиленовых труб с внутренним диаметром 200—250 мм (в зависимости от ожидаемых расходов и максимального уклона, который можно придать ему на конкретной местности). Лоток изготавливается из четырехметровых труб, распиленных вдоль пополам. Воды он может пропускать от 15 до 20 л/сек, что вполне достаточно для обеспечения подобных исследований. Распиленные трубы соединяются половинками муфт, входящих в комплект, и укладываются на деревянные лежни в предварительно выкопанную для этой цели канаву в нижней части площадки. Глубина ее должна несколько превышать радиус применяемых труб. Последние укладываются так, чтобы внешняя (нижняя по склону) сторона лотка была на 5 см выше внутренней, примыкающей непосредственно к площадке. Стыки между распиленными отрезками лотка заливаются смолой или битумом. Сопряжение лотка с почвой осуществляется с помощью экрана из рубероида, толя или полимерной пленки, которые предотвращают затекание воды под лоток и размыв почвы под ним. Один край экрана уложен на поверхность почвы в предварительно сделанной канаве вдоль водоприемного лотка со стороны, примыкающей непосредственно к площадке (рис. 2). Другой прикрепляется к внутренней стенке лотка с помощью смолы или битума (рис. 3). Для предохранения попадания осадков непосред-

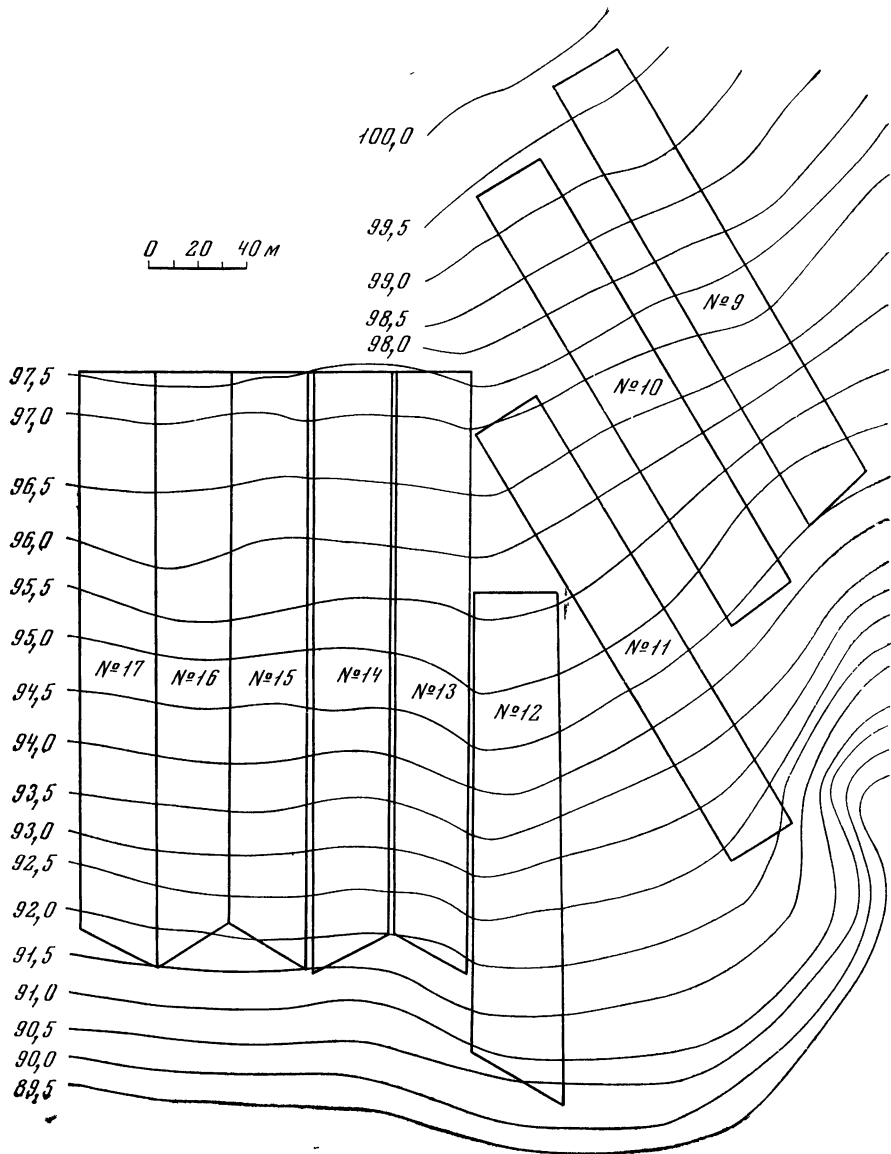


Рис. 1. План расположения стоковых (воднобалансовых) площадок на участке после топоъемки

ственно в лоток последний можно прикрыть сверху козырьком (Методические указания..., 1973).

Для изучения стока в весенний период площадки сооружаются предшествующей осенью, после проведения обычных полевых

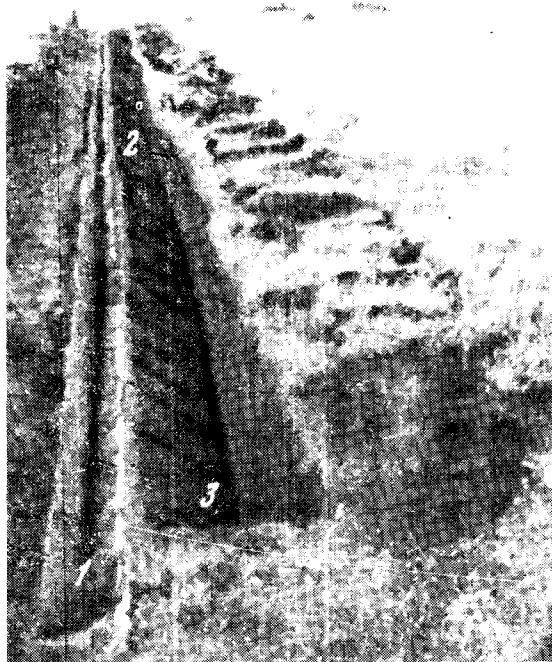


Рис. 2. Общий вид укладки водоприемного лотка (1) и противοфилтрационного экрана (2) в канаву (3)

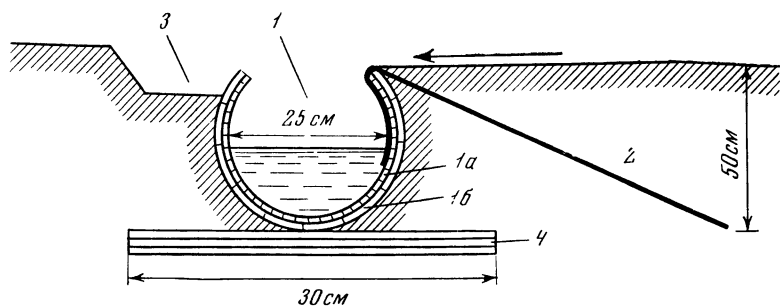


Рис. 3. Схема закладки водоприемного лотка и экрана в поперечном разрезе
1 — лоток (1а — полиэтиленовая труба, 1б — асбоцементная муфта); 2 — толевый экран, 3 — дренажная канава; 4 — деревянный лежень. Стрелкой показано направление стока

сельскохозяйственных работ, и демонтируются после снеготаяния (с полной засыпкой всех канав). Вслед за окончанием весенних полевых сельскохозяйственных работ необходимо восстановить их точно на тех же местах для проведения исследований в летне-осенний период.

Измерение расходов воды в период весеннего снеготаяния производится объемным способом с помощью протарированных емкостей (объемом не менее 100 л), которые устанавливаются в 70 см вниз по склону от водоприемных лотков. От измерительной емкости вода отводится через отводную канаву. Для соединения лотка с емкостью в момент измерения расхода используются съемные желоба из железа. Это позволяет четко и легко направить струю воды в мерный сосуд и отвести ее в отводную канаву в момент измерения расхода воды объемным способом.

Кроме столитровых постоянно установленных емкостей, в отдельные часы суток (утренние, вечерние и ночные), а также в начале и конце снеготаяния используются тарированные на 5 и 10 л ведра в сочетании с литровыми банками. Время наполнения емкостей водой фиксируется секундомером в каждый определенный срок с двойной повторностью. Необходимо измерять расходы воды в каждом конкретном случае такими емкостями, чтобы наполнение мерного сосуда длилось бы не менее 20 сек.

Наблюдения за весенним стоком начинаются при переходе температуры воздуха через 0° С в сторону повышения и продолжаются круглосуточно до окончания снеготаяния по следующему графику:

Час., мин.	Час., мин.	Час., мин.	Час., мин.
02.00	12.00	15.30	18.00
05.00	13.00	16.00	19.00
08.00	14.00	16.30	20.00
10.00	14.30	17.00	22.00
11.00	15.00	17.30	24.00

При измерении расходов воды на стоковых (воднобалансовых) площадках в период весеннего снеготаяния следует помнить, что водоприемные лотки, измерительные баки, емкости, отводные канавы должны быть чистыми и свободными ото льда, снега и ила, для чего перед стоком на всех экспериментальных объектах они должны быть осмотрены и при необходимости очищены.

В летне-осенний период учет стока производится с помощью специально протарированных металлических мерных баков с водосливными треугольными вырезами в передней стенке. Баки (сварные) изготавливаются из листового железа толщиной 2—3 мм и имеют две сообщающиеся между собой секции. Первая секция

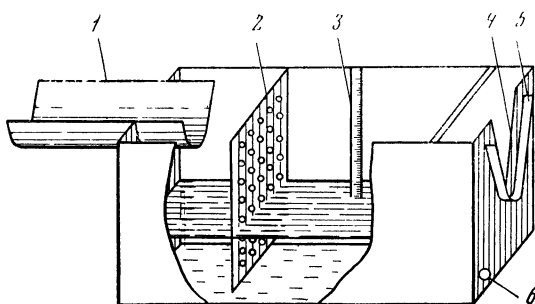


Рис. 4. Схема мерного бака стоковой (воднобалансовой) площадки в разрезе

- 1 — водоприемный лоток стоковой (воднобалансовой) площадки;
- 2 — решетка успокоителя;
- 3 — рейка для измерения уровня воды;
- 4 — треугольный тонкостенный водослив;
- 5 — козырек для отвода воды;
- 6 — водоспускное отверстие

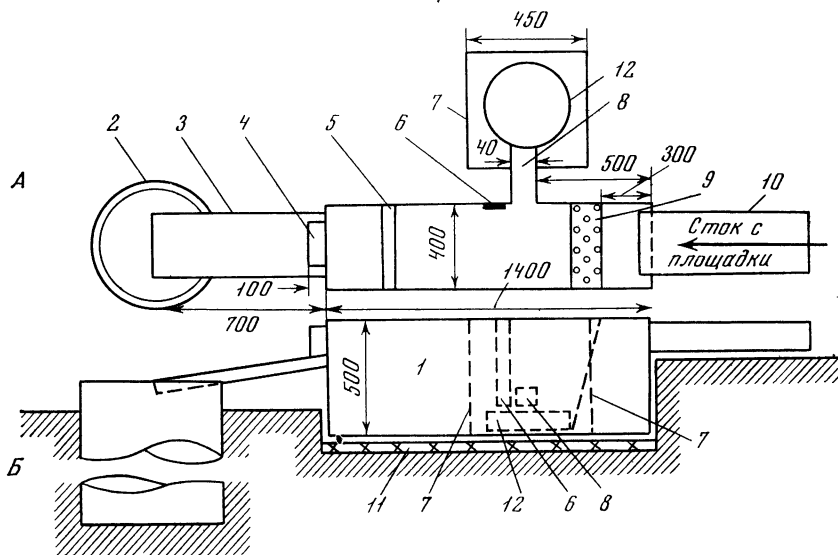


Рис. 5. Схема измерительного устройства стоковой (воднобалансовой) площадки временного типа (размеры в мм)

А — план; Б — продольный разрез вертикальной плоскостью; 1 — мерный бак; 2 — протарированная емкость; 3 — съемный желоб; 4 — козырек для отвода воды от мерного бака; 5 — планка упругости мерного бака; 6 — рейка для измерения уровня воды в мерном баке; 7 — бак для поплавка самописца, 8 — патрубок от мерного бака к баку для поплавка самописца; 9 — решетка успокоителя; 10 — лоток стоковой площадки; 11 — фундамент; 12 — поплавок самописца

служит верхним бьефом водослива, установленного в торцевой части бака, вторая — для приема воды, поступающей из водоприемного лотка стоковой (воднобалансовой) площадки (рис. 4).

Для автоматизации учета стока используется самописец уровней воды «Валдай», поплавок которого располагается в сообщающемся с мерным баком сосуде. Измерение уровня воды в баке про-



Рис. 6. Будка измерительного устройства стоковой (воднобалансовой) площадки

изводится по рейке во время смены лент самописцев (рис. 5). Все оборудование находится в специально построенной для этого будке из утолщенной фанеры на деревянном настиле толщиной 35—40 мм, выполняющем роль фундамента (рис. 6). Расходы воды при таком способе измерения получают по уровням воды в мерном баке (с лент самописцев), снимая их с тарировочных кривых.

Отмеченная разница в способах измерения стока в весенний и летне-осенний периоды объясняется невозможностью в период весеннего снеготаяния утеплить автоматическое устройство временного типа и предотвратить образование в нем льда.

Для изучения внутрипочвенного стока стоковые (воднобалансовые) площадки должны иметь следующие дополнительные устройства: а) водонепроницаемую (глиняную) стенку толщиной 25 см по всему контуру площадки, доходящую до относительно водоупорного слоя, по которому в районе исследований происходит внутрипочвенный сток; б) водоприемное устройство для внутрипочвенного стока; в) дополнительное измерительное устройство для учета внутрипочвенного стока.

Водоприемное устройство для внутрипочвенного стока представляет собой перфорированную на $\frac{2}{3}$ поверхности трубу с сет-

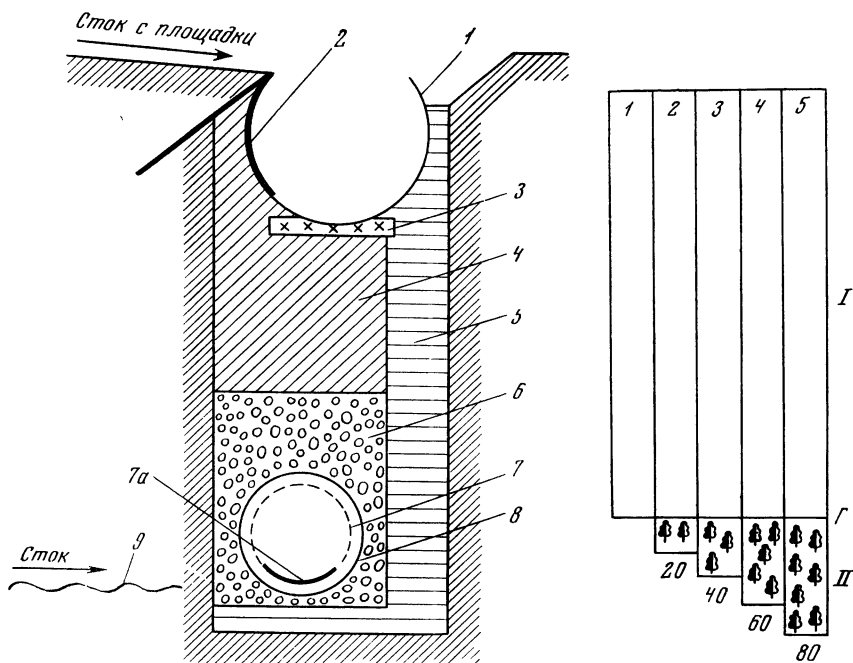


Рис. 7. Схема водоприемного устройства стоковой (воднобалансовой) площадки для измерения склонового и внутрипочвенного стока в поперечном разрезе

1 — водоприемный лоток для склонового стока, 2 — противофильтрационный экран; 3 — деревянный лежень, 4 — глиняная подушка, 5 — водонепроницаемая (глиняная) стенка, 6 — гравийный фильтр, 7 — перфорированная труба для внутрипочвенного стока, с неперфорированным низом (7а), 8 — металлический сетчатый фильтр; 9 — граница относительного водоупора

Рис. 8. План комбинированных стоковых (воднобалансовых) площадок

1—5 — номера площадок, I — полевая часть площадок, II — лесная часть (протяженность от поля в метрах), Г — граница леса

чатым и гравийным фильтром. Труба закладывается на глубину относительного водоупора под водоприемным лотком, служащим для измерения склонового стока, так, чтобы неперфорированная ее часть располагалась внизу и служила бы для отвода просочившихся вод (рис. 7).

Комбинированные площадки сооружаются как описанные стоковые и отличаются тем, что их нижняя часть уходит на то или иное расстояние в лес или лесную полосу (рис. 8). Часто прилегающие одна к одной площадки закладывают так, что они заходят в лес на разное расстояние: 10, 20, 40, 60, 80, 100 м (Молчанов, 1966).

Все данные о стоке, полученные на стоковых (воднобалансовых) площадках, заносятся в журнал, который в дальнейшем исполь-

Форма 1. Журнал наблюдений за стоком
Стоковая (воднобалансовая) площадка № 00

[illegible]

зается для подсчета стока (форма 1). Запись в журнале наблюдений должна соответствовать зарегистрированным моментам времени начала и конца стока.

Опыт работы показал, что стоковые (воднобалансовые) площадки описанной конструкции имеют ряд преимуществ в сравнении с площадками малых размеров, на которых вместо простых земляных валиков оборудованы кирпичные или бетонные ограждения, заглубленные в почву. Создание малых стоковых площадок, особенно с искусственными границами, приводит к отрыву, отчленению их от окружающего природного комплекса, что нарушает их естественное состояние и, кроме того, не позволяет обрабатывать их поверхность современными механизмами. Исключают они и возможность перемены местоположения, которая возникает при работе в условиях современного севооборота. В постоянных «капитальных» валиках нет нужды и потому, что на стоковых площадках мы имеем дело с безнапорными процессами склонового стока.

Нередко вместо водоприемных лотков в нижней части площадок устраивают земляной валик. Это искажает естественные условия стока, так как вода проделывает дополнительный путь вдоль валика к месту учета, создает размывы, не свойственные естественному склону.

Капитальными измерительными устройствами оборудованы площадки на стоковых (воднобалансовых) станциях (Урываев, 1953). Однако такие сооружения не дают возможности проводить экспериментальные работы в условиях сельскохозяйственного производства. Устройство их требует больших затрат времени и средств.

Вторым важным типом объектов для изучения водного баланса и стока является водосбор лога в первичной гидрографической сети. Однако надо учитывать, что он дает склоновый сток не в чистом виде, а совместно с внутрипочвенным и даже с грунтовым. Размеры водосборной площади логов могут колебаться в зависимости от местных условий и задач эксперимента, но каждый из

них должен давать представление о стоке в условиях одного характерного угодья. Для учета стока на логах в замыкающем створе сооружаются бетонные или деревянные плотины, оборудованные тонкостенными водосливами. Измерение уровней воды производится с помощью реек, установленных в чаше водослива, и самописца. «Валдай» («Репрезентативные и экспериментальные бассейны», 1971).

Важным требованием к методике исследований стока является балансовый подход. Изучение стока, проводимое изолированно от других элементов водного баланса, дает неполные результаты и не позволяет должным образом проанализировать факторы стока и процессы его формирования. Поэтому программа работ должна предусматривать сопряженное изучение основных элементов водного баланса и факторов, их определяющих. В течение круглого года должны проводиться также метеорологические наблюдения по программе метеостанций второго разряда.

Исследования на стоковых (воднобалансовых) площадках и водосборах логов должны помимо наблюдений за стоком охватывать в части *зимне-весенних наблюдений* следующий комплекс вопросов.

Промерзание и оттаивание почвы определяется на всех объектах мерзлотомерами Данилина один раз в декаду (1, 10, 20-го числа каждого месяца), а с началом снеготаяния — ежедневно.

Снежный покров. Наблюдения за динамикой снегонакопления и снеготаяния ведутся в течение всего зимне-весеннего периода — с момента установления снежного покрова до полного его схода. Все объекты оборудуются постоянными снегомерными рейками, количество которых колеблется от 3 до 6 штук на каждом, в зависимости от размеров и рельефа водосборной площади объектов. В течение зимнего периода наблюдения проводятся ежедекадно (1, 10, 20-го числа каждого месяца), а с началом весеннего снеготаяния — ежедневно. Для определения максимальных снегозапасов на экспериментальных объектах непосредственно перед снеготаянием производятся подробные снегомерные съемки по трем линиям, проложенным вдоль по площадкам через 10 м одна от другой. Высота снежного покрова на этих линиях измеряется через каждые 10 м, а плотность его — в каждой третьей точке измерения высоты снега.

На логах снегосъемки производятся по маршрутам, проложенным перпендикулярно тальвегу. В среднем на 1 га водосборной площади должно приходиться 20 точек измерения высоты снежного покрова и 5—6 точек измерения его плотности, причем на участках с пересеченным рельефом количество точек измерения сгущают, а на участках со спокойным рельефом — разреживают. Высота снежного покрова на маршрутах определяется переносными металлическими снегомерными рейками, а плотность — ветсовыми снегомерами.

Во время снегосъемок в точках измерения высоты снега опре-

деляется мощность ледяной корки на поверхности почвы, а затем, при расчете запаса воды в снеге, вычисляется запас воды и в ней. Все полученные данные заносятся в журнал, в котором производится обработка результатов снегомерных съемок (форма 2). Ведутся также визуальные наблюдения за ходом снеготаяния: за появлением проталин, их ростом, за особенностями схода снежно-го покрова на разных площадках.

Атмосферные осадки определяются стандартными осадкомерами с момента начала подробных снегосъемок и до конца стока. Величина их впоследствии учитывается при подсчете суммарных запасов стекающей воды.

Влажность почвы определяется трижды на всех объектах: после установления снежного покрова, до и после снеготаяния по 10-сантиметровым слоям до глубины, превышающей возможное промачивание почвы в этот период. Эти определения желательно производить с помощью нейтронного индикатора влажности (НИВ-1), который позволяет вести наблюдения за накоплением и расходом влаги в почве по стационарным скважинам, что заменяет частое бурение экспериментальных объектов, необходимое при изучении влажности почвы весовым методом. Повторность этих наблюдений может быть различной в зависимости от сложности объекта, но не менее чем 6-кратной.

В части *летне-осенних наблюдений* на стоковых (воднобалансовых) площадках в центре внимания должны быть следующие вопросы.

Атмосферные осадки. Измеряются почвенными дождемерами и плювиографами, расположенными около каждой группы стоковых площадок. Наблюдения производятся один раз в сутки в бездождный период и дополнительно после выпадения осадков.

Влажность почвы. Определяется по той же методике, что и в зимне-весенний период, ежемесячно и, кроме того, после ливней, вызвавших склоновый сток.

Биологические наблюдения. Их можно ограничить однократным учетом растительной массы естественных и сельскохозяйственных угодий в период ее максимального развития. Учет нужно производить укосами (стрижкой) на делянках $0,25 \text{ м}^2$ с 5-кратной повторностью, размещая их равномерно вдоль стоковой площадки на разной высоте.

Эта минимальная программа необходима для характеристики приходной и некоторых расходных статей водного баланса. Кроме того, воднобалансовые исследования желательно совмещать с изучением твердого стока на тех же склонах. Конструкция водоприемных лотков стоковых (воднобалансовых) площадок позволяет надежно учитывать величину смыва почвы, так как ни перед ним, ни в его пределах аккумуляции смывой почвы не отмечается.

Для учета твердого стока с площадок отбор проб воды на мутность производится полулитровыми и литровыми емкостями одновременно с измерением расходов воды по следующему графику

Стоковая (воднобалансовая) площадь № 00

[illegible]

Форма 2 (окончание)

[illegible]

(часы суток):

В начале снеготаяния. 05; 12, 14; 16; 18; 24

После появления проталин: 05; 10; 12; 13; 14; 15; 16, 17; 18, 20; 24.

В летний период отбор проб производится непосредственно во время ливня, вызвавшего склоновый сток. Следует помнить, что во время отбора проб воды водоприемный лоток не должен быть заилен наносами. Если заиливание лотка имеет место, необходимо его прочистить и спустя 3—5 мин. отобрать пробу, предварительно промыв емкость струей воды. На отобранных пробах записывается номер пробы, номер площадки, а также дата и время отбора. Во всех случаях отбор проб на площадках производится непосредственно из устья водоприемных лотков.

Обработка взятых проб проводится обычным способом. Сначала пробы отстаиваются, затем фильтруются. Фильтры высушиваются, и по разности веса их до и после фильтрации вычисляется мутность снеговых вод, а в дальнейшем — и расходы взвешенных наносов. Для этих целей используется специальный журнал (форма 3). Недостаток фактических данных о расходах взвешенных наносов может быть восполнен на основе интерполяционных зависимостей расходов взвешенных наносов от полученных экспериментально расходов воды [$R = f(Q)$].

Форма 3. Журнал наблюдений за мутностью склонового стока
Стоковая (воднобалансовая) площадка № 00

№ пробы и фильтра	Время		Расход воды, Q , л/сек	Объем про- бы, л	Вес, фильтра, г		Вес наносов на фильтре (6—7)	Мутность воды, г/л	Расход взве- шенных на- носов. $R = Q \cdot \rho$, г/сек
	дата	час., мин.			до филь- трации	после филь- трации			

На основании полученных данных строятся графики суточного хода мутности и расходов взвешенных наносов за весь период наблюдений, по которым определяются суточные и суммарные величины смыва почвы (рис. 9).

К сожалению, до настоящего времени в исследованиях смыва применяются различные методы и приемы. На оценке некоторых из них мы считаем необходимым коротко остановиться, поскольку это имеет большое значение для выработки единого методического подхода к исследованию эрозионных процессов.

Одним из методов является учет смыва почвы по объему водопритока, заключающийся в закладке по нивелировочным профилям

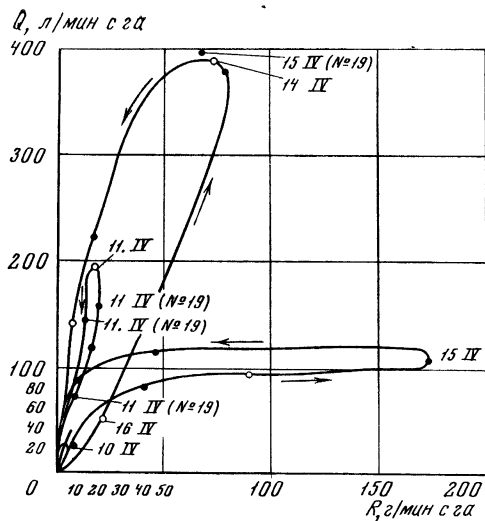


Рис. 9. Зависимость расходов взвешенных наносов (R) от расходов воды (Q). Курский стационар ИГ АН СССР, зыбь поперек склона

Стрелки обозначают ветви подъема и спада кривых

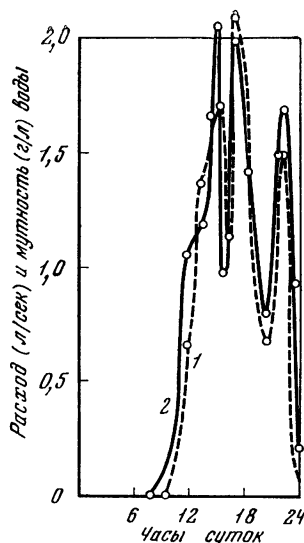


Рис. 10. Изменение расходов воды (1) и мутности снеговых вод (2) на зыби весной 1962 г. Курский стационар ИГ АН СССР

узких (1 м) и длинных (20—100 м) учетных площадок, вытянутых вдоль горизонталей. По ним определяются объем водороев и аккумуляция наносов. Данные, полученные таким путем, позволяют судить лишь о распределении объемов выноса и намыва по элементам рельефа и частям склонов, но не могут характеризовать ход процесса и закономерности формирования эрозии почв на больших территориях.

Наблюдения за мутностью снеговых вод также производятся на постоянных стоковых площадках малых размеров с постоянными бетонными валиками. Такие площадки не охватывают всех элементов склона, не учитывают притока снеговых вод с приводораздельных частей склонов и весьма мало пригодны для исследования процессов эрозии в производственных условиях.

Иногда взятие проб воды на мутность производится не более одного-трех раз в сутки. Вместе с тем мутность снеговых вод, как показывают экспериментальные данные, зависит от очень многих факторов. Многие из них, как, например, температурные и радиационные условия снеготаяния, объем склонового стока, его интенсивность и площадь проталин, в течение суток могут неоднократно и существенно изменяться. Поэтому и мутность снеговых вод изменяется и имеет внутрисуточный ход, который выявить

при указанном редком ее определении (один-три раза в сутки) невозможно (рис. 10). В связи с этим осреднение мутности склонового стока за большие промежутки времени (хотя бы за сутки) приводит к большим ошибкам при выявлении суммарных величин смыва почвы и не позволяет установить закономерности его формирования.

Литература

- Басс С. В. Внутризональные особенности весеннего поверхностного стока в лесной зоне. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Великанов М. А., Львович М. И. Типовая программа для стоковых станций.— Изв. ГГИ, 1932, № 49.
- Водный баланс СССР и его преобразование. М., «Наука», 1969.
- Грин А. М. Динамика водного баланса ЦЧР. М., «Наука», 1965.
- Корзун В. И. Сток и потери талых вод на склонах водосборов. Л., Гидрометеиздат, 1968.
- Львович М. И. Человек и воды. М., Географиздат, 1963.
- Львович М. И., Назаров Г. В., Разумихин Н. В. Исследования влияния обработки почвы на сток в Южном Заволжье.— В сб.: Колебания и изменения речного стока. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Методические указания. Упр. Гидромет службы. Л. ГМИзд., 1973, № 84.
- Молчанов А. А. Гидрологическая роль леса. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Молчанов А. А. Изучение воды как компонента сухопутного биогеоценоза.— В сб.: Программа и методика биогеоценологических исследований. М., 1966.
- Репрезентативные и экспериментальные бассейны. Л., Гидрометеиздат, 1971.
- Урываев В. А. Экспериментальные гидрологические исследования на Валдае. Л., Гидрометеиздат, 1953.
- Чернышев Е. П. Структура водного баланса и процессы эрозии в условиях различных ландшафтов лесостепи.— В сб.: Биогеографическое и ландшафтное изучение лесостепи. М., «Наука», 1972.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИХ ПРИНЦИПОВ И МЕТОДОВ ПРИ СТАЦИОНАРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЯХ ВОДНОГО РЕЖИМА ПОЧВ И ВЛАГООБЕСПЕЧЕННОСТИ РАСТЕНИЙ

И. И. Судницын

Вода в почвах и растениях удерживается с некоторой силой, которая обычно выражается через величину *химического потенциала* (μ) или давления воды (P) в системе. Давление (потенциал) влаги прямо и косвенно влияет на многие свойства и поведение почвенной влаги. При низких влажностях почвы, когда давление влаги уменьшается до -1000 атм и еще более низких величин, изменяется целый ряд физических свойств воды: структура, плотность, теплоемкость, способность образовывать растворы, подвижность. При более высоких (алгебраически) давлениях столь резких изменений физических свойств не наблюдается, но динамические ее параметры («подвижность») иные, чем у свободной жидкости. При этом отмечается довольно четкая зависимость между давлением почвенной влаги и ее подвижностью (Гарднер, 1967).

Уменьшение подвижности почвенной влаги при снижении ее давления вызвано главным образом тем, что влага при этом оказывается во все более тонких капиллярах и пленках, а путь движения воды — все более длинным и извилистым. Все эти факторы увеличивают гидродинамическое сопротивление движению воды и тем самым снижают *вагопроводность* почвы. Изменение *вагопроводности* почвы в свою очередь чрезвычайно сильно влияет на скорость передвижения влаги, определяя тем самым характер водного режима почв.

Скорость рассасывания дождевой и поливной воды, строение капиллярной каймы и «критическая глубина» залегания грунтовых вод, скорость физического испарения воды и, наконец, поглощение влаги растениями — все эти процессы практически полностью определяются *величинами градиентов давления влаги и вагопроводностью почв*. Поэтому в процессе стационарных исследований водного режима и влагообеспеченности растений наряду с воднобалансовыми измерениями в настоящее время широко используется термодинамический подход, позволяющий строго количественно определить энергетическое состояние и подвижность влаги, содержащейся в почве и растениях. Лишь совокупное применение этих двух методических подходов к изучению водного режима позволяет получить достаточно полное представление о его особенностях (Судницын, 1966; Слэйчер, 1970).

При измерении термодинамических свойств воды возникают трудности, вызванные, во-первых, отсутствием единого унифицированного метода измерений термодинамических параметров, а также расхождениями между отдельными исследователями и школами в терминологии, способах выражения и изображения полученных данных и, во-вторых, отсутствием серийных моделей приборов и установок, что вынуждает каждого исследователя самостоятельно изготавливать необходимое оборудование в соответствии с его оснащенностью материалами и производственной базой.

Поэтому в данной краткой статье мы постараемся описать и более сложные методы, которые можно освоить в сравнительно хорошо оснащенных научно-исследовательских институтах, и наиболее простые, доступные для рядовых почвенно-агрофизических лабораторий. Фундаментальный обзор методов имеется в книге А. М. Глобуса (1969).

Как было сказано выше, водоудерживающие силы почвы и растений выражаются через величину потенциала (μ) или давления (P) влаги. Соотношение между ними описывается выражением

$$\mu = P/\rho, \quad (1)$$

где ρ — плотность воды. Размерность μ энергия/масса, P энергия/объем, что в международной системе единиц приобретает вид: $\text{джоуль/кг} = \text{м}^2/\text{сек}^2$ для μ и $\text{джоуль/м}^3 = \text{кг}/(\text{м} \cdot \text{сек})^2$ для P .

Однако по сложившейся традиции давление влаги до сих пор чаще выражают в атмосферах, барах (в США и Великобритании), сантиметрах водного столба, миллибарах. Соотношение между этими единицами следующее: $1 \text{ дж/кг} = 0,01 \text{ бар} = 10 \text{ миллибар} = 0,0099 \text{ атм.} = 10,2 \text{ см водн. ст.} = 10^4 \text{ дн/см}^2$. По классификации, существовавшей ранее в СССР, 1 миллибар назывался бар. В данной статье мы будем применять в качестве единицы атмосферы.

Давление (или потенциал) влаги является аддитивной величиной, состоящей из нескольких слагаемых. Важнейшие из них: 1) матричное (каркасное, капиллярное, капиллярно-сорбционное) давление, обусловленное поверхностными и объемно-сорбционными (капиллярными) силами; 2) осмотическое давление, вызванное взаимодействием воды с растворенными в ней веществами и ионами, образующими диффузный слой вокруг твердых частиц; 3) механическое давление, передающееся через твердую, жидкую или газообразную фазу; 4) гравитационное давление, обусловленное действием земного тяготения, а иногда и другие виды давления, вызванные взаимодействием электрических, магнитных полей и т. п.

Роль различных составляющих полного давления (полного потенциала)¹ влаги не одинакова в различных процессах ее пере-

¹ В дальнейшем для краткости будем пользоваться выражением «давление».

движения. Так, если в процессе быстрого передвижения влаги в сравнительно плотной влажной почве без макропор наибольшее значение имеют капиллярные силы, то в более сухой почве преобладающее влияние могут иметь осмотические силы. При поглощении воды растениями обычно приходится учитывать и матричное давление (при анализе подтока воды к корням), и полное давление (при изучении переноса воды из почвы в растения через разделяющую их границу — поглощающую поверхность корня). Поэтому наряду с измерением полного давления влаги часто возникает потребность в измерении отдельных его составляющих.

МЕТОДЫ ИЗМЕРЕНИЯ ПОЛНОГО ДАВЛЕНИЯ ВЛАГИ В ПОЧВАХ И РАСТЕНИЯХ

Наиболее распространенные методы измерения полного давления влаги можно разделить на две основные группы — криоскопические и психрометрические.

Криоскопические методы

Криоскопические методы основаны на существовании зависимости между полным давлением влаги в системе и температурой ее замерзания. Они подразделяются на два варианта. В первом из них (его можно условно назвать «пассивным») почва (или растение) постепенно охлаждается и даже несколько переохлаждается до тех пор, пока не начнется кристаллизация воды. Этот процесс обычно происходит довольно бурно, и охлаждение системы на некоторое время сменяется ее разогреванием или по крайней мере заметным снижением скорости охлаждения в результате выделения скрытой теплоты плавления.

Максимальная температура, отмечаемая в этот период, принимается за температуру замерзания влаги (t_3). Вычисление давления (P , атм) влаги обычно производится по формуле

$$P = 12,2 t_3, \quad (2)$$

хотя некоторые исследователи (Koormans, Miller, 1966) считают, что в ряде случаев коэффициент в этом уравнении может колебаться от 11,1 в переувлажненных почвах до 24,4 в грубодисперсных, ненасыщенных водой почвах.

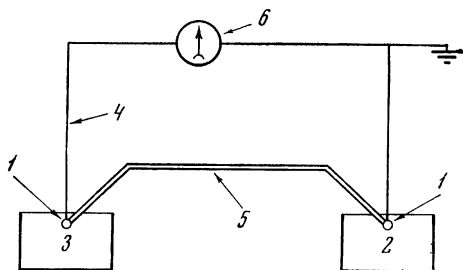
Обычно гидрологи и почвоведы, проводящие исследования в зонах недостаточного увлажнения, встречаются с интервалом влажности почв, соответствующим интервалу доступной влаги (от наименьшей влагоемкости до влажности завядания). Полное давление влаги при этом варьирует приблизительно от 0,3 до —20 атм, а температура замерзания влаги (t_3) — соответственно от 0,25 до —1,6° С. Измерения t_3 при более высоких и более низких давлениях проводить нецелесообразно, так как при более высоком давлении (и, следовательно, при более высокой влажности почв,

чем НВ, а в некоторых почвах и близкой к НВ) вода, расширяясь при замерзании, может оказать механическое давление на незамерзшую влагу, снизить температуру замерзания последней и тем самым привести к снижению t_3 . При более низких давлениях содержание влаги в почвах (особенно песчаных) столь мало, что тепла, выделяющегося при ее замерзании, может оказаться недостаточно для достижения образцом истинной t_3 .

Из всех методов измерения полного давления влаги этот вариант криоскопического метода является наиболее простым по

Рис. 1. Принципиальная схема устройства для криоскопических определений

- 1 — спаи;
- 2 — почва;
- 3 — термостат;
- 4 — медный проводник;
- 5 — константовый проводник;
- 6 — гальванометр



технике производства измерений. Образцы почвы (желательно с ненарушенным сложением) помещаются в охлаждающую смесь (снег или лед с солью) или в холодильник. В образцы вводятся датчики температуры: термометры Бекмана, термометры сопротивления или полупроводниковые датчики с малой инерционностью, или один из спаев термопары, другой спай которой находится в среде с точно известной температурой (например, в сосуде с тающим льдом). Датчики должны быть миниатюрными и чувствительными. Этим требованиям удовлетворяет микротермистор МТ-54 В. Г. Карманова, описанный А. М. Глобусом (1969).

Термопары могут быть легко изготовлены в любой лаборатории из медных и константовых проводников сечением 0,5—1 мм². Напряжение в цепи измеряется зеркальными гальванометрами любого типа (удобен, например, тип, М 196) Схема дифференциальной термопары изображена на рис. 1. «Спаи» термопар могут быть как паянными, так и сварными.

Образец почвы должен быть небольшим (не более 50—100 г), иначе процесс измерения будет очень длительным. Температура среды, окружающей образец, должна быть ниже предполагаемой температуры замерзания не более чем на 3—5° С, чтобы избежать слишком глубокого переохлаждения почвенной влаги. Точность измерения t_3 должна быть не ниже $\pm 0,04^\circ \text{С}$, что соответствует давлению влаги $\pm 0,5$ атм. Для предотвращения слишком резких перепадов температуры в почве и ускорения процесса измерений образцы следует предварительно выдерживать в термостате при температуре $+0,5 \pm 1,0^\circ \text{С}$ в течение нескольких часов и затем быстро перенести в измерительную камеру.

Слишком быстрое охлаждение образца при измерениях t_3 нежелательно, так как при этом температурный скачок при замерзании воды окажется «смазанным». Лучше всего поддерживать эту скорость в пределах 0,1—0,3 град/мин. Отсчеты температуры почвы нужно производить не реже двух раз в минуту, но лучше всего, конечно, обеспечить непрерывную запись температуры с помощью каких-либо самопишущих устройств. Для этого можно использовать любые самопишущие потенциометры (например, ЭПП-17 М2), чувствительность которых соответствовала бы параметрам температурных датчиков

В то время как в описанном варианте криоскопического метода задается влажность почвы, а определяется температура замерзания, в другом ее варианте — калориметрическом (можно назвать его «активным»), напротив, задается некоторая отрицательная температура, а измеряется количество замерзшей влаги (количество незамерзшей рассчитывают по разности). Для измерений образцы почвы весом 10—20 г выдерживаются в течение суток в холодильной камере, где поддерживается постоянная отрицательная температура, после чего быстро переносятся в жидкостный калориметр. Быстрота переноса необходима для того, чтобы образец не успел нагреться от окружающей атмосферы и чтобы на его поверхности не сконденсировалась влага.

Затраты тепла на таяние льда и нагревание почвы и почвенного раствора вызывают понижение температуры в калориметре. Измерив это понижение (с точностью до 0,001° С), можно рассчитать количество льда в образце по формуле

$$g_{\text{л}} = \frac{[(g_{\text{к}} \cdot C_{\text{к}}) + K](t_0 - t'_n) - (t'_n - t_{\text{обp}})(g_{\text{в}} \cdot C_{\text{в}} + g_{\text{гр}} \cdot C_{\text{гр}} + g_{\text{б}} \cdot C_{\text{б}})}{79,75 + \frac{t_{\text{обp}}}{2}}, \quad (3)$$

где $g_{\text{л}}$ — количество льда в грунте, г, $g_{\text{к}}$ — количество воды в калориметре, г; $C_{\text{к}}$ — теплоемкость воды в калориметре для температуры, средней между t_0 и t'_n ; K — тепловое значение калориметра; t_0 — начальная температура опыта; t'_n — температура равновесия (с учетом поправки на теплообмен); $t_{\text{обp}}$ — температура образца, °С, с учетом ее знака; $g_{\text{в}}$ — общее количество воды в грунте, г; $C_{\text{в}}$ — теплоемкость свободной воды; $g_{\text{гр}}$ — вес грунта, г; $C_{\text{гр}}$ — теплоемкость сухого грунта; $g_{\text{б}}$ — вес бюкса, г; $C_{\text{б}}$ — теплоемкость бюкса.

Зная влажность образца, легко вычислить (по разности) и содержание влаги, не замерзающей при данной температуре.

Чтобы влажность почвы во время опыта оставалась неизменной, почва помещается в резиновые мешочки, плотно завязанные или заклеенные. Измерение температуры можно проводить термометром Бекмана, определяя положение ртути в нем с помощью катетометра

Перед каждым измерением желательно уравнивать температуру калориметра с окружающей средой. Если это почему-либо затруднительно, то необходимо непосредственно перед началом и по окончании измерения определить скорость изменения «дрейфа» температуры в калориметре, по этим данным путем интерполяции рассчитать дрейф температуры калориметра за время измерения и вычесть этот дрейф из общего изменения температуры калориметра. Техника определений очень подробно описана Э. А. Нерсесовой [1954].

Калориметрический вариант криоскопического метода не дает возможности непосредственно, тотчас же определить давление влаги при данной влажности почвенного образца. Для этого необходимо определить количество незамерзшей влаги при различных температурах (например, -1 , -2 , -3 , -4°C), что приблизительно соответствует давлению $-12,5$; -25 ; $-37,5$; -50 атм [см. формулу (2)]. По этим данным строится график зависимости температуры замерзания или давления влаги (по оси ординат) от влажности, по которому можно определить давление влаги, соответствующее любой влажности почвы.

Сравнивая два варианта криоскопического метода, следует отметить, что метод определения температуры замерзания отличается простотой, быстротой и оперативностью в получении информации о давлении почвенной влаги, но в то же время он не обладает высокой точностью, так как быстрое охлаждение образца препятствует установлению термодинамического равновесия, для которого, собственно, и выведены основные термодинамические соотношения, в том числе и формула (2).

Калориметрический метод обеспечивает термодинамическое равновесие и, следовательно, характеризуется большой точностью, но он очень трудоемок, длителен и требует более сложного оборудования (холодильные камеры с точным терморегулятором, калориметр). Поэтому можно рекомендовать калориметрический метод для получения исходных гидрофизических характеристик почв при организации стационара, но для оперативных измерений давления влаги целесообразнее определять температуру замерзания, притом свежих почвенных образцов.

Психрометрические методы

Энергия молекул воды, находящейся в почве или растениях под пониженным давлением, меньше, чем в свободной воде. Поэтому и упругость водяного пара, достигшего равновесия с почвенной влагой, также ниже, чем упругость насыщенного пара. Термодинамический анализ приводит к соотношению

$$P = \frac{RT}{V_{\text{ж}}} \ln \frac{p}{p_0}, \quad (4)$$

где P — давление влаги; R — универсальная газовая постоянная; T — абсолютная температура; $V_{\text{ж}}$ — мольный объем жидкости;

p — упругость водяного пара, находящегося в равновесии с почвенной влагой; p_0 — упругость насыщенного водяного пара. Эта зависимость позволяет по величине равновесной относительной упругости пара (p/p_0) рассчитать давление влаги. Результаты расчетов при 20° С приведены в таблице.

Относительная влажность, %	Упругость водяного пара, мм рт.ст.	Давление влаги, атм	Относительная влажность, %	Упругость водяного пара, мм рт.ст.	Давление влаги, атм
100	17,54	0,0	80	14,03	—297,24
99	17,36	— 13,43	75	13,16	—383,17
98	17,19	— 26,89	70	12,28	—475,04
97	17,01	— 40,53	60	10,52	—680,39
96	16,84	— 54,28	50	8,77	—923,31
94	16,49	— 82,38	40	7,02	—1220,56
92	16,14	—110,99	30	5,26	—1603,76
90	15,79	—140,33	20	3,51	—2143,87
85	14,91	—214,00	10	1,75	—3067,19

Психрометрические методы, как и криоскопические, также могут применяться в двух вариантах, в одном из которых («активным») задается относительная упругость пара, а измеряется влажность почвы, а в другом («пассивном»), напротив, задается влажность почвы, а измеряется относительная упругость пара. Достигается это медленным подсушиванием увлажненного до НВ образца в эксикаторе над водоотнимающим веществом.

«Активный» вариант метода позволяет находить характер зависимости между давлением влаги и влажностью почвы в широком интервале относительной упругости пара — от 0 до 95%. Требуемая относительная упругость пара создается с помощью насыщенного раствора различных солей или их смесей. Наиболее широко используются следующие составы:

Соль	p/p_0	— P , атм
$K_2Cr_2O_7$, K_2SO_4	0,9800	27,43
$BaCl_2 \cdot 2H_2O$	0,9019	140,45
$ZnSO_4 \cdot 7H_2O$	0,8710	187,62
KCl	0,8426	232,73
$(NH_4)_2SO_4$	0,7997	303,79
NaCl	0,7528	386,11
NH_4NO_3	0,6183	653,39
$Ca(NO_3)_2 \cdot 4H_2O$	0,4997	942,88
$K_2CO_3 \cdot 2H_2O$	0,4276	1154,79

Для измерений можно использовать обычные эксикаторы, в нижнюю часть которых наливают насыщенный раствор солей (с избытком твердой соли), а в верхней устанавливают образцы почвы в бюксах. Достижение равновесия определяют по прекращению изменения веса образцов. Для ускорения процесса толщина слоя почвы в бюксах не должна превышать 20 мм для легких по механическому составу почв и 5—10 мм — для тяжелых. Начальная влажность образца заметно влияет на результаты опыта.

Влажность почвы, устанавливающаяся при одной и той же относительной упругости водяного пара, выше в том случае, если начальная влажность превышала равновесную, и ниже, если начальная влажность была ниже равновесной (гистерезисная петля). Поскольку в естественных условиях процессы изменения влажности могут идти в обоих направлениях, желательно определять обе ветви гистерезисной петли, но ветвь испускания представляется более важной, так как в естественных условиях в течение большей части вегетационного периода, особенно в засушливых условиях, происходит постепенное иссушение, прерывающееся сравнительно кратковременными периодами увлажнения (снеготаяние, дожди, полив).

Во избежание переноса влаги под влиянием температурных градиентов почву следует выдерживать в условиях более или менее жесткого термостатирования, лучше всего в термостате или по крайней мере в закрытом столе или шкафу. Эксикаторы следует обернуть несколькими слоями плотной ткани. Чем совершеннее термостатирование, тем шире диапазон применимости «активного» метода. Так, при термостатировании при $\pm 0,1^\circ \text{C}$ можно вести опыт в пределах относительной упругости пара 0—96%, при $\pm 0,01^\circ \text{C}$ этот диапазон расширяется до 99%. Но поддерживать столь высокую термостатичность в течение длительного периода (а опыт может длиться несколько месяцев) технически трудно, поэтому в условиях рядовых почвенных лабораторий в качестве верхнего предела следует ограничиваться величиной 96%, что соответствует приблизительно давлению влаги —55 атм.

При более высоком давлении влаги целесообразнее использовать «пассивный» вариант психометрических определений, в котором почва помещается в камеру, и после выравнивания упругости пара в камере и в почвенных порах определяется его относительная упругость. Однако определить относительную упругость в ряде случаев бывает трудно. Известно, что для почвоведов, исследующих водный режим почв и влагообеспеченность растений, наиболее интересен интервал давления от 0 до —50 атм, охватывающий область доступной для растений влаги. В этом диапазоне давления относительная упругость пара изменяется от 1 до 0,96 (т. е. от 100 до 96%). Следовательно, изменение давления влаги на 1 атм соответствует изменению относительной упругости пара примерно на 0,0007, или на 0,07%. Такой точности не обеспечивал ни один из существовавших до 1958 г. типов психрометров.

Оригинальное психрометрическое устройство, пригодное для измерений относительной упругости пара в этом интервале, предложил Ричардс (Richards, 1958). Оно представляет собой прецизионный термостат, поддерживавший в рабочем объеме постоянную температуру с точностью до $0,001^{\circ}\text{C}$; в этом объеме и выдерживались образцы почвы. После того как упругость пара над образцами достигала равновесных значений, определялась разность температур между двумя спаями дифференциальной термопары, один из которых был сухим, а другой смочен каплей воды. Чувствительность измерительной схемы позволяла в принципе обнаруживать изменения относительной упругости пара до $0,05\%$ ($0,0005$), однако увлажнение мокрого спая термопары производилось вне установки и испарение воды с него, происходившее до начала измерения, неизбежно повышало упругость пара в рабочем объеме, снижая тем самым точность определений.

Чтобы устранить этот недостаток, для увлажнения мокрого спая используется эффект Пельтье, заключающийся в том, что при пропускании электрического тока через цепь термопары спай охлаждается и на нем происходит конденсация влаги. Затем ток выключается и в цепи термопары возникает электродвижущая сила, зависящая от разности температур между сухим и мокрым спаями. Тем не менее при использовании эффекта Пельтье в процессе охлаждения термопар и конденсации влаги также происходит трудно учитываемое искажение равновесного поля температуры и упругости пара, снижающее точность измерений.

Однако все предложенные типы психрометров довольно сложны. Для внедрения этого метода в массовые исследования необходимо упростить конструкцию психрометрических устройств настолько, чтобы можно было использовать и даже изготавливать их в рядовых почвенных и физиологических лабораториях, а также проводить с их помощью определения непосредственно в полевых условиях.

В установке, сконструированной И. И. Судницыным и В. Д. Скалабаном (1971), используемой в настоящее время на кафедре физики и мелиорации почв МГУ (рис. 2а, б), в качестве термостатирующего устройства используется термостат ТС-24 (внутренний объем его 24 л), обеспечивающий постоянство температуры в пределах $\pm 0,03^{\circ}\text{C}$. Эта точность, конечно, недостаточна, так как при высокой влажности почвы и температуре, например, 20°C изменение температуры в каком-либо участке рабочей камеры на $0,03^{\circ}\text{C}$ приведет к изменению относительной упругости пара, эквивалентному изменению давления влаги на 3 атм. Поэтому в термостат (2), находящийся в термостатируемой камере (1), помещается внутренний стакан (3), заполненный водой. Вследствие высокой теплоемкости воды амплитуда колебаний температуры во внутреннем стакане несколько сглаживается по сравнению с колебаниями в термостате, не превышая $0,005^{\circ}\text{C}$, что вполне достаточно для определений давления влаги с точностью до

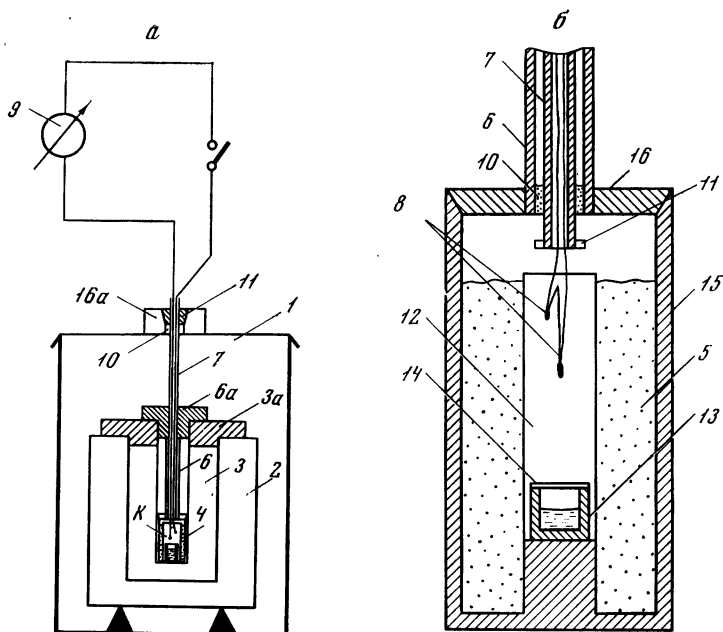


Рис. 2. Психрометр (схема)

а — общий вид; *б* — рабочая камера (К), Обозначения см. в тексте

± 1 атм. Внутренний стакан изготавливается из нержавеющей материала, лишь верхняя часть стенок и крышка выполняются из текстолита, оргстекла, пластмассы или какого-нибудь материала, обладающего низкой теплопроводностью.

В крышке внутреннего стакана (3а) закрепляются металлические цилиндры (4), предназначенные для размещения в них рабочих камер (К — изображена в увеличенном виде на рис. 2, б), и мешалка, соединенная шкивом с электромотором термостата¹. Рабочие камеры представляют собой цилиндрические стаканчики из нержавеющей металла (15) с навинчивающейся крышкой (16), объемом около 30 см³. К крышке присоединяется металлическая трубка (6), заканчивающаяся вверху головкой из материала с низкой теплопроводностью (6а). Внутри металлических трубок находятся стеклянные трубки (7), в которых проходят электрические провода, соединяющие медно-константановые термопары (8) с гальванометром (9).

Сухой (верхний) спай термопары находится на расстоянии 5 мм от нижнего конца стеклянной трубки, мокрый (нижний)

¹ На рис. 2, а они не изображены в целях упрощения схемы.

спай — на расстоянии 10 мм. Спаи могут быть изготовлены как с помощью пайки, так и путем сваривания. Весьма желательно, чтобы форма и размеры спаев были одинаковы. Стеклянная трубка должна обжиматься в верхней головке (16а) и в крышке рабочей камеры (16) войлочными или резиновыми муфтами (10) так, чтобы ее можно было без больших усилий передвигать вверх и вниз. На нижний и верхний концы стеклянной трубки надевают кольца (11) из резины или изоляционной ленты, чтобы предотвратить выход спаев термопары из рабочей камеры и выпадение стеклянной трубки из металлической.

Электрические провода от термопар через коллекторный переключатель подводятся к зеркальному гальванометру (9), который должен иметь чувствительность порядка 10^{-7} в на 1 мм шкалы, расположенной на расстоянии 1 м от гальванометра. Для этой цели можно использовать, например, гальванометры типа М 21/4 с внутренним сопротивлением порядка 10 ом. К дну рабочей камеры прикрепляется цилиндр из тонкой латунной сетки (12), внутри которого перемещается стеклянная трубка (7) со спаями и помещается капсула (13) с водой для смачивания мокрого спая термопары. Высота и диаметр капсулы 10 мм.

Процедура измерений заключается в следующем. Образец исследуемого материала (5) помещается между стенками рабочей камеры (15) и сетчатым цилиндром (12), капсула наполовину заполняется дистиллированной водой, заклеивается восковой (14) и опускается на дно сетчатого цилиндра. Затем камера навинчивается на крышку (16), вставляется вместе с ней во внутренний стакан (крышка при этом закрывает его сверху) и в таком положении выдерживается при включенном термостате 2—4 часа, что достаточно для полного выравнивания температуры в рабочей камере.

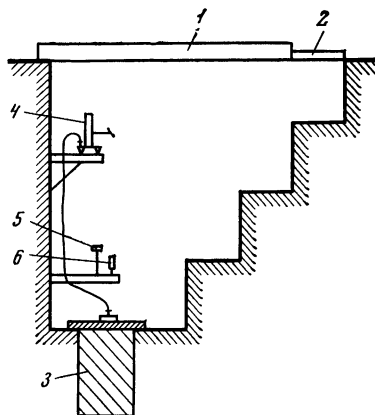
По достижении полного выравнивания температуры в установке стеклянная трубка опускается, нижний спай протыкает пленку или восковую бумагу, закрывающую капсулу, и увлажняется. Затем стеклянная трубка вновь поднимается вверх до упора, вода начинает испаряться с мокрого спая, он охлаждается, между спаями возникает разность температур, и следовательно, разность электрических потенциалов, которая измеряется с помощью зеркального гальванометра.

Чем меньше равновесная упругость пара над образцом, тем больше скорость испарения и, следовательно, разность температур между сухим и мокрым спаями и тем выше сила тока в цепи термопар. Известно, что в интервале относительной упругости пара 90—100 % зависимость между давлением влаги и дефицитом относительной упругости пара ($1 - p/p_0$) близка к прямолинейной, в связи с чем в этом интервале абсолютная величина давления влаги и сила тока в цепи термопары также оказываются практически пропорциональными (Судницын, Скалабан, 1968).

Средняя квадратичная ошибка отдельного измерения давления влаги на психрометрической установке предлагаемой конструкции

Рис. 3. Полевая лаборатория для психрометрических определений (схема)

- 1 — крыша блиндажа;
- 2 — входной люк;
- 3 — термостат;
- 4 — гальванометр зеркальный;
- 5 — шкала гальванометра;
- 6 — осветитель



не превышает 2 атм. Такая точность вполне достаточна для многих видов почвенно-гидрологических исследований в зоне неустойчивого и недостаточного увлажнения. Увеличивая число повторностей в определениях, можно соответственно повысить и их точность. Так, при 6-кратной повторности средняя квадратичная ошибка среднего арифметического равняется 0,5 атм.

Величина разности температур между сухим и мокрым спаями и, следовательно, электродвижущая сила зависят, конечно, не только от относительной упругости пара в камере, но и от формы спаев, объема воздушного пространства в камере, расстояния между спаями и поверхностью изучаемого объекта и от ряда других факторов. Поэтому необходимо проводить экспериментальную калибровку психрометрического устройства для каждого типа спаев, т. е. устанавливать зависимость между показаниями гальванометра и относительной упругостью пара (или давлением влаги в изучаемом объекте). Для этого можно воспользоваться стандартными растворами с известным осмотическим давлением. Так, например, можно применять растворы сахарозы с концентрацией 0,5 м., 1 м. и 2 м., давление влаги в которых равно соответственно —14, —32 и —80 атм. Этими растворами обильно смачиваются жгуты из ваты или фильтровальной бумаги, которые затем укладываются в рабочие камеры. Калибровку следует периодически повторять; в случае изменения зависимости между давлением и электродвижущей силой необходимо промыть спаи водой, спиртом и ацетоном.

Достоинством психрометрического метода является возможность определений давления влаги непосредственно в полевой обстановке. Первые опыты в этом направлении дали обнадеживающие результаты. Для обеспечения термостатических условий психрометрические установки размещаются на дне глубокого (не менее 2 м) хорошо укрытого блиндажа (рис. 3). Термостаты зарываются почти на всю глубину в грунт, где суточные колебания температу-

ры не превышают $0,01—0,03^{\circ}\text{C}$. Колебания температуры воздуха также не превышают нескольких градусов. В таких условиях скорость изменений температуры в установке не превышает $0,001^{\circ}$ в минуту, а перепады ее в пределах установки менее $0,01^{\circ}$, что вполне обеспечивает определение давления влаги с точностью до $1—2\text{ атм.}$

МЕТОДЫ ИЗМЕРЕНИЯ ОТДЕЛЬНЫХ СОСТАВЛЯЮЩИХ ПОЛНОГО ДАВЛЕНИЯ (ПОТЕНЦИАЛА) ВЛАГИ

Часто по тем или иным причинам нужно знать не только полное давление влаги в почве и растениях, но и величину его отдельных составляющих. Напомним, что наиболее важными из них являются матричное (каркасное, или капиллярное) и осмотическое давление.

Для определения матричного давления применяется группа методов, в которых используется непосредственная гидравлическая связь между почвенной влагой и измерительным прибором. Датчик измерительного прибора отделяется от почвы тонкопористой перегородкой (диаметр пор обычно меньше 1 мкм). Отличительной особенностью этих перегородок (мембран) является их способность во влажном состоянии пропускать воду, но быть непроницаемыми для газов. Поскольку поры в мембранах настолько широки, что не являются препятствием для диффузии растворенных в воде веществ (за исключением, может быть, крупных молекул белка или некоторых органических полимеров, не создающих, впрочем, существенного осмотического давления в растворе), этот метод не позволяет оценить осмотическую составляющую полного давления. Величина же матричного давления может быть измерена с высокой точностью, если размеры пор мембраны примерно того же порядка, что и почвенные поры, заполненные водой при измеряемом давлении.

Благодаря газонепроницаемости мембран в измерительных приборах можно создать любое давление газа (выше или ниже атмосферного), требующееся для того, чтобы внешние силы, действующие на воду в почве и в измерительном приборе, уравнились. Достижение равновесия определяется по отсутствию передвижения воды из почвы в датчик измерительного прибора, или наоборот.

Итак, в момент установления равновесия имеем $\Delta P = -P_m$, где ΔP — перепад давлений газа между камерой, в которой находится почва, и внутренней полостью измерительного прибора; P_m — матричное давление почвенной влаги.

В этом методе также существуют «активный» и «пассивный» варианты. В «активном» варианте (рис. 4, а, б) в измерительном приборе или в почве создается требуемое давление и вода из почвы перетекает в прибор (или наоборот) до тех пор, пока в результате

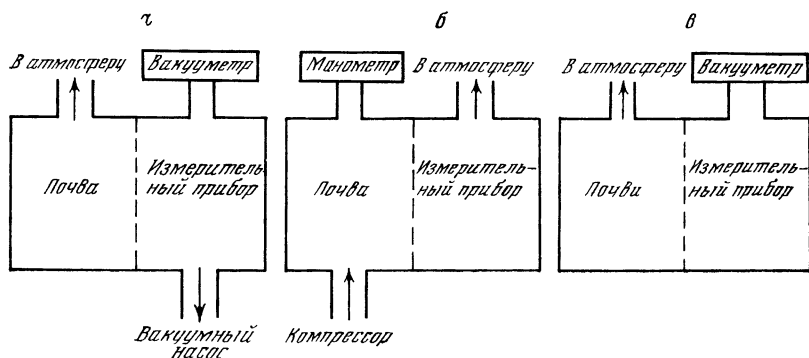


Рис. 4. Принципиальная схема методов измерения матричного давления почвенной влаги

а — активный метод, капилляриметр; б — то же, мембранный пресс; в — пассивный метод, тензиометр

изменения влажности почвы давление почвенной влаги не станет равным перепаду давлений газа над почвой и в приборе.

Приборы для активного измерения называются капилляриметрами (рис. 4, а) и мембранными компрессорами или прессами (рис. 4, б). В «пассивном» варианте (рис. 4, в) измерительный прибор герметически изолирован от атмосферы и снабжен манометром. После того как некоторое количество воды перетечет из прибора в почву (или наоборот), устанавливается равновесие; давление, зарегистрированное в этот момент манометром, равно матричному давлению почвенной влаги. Приборы такого типа называются тензиометрами, они довольно широко применяются в почвенно-гидрологических исследованиях и даже в сельскохозяйственной практике.

Как и при измерении полного давления, «активным» методом пользуются преимущественно для определения зависимости между матричным давлением и влажностью почв, а «пассивным» — для оперативного измерения матричного давления почвенной влаги.

Ниже кратко описаны наиболее распространенные и простые в изготовлении типы измерителей матричного давления (тензиометры, капилляриметры, мембранные компрессоры) и методика их использования.

Тензиометры до сих пор, к сожалению, в нашей стране промышленностью не освоены. Однако их можно изготовить, используя в качестве датчиков керамические фильтры (бактериологические, любой формы). Диаметр пор не должен превышать нескольких микрон. Фильтры соединяются вакуумным шлангом с вакуумметром любой конструкции (рис. 5). Перед использованием вся система заполняется дистиллированной прокипяченной водой. В самой высокой точке системы делается кран для выпуска постепенно накапливающегося в ней воздуха. Датчик вводится в почву на

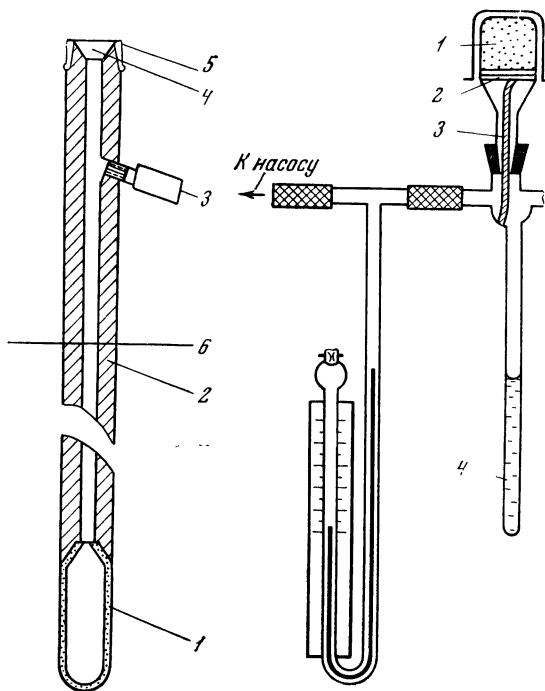


Рис. 5. Тензиометр (схема Soil-moisture Equipment Co, Catalog, N 60, 1962)

- 1 — «зонд» с пористыми стенками;
- 2 — вакуумный шланг;
- 3 — манометр-вакуумметр;
- 4 — пробка; 5 — крышка;
- 6 — поверхность почвы

Рис. 6. Капилляриметр (схема, по С. И. Долгову, 1948)

- 1 — почва;
- 2 — пористая пластина (фильтр);
- 3 — фитиль;
- 4 — мерная бюретка

нужную глубину, и по манометру периодически (в течение всего теплого сезона) отсчитывается величина матричного давления почвенной влаги.

Капилляриметры можно изготовить из фильтров Нутча (№ 4, 5, 6) и водосборных сосудов, соединенных вакуумным шлангом с манометром любой конструкции и вакуумным насосом (рис. 6). Сверху на фильтр тем или иным способом помещается почва, желательно с ненарушенным сложением, и фильтр не слишком плотно закрывается сверху крышкой. Затем в системе создается первая ступень разрежения (например, $0,05 \text{ атм}$) и вода начинает вытекать из фильтра по фитилю в водосборник. О наступлении равновесия судят по прекращению поступления воды в водосборник или по изменению веса образца. Измерив влажность почвы (по весу фильтров с почвой), создают вторую ступень разрежения, вновь определяют момент наступления равновесия и т. д. вплоть до величины $0,8—0,9 \text{ атм}$. Если поры фильтра слишком широки и воздух «прорывается» через них при более высоком давлении, фильтры можно покрыть тонкой пленкой коллодия или тонкодисперсной глины. По полученным в момент равновесия точкам строят зависимость между влажностью почвы и матричным давлением.

Мембранный компрессор (пресс) также можно изготовить в механической мастерской общего типа. На кафедре физики и мелио-

рации почв МГУ используется следующая модель (рис. 7). Основная часть — камера повышенного давления — представляет собой стальной цилиндр диаметром 15 см (1), закрываемый с торцов крышками (2). Герметичность камеры обеспечивается резиновыми кольцевыми прокладками (3), уложенными в пазы на крышках, и болтами, стягивающими крышки. Верхняя крышка имеет три вывода: для подачи сжатого газа, лучше всего — азота (4), для выхода воды из образца (5) и для манометра (6). Образец почвы (7) укладывается в резиновый мешочек (8), обеспечивающий его умеренное уплотнение в ходе измерений и надежный контакт с мембраной (9). Мешочек натягивается на отрезок вакуумного шланга (12), надетого на патрубок (13). Мембрана имеет форму цилиндра и состоит из двух слоев: внутреннего — пористого керамического фильтра и наружного — целлофановой пленки. Камера снабжена также вентилем сброса избыточного давления (10). Сжатый газ подается через редуктор, поддерживающий в камере постоянное давление.

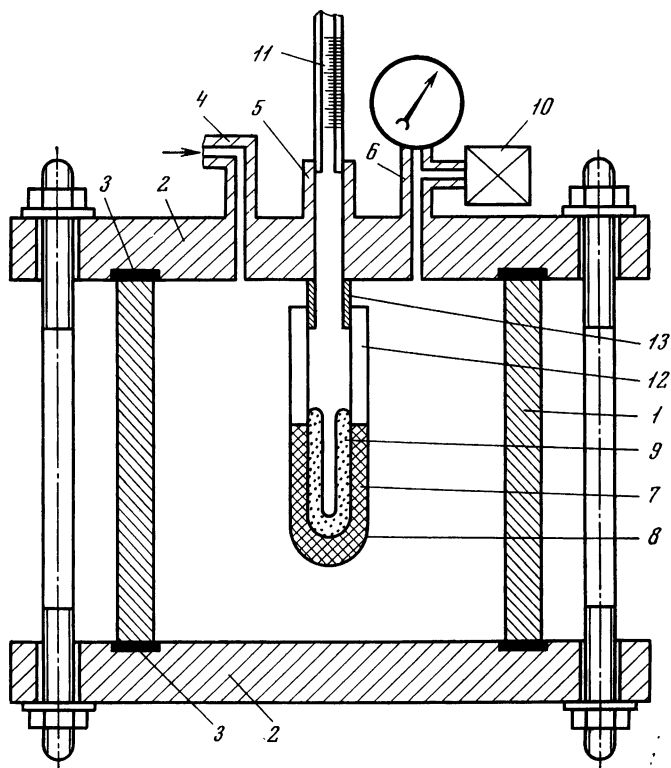


Рис. 7. Мембранный компрессор (вертикальный разрез, схема)

Обозначения в тексте

Количество воды, выходящей из образца под влиянием давления газа в камере, измеряется по изменению уровня воды в градуированной бюретке (11). Такая конструкция позволяет определять количество воды, вытекшей из почвы при любых давлениях, от 0 до -50 атм, не разбирая пресса. Кроме того, она обеспечивает беспрепятственный выход воздуха, диффундирующего через мембрану, в атмосферу, тогда как в большинстве других конструкций этот воздух, скапливаясь под мембраной, мешает производить измерения.

При измерениях определенное количество почвы с некоторой заданной начальной влажностью помещается в резиновый мешочек и вносится в камеру (в пресс). Толщина слоя почвы, уложенной вокруг мембраны, не должна превышать 1 см. До начала опыта внутреннее пространство мембраны, соединительного шланга и нижней части бюретки заполняется водой (сверху). В прессе с помощью редуктора устанавливается требуемое постоянное давление (обычно 0,5 или 1 атм), после чего периодически отмечается уровень воды в бюретке. Когда уровень воды перестает изменяться, рассчитывают количество вытекшей из почвы воды и соответствующее изменение влажности почвы. Затем повышают давление до 2 или 3 атм, повторяют процедуру измерений и т. д. Обычно определения заканчивают при давлении 16 атм, которое принято считать соответствующим средней влажности завядания для большинства сельскохозяйственных культур (мезофитов).

В принципе с помощью мембранных прессов можно определять и матричное давление влаги в почве при заданной влажности. Для этого нужно постепенно повышать давление газа до тех пор, пока не начнется вытекание воды из почвы. Однако длительность процесса измерения делает такое использование прессов «нерентабельным». Гораздо производительнее строить с их помощью зависимости между матричным давлением и влажностью, с тем чтобы впоследствии, используя эти зависимости, по данным о влажности почвы определять давление почвенной влаги.

Осмотическое давление почвенного раствора и клеточного сока растений можно определить криоскопическим методом. Методика выделения почвенных растворов, как и клеточного сока, подробно описана в соответствующих руководствах (Крюков, 1947; Генкель, 1946).

Все рассмотренные выше способы измерения давления влаги, кроме тензиометрического, требуют извлечения почвенных образцов, транспортировки их в лабораторию и определения давления влаги или влажности (с последующим вычислением давления с помощью имеющихся зависимостей). Это требует больших затрат труда и времени, в результате чего приходится либо уменьшать число изучаемых объектов, либо сокращать повторность в определениях, что снижает достоверность получаемых данных.

Существует косвенный метод измерения давления — с помощью сорбционных датчиков («блоков»), позволяющий про-

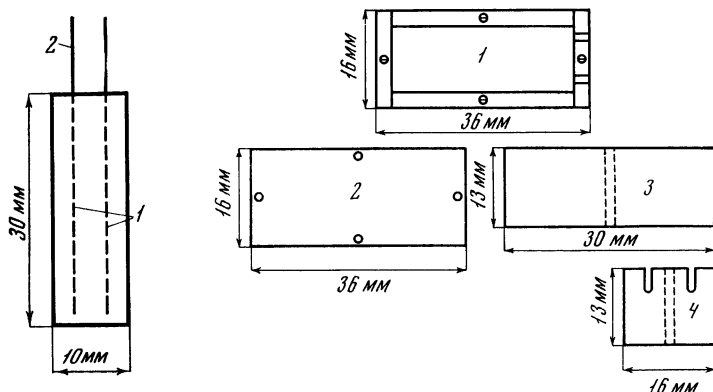


Рис. 8. Гипсовый датчик влажности (продольный разрез, схема)

1 — электроды; 2 — проводники

Рис. 9. Форма для изготовления гипсовых блоков (схема)

1 — вид сверху (в собранном виде), 2 — дно (вид сверху); стенки 3 — боковая; 4 — торцовая

водить измерения без извлечения почвенных образцов. При этом методе небольшие датчики (объемом около $5-10 \text{ см}^3$) различной формы, изготовленные из гипса, стекловолокна, ионообменной смолы и т. п., постоянно находятся в почве, так что давление влаги в них должно мало отличаться по величине от давления почвенной влаги (кроме кратковременных периодов интенсивного увлажнения почвы). В датчики встроены электроды, провода от которых выводятся на поверхность почвы в специальный коллектор. Заранее, в лабораторных условиях, находят экспериментально зависимость между давлением влаги в датчиках и их электропроводностью либо электрической емкостью; в дальнейшем по этим параметрам (легко измеряемым портативными приборами) определяется давление влаги в датчиках и, следовательно, в почве. Давление в датчиках (полное или матричное) можно измерять любым из описанных выше способов.

В настоящее время датчики для измерения влажности почвы крупными сериями промышленностью не производятся, но они могут быть легко изготовлены в любой лаборатории. Длина датчика 3 см, толщина 1 см. Расположение электродов показано на рис. 8. Электроды лучше всего делать из латунной сетки. При изготовлении блоков электроды с припаянными к ним проводами нужно закрепить в разборной форме (рис. 9) и залить гипсовым раствором. Для приготовления гипсового раствора медицинский гипс (алебастр) смешивается с водой в отношении 2 : 1 и тщательно перемешивается в течение 30 сек., после чего масса быстро выливается в форму. Через 10 мин. она затвердевает, форма разбирается. После сушки блок-датчик готов к употреблению. Форму

можно выполнить из органического стекла, металла и любого другого материала, который не реагирует с гипсом. Измерять электрическое сопротивление датчика можно кабельным мостом (типа «КМ»), серийно выпускаемым промышленностью, или любым другим прибором, позволяющим измерять сопротивление в пределах 100—20 000 ом на переменном токе.

МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ КОЭФФИЦИЕНТОВ ВЛАГОПРОВОДНОСТИ

Как уже отмечалось выше, движение воды в почве определяется величинами градиентов давления влаги и влагопроводностью почв. В первом приближении эта зависимость линейная и описывается формулой

$$i = -k \cdot J, \quad (5)$$

где i — плотность потока влаги; J — градиент давления влаги; k — коэффициент влагопроводности почвы¹.

Величина k зависит от влажности почвы (и, следовательно, от давления влаги): чем выше влажность почвы, тем выше k . Это объясняется тем, что при уменьшении влажности почвы не только уменьшается суммарная площадь поперечного сечения водных путей на единице площади поперечного сечения почвы, но и оставшаяся влага сосредоточивается во все более тонких капиллярах и пленках. Гидравлическая же проводимость пропорциональна квадрату радиуса капилляра или квадрату толщины пленки.

Исчерпывающий анализ и моделирование процессов передвижения воды в почве невозможны, если неизвестна величина k при различной влажности почв (т. е. и давлении влаги). В связи с этим рассмотрим кратко методы определения k (подробно эти методы излагаются в книге А. М. Глобуса, 1969).

Существующие методы определения k можно объединить в две основные группы — анализ стационарных потоков влаги и анализ нестационарных потоков. Среди различных вариантов этих методов остановимся на тех, которые могут быть использованы непосредственно в полевых условиях, на стационарах.

Стационарный поток может иметь место в почвах с высоким уровнем грунтовых вод (0,5 м на песчаных, 1 м на супесчаных, 1,5—2 м на суглинистых и глинистых почвах) в периоды более или менее стабильных метеорологических условий. Как известно, стационарный поток характеризуется постоянной плотностью (i) во времени и в пространстве. Измерив плотность потока воды из грунтовых вод к испаряющей поверхности (это можно сделать по скорости снижения уровня грунтовых вод с учетом бокового их

¹ Плотностью потока влаги именуют количество воды, протекающей за единицу времени через единицу площади поперечного сечения почвы; градиент давления — это отношение перепада давления в двух точках по направлению потока к расстоянию между этими точками.

потока) и градиент давления влаги в направлении потока (в данном случае в вертикальном направлении), можно по формуле $k = i/J$ вычислить коэффициент влагопроводности (Долгов, 1948).

В пределах капиллярной каймы вода передвигается преимущественно под влиянием градиента капиллярного давления, поэтому для измерения его можно воспользоваться тензиометрами, расположенными на разной высоте над уровнем грунтовых вод. Расстояние между ними должно быть таким, чтобы перепад капиллярного давления находился в пределах 50—100 см вод. ст. При меньших перепадах снизится относительная точность измерений J , при больших — между двумя тензиометрами окажется слой почвы с сильно изменяющейся влажностью и нелегко будет решить, какой именно влажности соответствует k , вычисленный для этого слоя.

Поскольку при восходящем потоке воды вес самой воды действует против градиента капиллярных сил, его следует вычесть из разности показаний тензиометров. Например, если показание тензиометра, установленного на глубине 40 см, составляет —100 см вод. ст., а на глубине 60 см оно равно 50 см вод. ст., то

$$J = \frac{(-100) - (-50) - (40 - 60)}{60 - 40} = -1,5 \text{ см вод. ст./см.}$$

Метод стационарного потока дает удовлетворительные результаты только в пределах капиллярной каймы, т. е. при давлениях выше —300, —400 см вод. ст. При более низких давлениях влаги стационарный поток в полевых условиях, как правило, не может сформироваться, так как вследствие низкой влагопроводности для этого требуется очень большой промежуток времени (недели и даже месяцы), притом со стабильными метеорологическими условиями, что наблюдается весьма редко. Поэтому в интервале низких давлений влаги (низкой влажности почвы) удобнее пользоваться одним из методов анализа нестационарного потока, а именно методом синхронных профилей влажности почвы и давления влаги на участках, лишенных растительности, где вода в почве движется только вверх.

Методика расчетов состоит из следующих этапов:

1) по результатам определений влажности строятся кривые хода влажности почвы (для разных ее слоев):

2) по данным о динамике влажности различных слоев почвы рассчитывается скорость потерь влаги каждым из этих слоев в течение опыта; для этого изменения влажности (в объемных процентах) за некоторый период умножаются на толщину слоя и делятся на длительность периода;

3) рассчитывается плотность потоков влаги, проходивших через верхние границы каждого слоя; для этого в конце каждого периода опыта производится последовательное суммирование скоростей потерь влаги за этот период в направлении потока влаги. Так, если почвенный профиль разбит на n слоев и потери

из слоев высотой $h_1, h_2, h_3, \dots, h_n$ за период Δt были равны соответственно $V_1, V_2, V_3, \dots, V_n$, то и соответственные плотности потоков для этих слоев за период Δt были равны:

$$\frac{V_1}{\Delta t}, \frac{V_1 + V_2}{\Delta t}, \frac{V_1 + V_2 + V_3}{\Delta t}, \dots, \frac{V_1 + V_2 + \dots + V_n}{\Delta t};$$

4) строится график динамики давления влаги (P) в каждом слое ($P_1, P_2, P_3, \dots, P_n$); давление определяется непосредственно или рассчитывается по заранее определенной зависимости между влажностью почвы и давлением влаги;

5) рассчитывается динамика градиентов давления на границах слоев; для этого перепад давления влаги между серединами соседних слоев делится на расстояние между этими серединами; так, градиент давления (J) между слоями $h_{(k)}$ и $h_{(k+1)}$ в момент t_i равен

$$J = [P_{h(k)} - P_{h(k+1)}] : \left[\frac{h_{(k+1)}}{2} + \frac{h_{(k)}}{2} \right]; \quad (6)$$

6) на основании данных о плотности потока влаги и величине градиента давления вычисляется динамика коэффициента влагопроводности почвы на границах слоев; расчеты производятся по формуле $k = \iota/J$;

7) определяется зависимость между k и влажностью почвы (или давлением почвенной влаги); для этого на графиках динамики влажности (давления влаги) и k отыскиваются точки, соответствующие одним и тем же глубине и времени, и наносятся на график соответствующей зависимости. Поскольку размерность плотности потока воды $\frac{\text{ед. длины}}{\text{ед. времени}} \left(\frac{L}{T} \right)$, а градиента давления $\frac{\text{ед. давления}}{\text{ед. длины}} = \frac{\text{ед. массы}}{\text{ед. длины}^2, \text{ед. времени}^2} \left(\frac{M}{L^2 T^2} \right)$, то размерность коэффициента влагопроводности будет $\frac{\text{ед. длины}^3 \text{ед. времени}}{\text{ед. массы}} \left(\frac{L^3 T}{M} \right)$.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ

ИСПОЛЬЗОВАНИЯ МЕТОДОВ И ПРИБОРОВ

ДЛЯ ИЗМЕРЕНИЯ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ ВЛАГИ В РАЗЛИЧНЫХ ОБЪЕКТАХ

И В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ЦЕЛЕЙ ИССЛЕДОВАНИЯ

При изучении движения влаги надо иметь в виду, что в сравнительно влажной почве основной причиной, вызывающей движение влаги, является матричное давление. Удобнее всего измерять его непосредственно в исследуемом объекте тензиометрами. Если движение происходит преимущественно в вертикальном направлении (например, при поливе напуском, при затоплении территории, при испарении воды из капиллярной каймы и т. п.), то тензиометры также следует устанавливать на различной глубине по почвенному профилю и по разности матричного давления на этих

глубинах измерять направление и величину градиентов давлений (Роде, Романова, 1964). При горизонтальном движении (фильтрация влаги из каналов, сток воды в дрены и т. п.) тензиометры необходимо располагать в горизонтальном направлении, вдоль предполагаемых линий тока воды.

Тензиометры могут быть использованы и для ориентировочного определения сроков полива. По данным ряда исследователей (Корнев, 1924; Гарднер, 1967; Makking, van Heemst, 1956), растения начинают чувствовать снижение доступности влаги при матричном давлении от $-0,3$ до $-0,6$ атм. Величина такого «первого критического уровня давления», конечно, зависит не только от биологических особенностей растения, но и от условий их существования (метеорологические условия, густота растений, мощность корнеобитаемого слоя почвы и др.). Эти зависимости довольно сложны, во многом еще неясны и требуют дальнейших исследований, но надо полагать, что применение тензиометров может значительно облегчить и сделать более эффективной работу в этом направлении.

При влажности почвы, значительно более низкой, чем полевая (наименьшая) влагоемкость, тензиометр уже нельзя применять, так как матричное давление влаги становится ниже $-1,0$ атм и выходит за пределы действия вакуумметра. В этом диапазоне давления влаги можно пользоваться электрометрическими датчиками давления или, измеряя влажность почвы, пересчитывать полученные данные на давление, пользуясь заранее определенными зависимостями давления (полного или матричного) от влажности.

При исследовании доступности почвенной влаги для растений в интервале низкого давления (менее -1 атм) наибольшую ценность представляют данные о динамике полного давления влаги в почве и растениях.

В соответствии с законами термодинамики необратимых процессов растения могут поглощать почвенную влагу лишь в том случае, когда давление влаги в растениях ниже, чем в почве. Таким образом, важным показателем доступности почвенной влаги является перепад давления (ΔP) между растениями (P_p) и почвой (P_{π}):

$$\Delta P = P_p - P_{\pi}. \quad (7)$$

Методика определения давления влаги в растениях довольно специфична, что связано с особенностями объекта. Давление влаги в растениях определяется физиологами растений уже давно, раньше, чем были разработаны удовлетворительные методы для измерений давления почвенной влаги. По традиции в физиологии растений давление влаги до сих пор называют сосущей силой и считают положительной величиной.

Наиболее распространенным методом измерения сосущей силы является метод равновесия растительных тканей с растворами, близкими к изотоническим. Этим методом было получено много

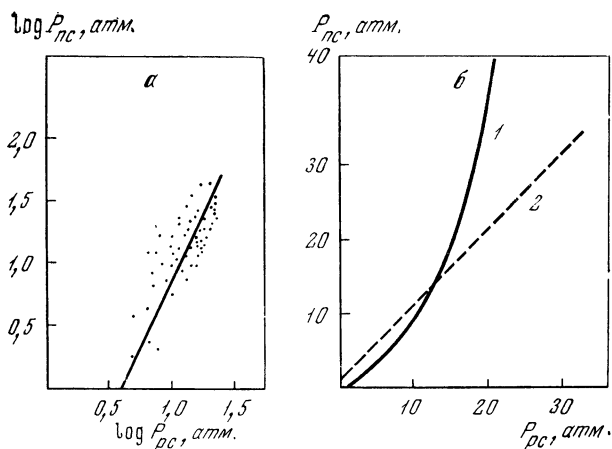


Рис. 10. Соотношение между значениями сосущей силы в хвое, полученными психрометрическим методом ($P_{\text{пс}}$) и методом струек ($P_{\text{рс}}$)

а — логарифмическая шкала, б — линейная шкала

интересных результатов. Однако в последнее время появляются данные (Тюрина, 1969), указывающие на то, что длительное выдерживание растительных тканей в растворах приводит в лучшем случае к неполному учету сосущей силы (за счет ликвидации в растениях отрицательного тургора), а в худшем случае — к плазмолизу и иным процессам, резко нарушающим исходное состояние растений.

Эти факты заставляют искать иные способы измерения активности воды и сосущей силы растений, лишенные этих недостатков. Наиболее перспективным представляется прямое определение давления влаги в растительных тканях психрометрическим методом. Например, с помощью психрометра предпринимались сравнительные измерения сосущей силы хвои двумя методами: по относительному давлению пара над хвоей и методом равновесия с изотоническими растворами (метод струек, по Шардакову; Судницын, Давыдова, Халилеева, 1971).

Данные параллельных определений, полученные двумя методами (психрометрическим и равновесия с растворами), нанесены на логарифмический график (рис. 10, а). Точки на этом графике образуют довольно компактную полосу рассеивания, что указывает на существование функциональной зависимости между данными, полученными двумя различными методами. На графике с логарифмическими координатами эта зависимость выражается прямой линией и описывается уравнением

$$P_{\text{рс}} = 0,67 + 0,45 \cdot \log |P_{\text{пс}}|, \quad (8)$$

где ($P_{\text{рс}}$) — сосущая сила, измеренная методом погружения в раст-

воры; ($P_{\text{пс}}$) — сосущая сила, измеренная психрометрическим методом. Коэффициент корреляции между величинами логарифмов ($P_{\text{рс}}$) и ($P_{\text{пс}}$) довольно высокий: $+0,84 \pm 0,03$. Это доказывает, что расхождения между величинами ($P_{\text{рс}}$) и ($P_{\text{пс}}$) не являются результатами случайных ошибок, а вполне закономерны.

При изображении на графике с линейными координатами (рис. 10, б) видно, что в интервале сосущей силы 0—15 атм расхождения между ($P_{\text{рс}}$) и ($P_{\text{пс}}$) сравнительно невелики, но при дальнейшем возрастании сосущей силы разница между ними быстро увеличивается. Так, например, при ($P_{\text{рс}}$) = 20 атм ($P_{\text{пс}}$) = 40 атм.

Столь сильные расхождения могут быть вызваны тем, что метод погружения в растворы обладает одним весьма существенным недостатком: он не позволяет с достаточной полнотой оценить капиллярные силы, которые развиваются в клеточных оболочках, граничащих с атмосферой. При погружении ткани в раствор происходит слияние растворов, заполняющих капилляры, с раствором сахарозы, и капиллярная составляющая сосущей силы исчезает или по крайней мере сильно уменьшается. Это не может не привести к значительному занижению сосущей силы, особенно выраженному в растениях, испытывающих водный дефицит, у которых возникает отрицательный тургор, достигающий очень больших величин, до —150 атм (Тюрина, 1957).

По данным П. А. Генкеля (1946), в листьях мезофитов осмотическое давление клеточного сока обычно не превышает 15—20 атм, т. е. той самой величины, начиная с которой отмечалось быстро нарастающее расхождение между результатами двух изученных методов. Дальнейшее увеличение сосущей силы, по-видимому, происходит преимущественно за счет нарастания отрицательного тургора, т. е. капиллярного и пленочного натяжения. Таким образом, можно предполагать, что метод погружения в растворы характеризует в большей степени величину осмотической составляющей сосущей силы, а психрометрический метод — полную величину сосущей силы растений.

Другой возможный источник ошибок в методе погружения в растворы — сорбция молекул сахарозы растительными тканями. Этот процесс, обнаруженный экспериментально (Бровченко, 1965), приводит к снижению концентрации и, следовательно, к падению удельного веса раствора. Создается впечатление, что изотонический раствор высасывает воду из тканей, а это приводит к занижению сосущей силы растения. Вполне вероятно, что при высокой концентрации растворов интенсивность сорбции сахарозы и, следовательно, занижение сосущей силы выражены гораздо сильнее, чем при низкой концентрации растворов. Это опять-таки согласуется с тем фактом, что расхождение между данными, полученными разными методами, возрастает по мере увеличения сосущей силы растений и концентрации изотонического раствора.

Наконец, в растениях, испытывающих сильный водный дефи-

цит, при погружении в растворы начинается процесс плазмолиза, особенно ярко выраженный у мезофитов. Это также не может не привести к резкому снижению сосущей силы (Тюрина, 1969). Итак, существуют по крайней мере три возможные причины занижения сосущей силы при определении ее методом погружения в растворы сахарозы.

Психрометрический метод лишен этих недостатков: он дает сведения о сумме всех сил, вызывающих нарастание сосущей силы и соответственно снижение активности воды в тканях растений. Пожалуй, единственным его недостатком, который может сказаться на результатах определений, является то обстоятельство, что ткани растений выдерживаются несколько часов в темноте. Однако за это время едва ли могут развиваться какие-либо процессы, способные существенно повысить сосущую силу (снизить активность воды) в тканях.

Сравнение результатов измерений сосущей силы растений двумя методами и анализ возможных ошибок этих методов позволяют считать психрометрический метод измерения сосущей силы растительных тканей (или активности воды в них) более строгим, чем метод погружения высечек из тканей в растворы сахарозы.

Однако перепад давления влаги — необходимая, но еще не достаточная характеристика доступности влаги. На пути к корням почвенная влага встречает сопротивление, величина которого влияет на скорость ее движения, и, следовательно, на доступность растениям. При этом чем ниже давление, тем тоньше заполненные водой капилляры и водные пленки и, следовательно, тем ниже влагопроводность почвы. Так, например, в некоторых суглинистых почвах при изменении давления влаги от $-0,1$ до -10 атм коэффициент влагопроводности падает в 1000 раз. Таким образом, по величине давления влаги можно приблизительно судить и о ее подвижности (или, как принято выражаться, о коэффициенте влагопроводности почвы).

Эти обстоятельства предопределяют тесную двойную связь между давлением и доступностью влаги для растений: 1) прямую, через перепад давления влаги между растением и почвой, и 2) косвенную, через влагопроводность почвы. Однако характер этой зависимости может варьировать, поскольку доступность влаги зависит не только от физических свойств почвы, но и от биологических особенностей растений и от условий окружающей среды, в первую очередь от метеорологических факторов. Поэтому результаты проведенных ранее исследований далеко не исчерпывают всех возможных случаев и предстоит еще провести обширные исследования основных видов растений, типов почв и комбинаций метеорологических условий. Такие исследования можно осуществить лишь в стационарных условиях.

Основной целью исследований, как видно из сказанного, является определение зависимости между давлением почвенной влаги и ее доступностью для растений, с учетом влагопроводности почвы.

В качестве интегрального показателя доступности влаги для растений можно использовать интенсивность транспирации, но не фактической, а относительной (α), равной отношению фактической транспирации (T) к потенциальной (максимально возможной) при данных метеорологических условиях (T_0): $\alpha = T/T_0$. Этот безразмерный показатель содержит в себе напряженность метеорологических условий и позволяет тем самым сравнивать значения доступности влаги в широком их диапазоне.

При высокой доступности почвенной влаги T/T_0 обычно варьирует от 1 до 0,7 (в зависимости от строения растительного покрова), но при снижении доступности падает до 0,1—0,2. Для определения относительной транспирации необходимо отдельно измерить фактическую и потенциальную транспирацию и затем вычислить отношение T/T_0 . Фактическая транспирация может быть рассчитана по данным о водном балансе изучаемого объекта или определена непосредственно с помощью почвенных испарителей — лизиметров с растениями — по методике, принятой в агрометеослужбе.

Существует также физиологический метод измерения транспирации, заключающийся в том, что растение (или отдельные его органы) срезается и взвешивается через 1 мин. и через 3 мин. после срезания. В промежутке между двумя взвешиваниями растение выдерживается в тех же условиях, в которых оно находилось до срезания. Убыль в весе принимают за потерю влаги на транспирацию растений. Она рассчитывается на единицу массы растения в единицу времени, а также на единицу площади территории, занятой растениями.

Потенциальную транспирацию можно приближенно принять равной испарению со свободной водной поверхности (эта величина измеряется на многих метеорологических станциях) или рассчитать по формулам, например по формуле Иванова

$$T_0 = 0,0018 (25 + t)^2 (100 - a), \quad (9)$$

где T_0 — потенциальное испарение («испаряемость») за месяц, мм; t — средняя месячная температура воздуха $^{\circ}\text{C}$; a — средняя месячная относительная влажность воздуха, %. В некоторых случаях потенциальная транспирация может сильно отличаться от испаряемости. Например, T_0 разреженного растительного покрова в несколько раз меньше, а в лесополосе ажурной конструкции, окруженной степью, — в несколько раз больше, чем испаряемость. В таких ситуациях T_0 также следует определять экспериментально, например по транспирации растений, растущих в условиях оптимального увлажнения, при влажности почвы, близкой к полевой (наименьшей) влагоемкости. Оптимальную влажность почвы можно создать поливом контрольной делянки или почвенного испарителя. Если по каким-либо причинам это невозможно, то, как показали наши исследования, для приблизительного измерения T_0 следует срезанное растение (или его часть) выдержать в воде в течение 20 мин., затем быстро отряхнуть, осушить филь-

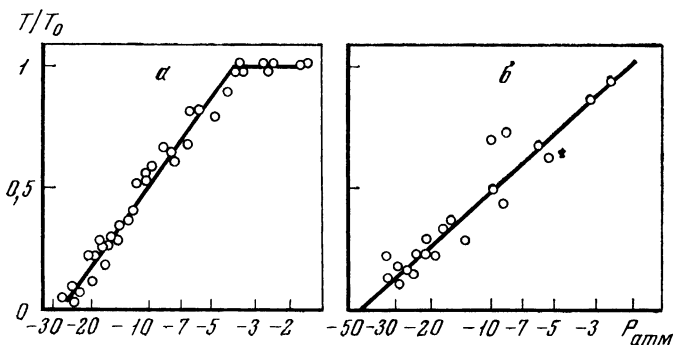


Рис. 11. Соотношение между давлением почвенной влаги (P) и относительной транспирацией T/T_0

a — овес в вегетационном опыте; b — сосновые насаждения

травяной бумагой от капель воды и определить его транспирацию, как описано выше.

Поскольку транспирация (и фактическая, и потенциальная) очень сильно варьирует во времени и в пространстве, для обеспечения достаточной точности получаемых средних данных и величины транспирационного расхода ее следует определять несколько раз в день ежедекадно, каждый раз не менее чем с 4—5-кратной повторностью.

Взвешивание лучше производить на автоматических (квадрантных или пружинных) весах; в этом случае легче добиться взвешивания точно в заданный момент времени. Однако при некотором навыке можно получать удовлетворительные данные и на обычных технических весах, находящихся в кожухе с прозрачной передней стенкой.

По данным, полученным в ходе параллельных наблюдений за динамикой относительной транспирации и давления влаги в почве и растениях, определяется зависимость доступности почвенной влаги (равной T/T_0) от ее давления. В качестве примера таких исследований рассмотрим результаты вегетационного опыта на суглинистом черноземе (рис. 11, a) и наблюдений за водным режимом сосновых культур на песчаной почве (рис. 11, b) в зоне сухой степи (Судницын, Давыдова, Халилеева, 1971). Вегетационный опыт проводился в испарителях объемом 10 л с овсом. Растения выращивали при оптимальной влажности, но после достижения фазы выхода в трубку часть сосудов перестали поливать и растения транспирировали всю доступную влагу в течение 14 суток. Влажность почвы (по весу сосудов) и давление влаги (психрометрическим методом) определялись ежедневно в среднем для всего сосуда.

Потенциальная транспирация (T_0) принималась равной транспирации из тех сосудов, которые поддерживались в состоянии

оптимальной увлажненности. При сопоставлении относительной транспирации и давления почвенной влаги оказалось (рис. 11, а), что в интервале давления почвенной влаги (P) в пределах $0 > P > -4 \text{ атм}$ зависимость между P и T/T_0 при изображении ее на графике представляет собой прямую линию, проходящую параллельно оси давления ($T/T_0 = 1$). При уменьшении влажности почвы и давления влаги, в интервале $-4 \text{ атм} > P > -25 \text{ атм}$, эта зависимость также изображается прямой линией, но идущей под углом к координатным осям. Алгебраически она описывается формулой

$$T/T_0 = 1,75 - 1,25 \log |P|. \quad (10)$$

Как показала экспериментальная проверка, эта формула (с небольшими коррективами) оказалась справедливой и для культур злаков в полевых условиях, хотя, конечно, вследствие разнообразия природных условий эта зависимость выдерживается не столь строго, как в вегетационном опыте (коэффициент корреляции снижается с $+0,98$ до $+0,7$).

Наблюдения за водным режимом сосновых культур различного возраста (8- и 60-летними) позволили получить аналогичную зависимость, отличающуюся лишь коэффициентами (рис. 11, б):

$$T/T_0 = 1,3 - 0,8 \log P/.$$

В отличие от вегетационного опыта, где влажность и давление сразу определялись в среднем для всей почвы (по весу сосудов), для сосновых культур, где распределение корневой системы весьма неравномерное, приходилось рассчитывать средневзвешенное давление влаги для двухметровой толщи почвы. При расчетах давление в каждом полуметровом слое бралось с весом, равным доле всех сосущих корней, содержащихся в этом слое. Например, если давление в полуметровых слоях (сверху вниз) равно -16 , -10 , -6 и -2 атм , а содержание корней соответственно $0,6$; $0,2$; $0,1$ и $0,05$, то средневзвешенное давление влаги равно $(-16 \cdot 0,6) + (-10 \cdot 0,2) + (-6 \cdot 0,1) + (-2 \cdot 0,05) = -12,3 \text{ атм}$.

Довольно хорошее соответствие между зависимостями, полученными для столь различных условий (злаки на суглинистой почве и сосна — на песчаной), позволяет надеяться, что зависимости такого типа справедливы для весьма широкого набора растений и условий их обитания. Однако необходимо еще раз подчеркнуть, что этот вопрос нуждается во всестороннем исследовании в стационарных условиях.

Для ориентировочных же оценок, впредь до получения более точных данных, можно пользоваться следующей приближенной схемой зависимости между доступностью почвенной влаги и средневзвешенным значением ее давления, являющейся результатом обобщения имеющихся в нашем распоряжении экспериментальных данных (Судницын, 1966):

Зона	Давление влаги, атм, соответствующее категориям влаги		
	легкодоступной	среднедоступной	труднодоступной
Лесная	0—(—3)	(—3)—(—8)	(—8)—(—20)
Степная	0—(—5)	(—5)—(—10)	(—10)—(—25)
Полупустынная и пустынная	0—(—5)	(—5)—(—12)	(—12)—(—30)

Различия в давлениях, соответствующих категориям влаги (по ее доступности для растений), для разных зон обусловлены различными свойствами почв этих зон (Судницын, 1966); следует учитывать и большую приспособленность растений южных, засушливых зон к потреблению влаги в условиях ее малого содержания и, следовательно, низкого полного давления. Это приводит соответственно к повышению доступности влаги для растений по сравнению с северными, влажными и прохладными зонами, где произрастают растения, не приспособленные к недостатку влаги в столь сильной степени.

Литература

- Бровченко М. И. О поступлении сахаров из мезофилла в проводящие пучки листьев сахарной свеклы. — Физиология растений, 1965, т. 12, вып. 2.
- Гарднер В. Р. Соотношения почвенной влаги в сухих и засушливых условиях — В сб.: Растения и вода. Л., Гидрометеиздат, 1967.
- Генкель П. А. Устойчивость растений к засухе и пути ее повышения. — Труды Ин-та физиологии растений АН СССР, т. 5, вып. 1, 1946.
- Глобус А. М. Экспериментальная гидрофизика почв. Л., Гидрометеиздат, 1969.
- Долгов С. И. Исследования подвижности почвенной влаги и ее доступности для растений. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1948.
- Корнев В. Г. Всасывающая сила почвы. — Журнал оп. агрономии, 1924, т. XXII, отд. 1.
- Крюков П. А. Методы выделения почвенных растворов. — В сб.: Современные методы исследования физико-химических свойств почвы, т. 4, вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1947.
- Нерсесова З. А. Инструктивные указания по определению количества незамерзшей воды и льда в мерзлых грунтах. — В сб.: Материалы по лабораторным исследованиям мерзлых грунтов, вып. 2, 1954.
- Роде А. А., Романова Г. И. Изменение всасывающего давления в почве в процессе испарения подвешенной влаги. Докл. к 8-му Междун. конгрессу почвоведов. Вып. «Физика, химия, биология и минералогия почв СССР». М., «Наука», 1964.
- Слэйчер Р. Водный режим растений. М., «Мир», 1970.
- Судницын И. И. Новые методы оценки водно-физических свойств почв и влагообеспеченности леса. М., «Наука», 1966.
- Судницын И. И. Количественная модель передвижения влаги в системе почва — растение — атмосфера — Почвоведение, 1970, № 11.
- Судницын И. И., Скалабан В. Д. О методах измерения давления влаги — Почвоведение, 1968, № 8.

- Судницын И. И., Скалабан В. Д.* Авторское свидетельство № 311191, Бюлл. Комиссии по делам изобр. и открытий, № 24, 1971.
- Судницын И. И., Гасель А. Г., Чан-Конг-Тау, Гинзбург, М. Е.* Водный режим сосновых культур на песчаных почвах в сухой степи.— Лесоведение, 1971, № 2.
- Судницын И. И., Давыдова Ю. А., Халилеева И. А.* О методах определения активности воды в тканях растений.— Науч. докл. высшей школы, биол. науки, 1971, № 1.
- Тюрина М. М.* Определение водоудерживающей способности растительных тканей.— Физиология растений, 1957, т. 4, № 4.
- Тюрина М. М.* О применении растворов сахарозы при исследовании водного режима растений.— В сб.: Водный режим сельскохозяйственных растений. М., «Наука», 1969.
- Koopmans R. W., Miller R. D.* Soil freezing and soil characteristic curves.— Soil Sci. Soc. Am. Proc., 1966, vol. 30, N 6.
- Makking G. P., van Heemst H. D. J.* The actual evapotranspiration as a function of the potential evapotranspiration and the soil moisture tension.— Netherlands J. Agric. Sci., 1956, vol. 4, N 1.
- Richards L. A., Ogata Gen.* Thermocouple for vapor pressure measurements in biological and soil system at high humidity.— Sci., 1958, vol. 128, N 3331.

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ТЕПЛОВОГО РЕЖИМА И ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ПОЧВ

В. Н. Димо

ПОНЯТИЕ О ТЕПЛОВОМ РЕЖИМЕ ПОЧВЫ И ТЕПЛООБМЕНЕ ПОЧВЫ С АТМОСФЕРОЙ

Тепловой режим почвы, или изменение теплового ее состояния во времени, определяется совокупностью явлений теплообмена системы атмосфера—приземный воздух—растение—почва—горная порода. Количественным выражением теплообмена внутри этой системы является тепловой баланс, характеризующийся суммой прихода и расхода тепла в отдельных ее компонентах. Говоря о тепловом балансе системы, мы в первую очередь оцениваем результат процессов теплообмена, совершающихся между деятельной поверхностью¹ и приземным слоем воздуха.

Теплообмен в почве вызывается разностью температур между поверхностью почвы и ее толщей. Он имеет годовой и суточный цикл, характеризующийся сменой процессов нагревания и охлаждения. Смена этих процессов может сопровождаться процессами фазовых переходов почвенной влаги и тепловыми эффектами, связанными с этими переходами (пар—вода—лед).

Вследствие теплообмена в почве создается в каждый момент времени температурное поле, изменение которого в профиле почвы характеризует тепловое состояние почвы, выражаемое объемной теплоемкостью (калории) и температурой (°C).

Температурное поле формируется под воздействием поступающей на поверхность почвы лучистой энергии Солнца и трансформации ее в тепловую энергию. Интенсивность поступления тепловой энергии в глубь почвы зависит от теплофизических свойств почвенного профиля (теплоемкость, теплопроводность, температуропроводность). Эти свойства в свою очередь зависят от влажности, плотности, гранулометрического, химического и минералогического составов, структурного состояния почвы, а также от ее температуры.

Теплообмен в почве является одной из составляющих уравнения теплового баланса суши (деятельной поверхности). Теплообмен у деятельной поверхности характеризуется двумя типами процессов — инсоляции и излучения. В годовом цикле теп-

¹ Деятельной поверхностью называется любая поверхность, на которой происходит превращение солнечной энергии в другие виды энергии. Ею может быть оголенная почва, поверхность растительного покрова, водная поверхность, крыши строений и др.

лообмена типом инсоляции характеризуется весенне-летний период нагревания, осенне-зимний период охлаждения — типом излучения. В суточном цикле тип инсоляции свойствен утренним и дневным часам, тип излучения — вечерним и ночным.

Типом инсоляции характеризуется теплообмен в летний полдень в средних широтах Европы (рис. 1, количество тепла, поступающее и уходящее, показано шириной стрелок). Рассматривая данный рисунок с позиции планетарных процессов теплообмена, необходимо отметить, что для северного полушария за год в среднем 33% поступающей радиации отражается облаками и не участвует в тепловом балансе деятельной поверхности. Около 9% диффузно рассеивается в мировое пространство. Потеря радиации происходит также за счет поглощения ее в атмосфере озоном, водя-

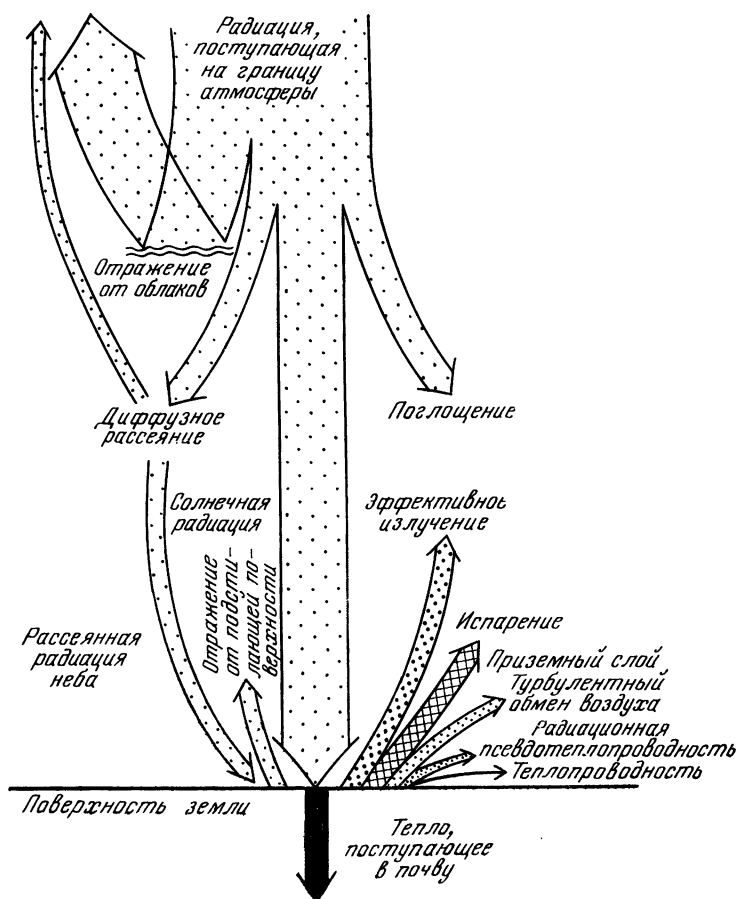


Рис. 1. Теплообмен у поверхности земли в летний полдень (по Гейгеру, 1960)

ными парами и углекислым газом, что приводит к нагреванию атмосферы.

К деятельной поверхности проникает поток лучистой энергии в виде прямой и частично рассеянной солнечной радиации, обеспечивающей основную приходную часть теплового баланса системы: деятельная поверхность — приземный слой воздуха — атмосфера. На деятельной поверхности лучистая энергия трансформируется: часть радиации отражается, часть поглощается и, преобразуясь в тепловую энергию, служит источником нагрева и повышения температуры деятельной поверхности.

Расход тепла при теплообмене в летний полдень происходит главным образом за счет длинноволнового излучения деятельной поверхности, а также за счет испарения, транспирации и турбулентного теплообмена (см. ниже).

Тип излучения характеризует ночной теплообмен, в котором коротковолновая радиация отсутствует. Теплообмен в этом случае определяется эффективным излучением (см. ниже) деятельной поверхности и испарением. Турбулентный обмен имеет направление, противоположное дневному теплообмену. Дополнительным источником притока тепла на деятельной поверхности является конденсация (при образовании росы и инея). Если при дневном теплообмене температура приземного слоя воздуха и почвы возрастает с приближением к поверхности последней, то при ночном теплообмене температура приземного слоя воздуха и почвы понижается в направлении к ней.

Особый случай представляют инверсии, при которых в результате атмосферной циркуляции наблюдается приход теплых облачных масс. Деятельная поверхность и в ночное время может оказаться более холодной, чем нижняя граница облаков. В этом случае теплообмен будет совершаться по типу инсоляции.

Тепловой баланс деятельной поверхности, как известно, определяется ее радиационным балансом, турбулентным и транспирационным теплообменом приземного слоя воздуха и теплообменом в почве («Основы агрофизики», 1959). В каждый момент времени приходная часть теплового баланса равна расходной, или алгебраическая сумма их равна нулю. Отсюда уравнение теплового баланса деятельной поверхности в общем виде имеет следующее выражение:

$$Q_b + Q_t + Q_{\text{и}} + Q_{\text{п}} = 0, \quad (1)$$

где Q_b — радиационный баланс (остаточная радиация); Q_t — турбулентный теплообмен (затраты тепла на турбулентное перемещение приземного слоя воздуха); $Q_{\text{и}}$ — транспирационный теплообмен (затраты тепла на суммарное испарение или выделение тепла при конденсации); $Q_{\text{п}}$ — теплообмен в почве.

Необходимо отметить, что поверхность почвы может быть приравнена к деятельной поверхности лишь в случаях, когда она лишена растительности, что соответствует для распаханых почв

периоду шарования сельскохозяйственных полей, предпосевному и посевному периодам (до появления всходов), послеуборочному периоду (после заделки стерни). То есть в позднеосенний, зимний и ранневесенний периоды поверхность почвы, лишенная растительности и снежного покрова (в бесснежных условиях зимы), является деятельной поверхностью. Находящаяся под растительным или снежным покровом поверхность почвы не может быть принята за деятельную. Степень ее нагревания или охлаждения зависит от высоты (мощности) и плотности и строения растительного и снежного покрова.

Радиационный баланс и методы его изучения

Радиационный баланс (Q_6) представляет собой разность между приходом и расходом лучистой энергии, поглощаемой и излучаемой в единицу времени единицей земной поверхности (или же деятельной поверхности). Радиационный баланс является важнейшим фактором, определяющим температурный режим приземного слоя воздуха и верхнего слоя почвы. Он играет решающую роль в процессах испарения.

Микроклимат сельскохозяйственного поля тоже формируется в соответствии с величиной радиационного баланса. Подчиняясь общим географическим закономерностям (изменение суммарной радиации в связи с широтой местности и облачностью), радиационный баланс зависит и от частных характеристик территории. Величина его, включающая отражательную и излучательную способность деятельной поверхности, изменяется в зависимости от вида и типа почв, растительного покрова, скорости и направления ветра, способов обработки, орошения и т. п. Радиационный баланс измеряют в $\text{кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{мин})$.

В дневное время поступление и расход лучистой энергии Солнца происходят по типу инсоляции и баланс ее, называемый радиационным балансом (в коротких волнах), или остаточной коротковолновой радиацией, имеет положительный знак (так как преобладает приход тепла).

Инсоляция, или суммарная коротковолновая радиация (Q_K), состоит из суммы прямой (S) и рассеянной (q) радиации:

$$Q_K = S + q. \quad (2)$$

Значительная часть поступающей на земную поверхность суммарной радиации отражается ею (почвой, снегом, растительностью, водными пространствами, строениями и т. п.) и составляет отраженную коротковолновую радиацию. В климатологии принято пользоваться отношением отраженной коротковолновой радиации (R_K) к суммарной (Q_K) как мерой отражательной способности деятельной поверхности, носящей название «альbedo коротковолновой радиации».

$$a_K = \frac{R_K}{Q_K}. \quad (3)$$

Мерой поглощения суммарной радиации является коэффициент поглощения (δ_{Σ}), равный $1 - a_k$.

Ночью, когда приход тепла от суммарной радиации отсутствует, деятельная поверхность получает и отдает тепло по типу излучения. Радиационный баланс в этом случае будет иметь отрицательный знак, так как расходная часть его, представленная уходящей от поверхности длинноволновой радиацией, всегда превышает приходную часть — длинноволновое излучение самой атмосферы. Разность их составляет эффективное излучение.

Уравнение радиационного баланса имеет следующий вид:

$$Q_6 = S + q - R - I \quad (4)$$

или

$$Q_6 = (S + q) \cdot (1 - a_k) - I, \quad (5)$$

где S — сумма прямой коротковолновой радиации; q — сумма рассеянной коротковолновой радиации; R_k — сумма отраженной радиации; a_k — альбе́до; I — эффективное излучение (разность между приходом и расходом тепла на деятельной поверхности, обусловленная разницей собственного длинноволнового излучения поверхности и длинноволнового противоизлучения атмосферы).

Балансомер. При изучении теплового режима почвы необходимо проводить актинометрические наблюдения. За последнее время значительная часть актинометрической сети Гидрометеослужбы оснащена балансомерами. Балансомер позволяет одновременно определять все составляющие радиационного баланса и поэтому должен быть предпочтен методам раздельного определения компонентов, составляющих радиационный баланс.

В сети Гидрометеослужбы в настоящее время получил распространение некомпенсационный балансомер М-10 конструкции Ю. Д. Янишевского (1957). Принцип действия этого балансомера, как и других актинометрических приборов, основан на поглощении различных видов радиации зачерненными приемными поверхностями и превращении ее в электрическую энергию термобатарей. Сила электрического тока («термотока»), измеряемая подсосединенным гальванометром ГСА-1, пропорциональна интенсивности радиации.

В балансомере имеются две приемные поверхности, представляющие собой две пластинки зачерненной фольги с прикрепленными к ним термобатареями. Одна поверхность обращена вверх и принимает поступающую прямую и рассеянную коротковолновую и длинноволновую радиацию атмосферы, другая обращена вниз для приема длинноволнового излучения земной поверхности, отраженной от поверхности коротковолновой радиации и отраженной длинноволновой радиации атмосферы. Балансомер показывает разность между суммарным приходом и суммарным расходом лучистой энергии на 1 см^2 его поверхности, или интенсивность радиационного баланса в $\text{кал}/(\text{см}^2 \cdot \text{мин})$. Часто в целях повышения

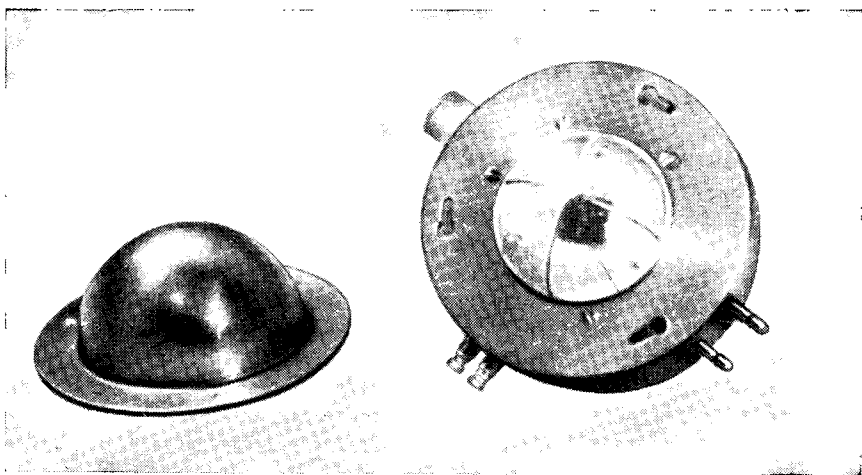


Рис. 2. Балансомер АФИ

точности определения прямой радиации обращенный вверх приемник затеняется, а учет прямой радиации производится по показаниям актинометра.

Детальное описание прибора, правила пользования и производства наблюдений имеются в руководствах по актинометрии (Янишевский, 1957; Кедровливанский, Стернзат, 1953). Недостатком балансомера является отсутствие защиты от ветра и необходимость введения соответствующих поправок на скорость ветра, учитываемую дополнительно. Это осложняет работу и снижает точность наблюдений.

Балансомер АФИ (рис. 2). Агрофизическим институтом ВАСХНИЛ предложена конструкция балансомера, имеющего защиту от ветра («Основы агрофизики», 1959). Ветрозащитой служит полусферический каркас из проволоки с натянутой на нее полиэтиленовой пленкой, одинаково хорошо пропускающей и коротковолновую и длинноволновую радиацию. В связи с тем, что проволока отбрасывает тень на поверхность приемника, точность показаний прибора несколько снижается.

Измерение потока коротковолновой радиации

Приходящая и уходящая радиация в коротких и длинных волнах измеряется специальными приборами — актинометром, пиранометром и альбедометром. Детальное описание их и методика наблюдений приведены в упомянутых выше руководствах по актинометрии.

Актинометр. Прямая солнечная радиация (S) наиболее точно измеряется актинометром. В сети Гидрометеослужбы распростра-

нен термоэлектрический актинометр Савинова — Янишевского, измеряющий интенсивность солнечной радиации.

Приемной частью актинометра служит расположенный в нижней части трубки диск из тонкой посеребренной фольги с прикрепленными к нему манганин-константановыми спаями термобатарей. Измерителем является гальванометр ГСА-1. Показания гальванометра, полученные для поверхности, перпендикулярной солнечным лучам, переводят в показания на горизонтальную поверхность, пользуясь специальной формулой.

Пиранометр. Прибором, измеряющим как суммарную, так и рассеянную радиацию, служит пиранометр. Приемной частью в нем является термобатарея, состоящая из последовательно соединенных манганин-константановых спаев. Четные спаи окрашены в белый цвет магниезией, нечетные — в черный цвет сажей. Возникающая в результате потока радиации разность температур черных и белых спаев создает термоэлектродвижущую силу, измеряемую гальванометром ГСА-1. Эта сила пропорциональна интенсивности суммарной коротковолновой радиации. При затенении установленным на стержне экраном пиранометр показывает интенсивность только рассеянной радиации.

Следует отметить, что балансомер, актинометр и пиранометр устанавливаются на специальной актинометрической стойке.

Альбедометр — прибор, измеряющий помимо интенсивности суммарной и рассеянной радиации интенсивность отраженной радиации. Альбедометр по принципу конструкции не отличается от пиранометра. Отличительной особенностью прибора является возможность направления приемной части как вверх, так и вниз. Правила пользования и техника наблюдений аналогичны пиранометрическим. Альбедометр устанавливается на высоте 1 м от деятельной поверхности. В походных условиях установка осуществляется с помощью двух шестов.

Измерение потоков длинноволновой радиации

К длинноволновой радиации относится противоизлучение атмосферы и собственное излучение деятельной поверхности. Противоизлучение атмосферы зависит от содержания водяного пара в воздухе, температуры воздуха и условий облачности.

Собственное излучение деятельной поверхности, в соответствии с законом Стефана, равно $S\sigma\Theta_w^4$ кал/(см²·мин), где Θ_w — температура поверхности; σ — постоянная Стефана — Больцмана, равная по современным данным $8,14 \cdot 10^{-11}$; S — коэффициент, характеризующий отклонение излучения данной поверхности от излучения черного тела¹.

¹ Величина последнего для большинства естественных поверхностей равна 0,85—1,00 (Александров, Куртнер, 1941, Falckenberg, 1930).

Экспериментальные методы измерения эффективного излучения (разность между противоизлучением атмосферы и собственно излучением земной поверхности) не отличаются достаточной точностью, как как приборы, измеряющие эту величину, — **пиргеометры** — дают преувеличенное значение эффективного излучения. Величину эффективного излучения с большей достоверностью получают расчетным путем («Основы агрофизики», 1959).

Все формулы расчета предполагают знание двух основных факторов — влажности и температуры воздуха. Для агрофизических целей А. Ф. Чудновский («Основы агрофизики», 1959) рекомендует пользоваться формулой Брента.

Измерение турбулентного и транспирационного обмена

Турбулентный обмен (Q_t) возникает вследствие того, что в каждый данный момент существует разница между температурой деятельной поверхности и омывающим ее воздухом. Обычно в дневные часы деятельная поверхность теплее, а в ночные холоднее приземного слоя воздуха. При инверсии может наблюдаться иное соотношение температур. Вечером и утром эти различия несколько сглаживаются.

Из-за разности температур возникает турбулентное перемешивание воздуха, а с ним — потоки тепла от поверхности и к поверхности. Механизм обмена носит беспорядочно пульсирующий, колеблющийся во времени характер и поэтому называется турбулентным потоком тепла. Помимо разности температур численная величина потока, или интенсивность теплообмена, зависит от характера поверхности, скорости, направления и структуры ветра в приземном слое воздуха. В основу определения величины турбулентного потока положены расчетные методы, основанные на использовании средних величин метеорологических элементов, полученных посредством стандартных метеорологических приборов.

Приземный слой воздуха может находиться в устойчивом и неустойчивом состоянии. Если поднимающиеся струи холоднее окружающего воздуха, а опускающиеся теплее, то состояние приземного слоя устойчиво. В обратном случае, когда поднимающиеся струи теплее, а опускающиеся холоднее, состояние приземного слоя неустойчиво. Обычно это соответствует дневному времени.

Устойчивая температурная стратификация приземного слоя атмосферы связана с инверсионным температурным режимом и соответствует ночному времени. При равновесных условиях создается изотермический режим, характерный для утреннего и вечернего времени.

Способы нахождения турбулентного потока при различных условиях тепловой стратификации приземного слоя воздуха (устойчивой и неустойчивой) наиболее ясно изложены А. Ф. Чуд-

новским («Основы агрофизики», 1959), а также А. Р. Константиновым (1962). Для нахождения теплового потока необходимо знать скорость ветра и температуру приземного слоя воздуха на двух высотах, а также коэффициент турбулентного обмена для данных условий.

Вследствие процессов испарения и конденсации возникает теплообмен между приземным слоем воздуха и деятельной поверхностью, называемый теплофизиками и климатологами транспирационным обменом ($Q_{\text{и}}$).

Как известно, перенос пара от деятельной поверхности в приземный слой воздуха в результате испарения и обратный ток этого пара из воздуха к поверхности вследствие конденсации осуществляются турбулентным механизмом обмена. Для нахождения потока тепла, вызываемого испарением или конденсацией, необходимо на двух высотах z_1 и z_2 (из которых z_2 — на деятельной поверхности, а z_1 — на 1 м выше) найти величины скорости ветра и влажность воздуха.

Величины транспирационного и турбулентного обмена возрастают с увеличением градиента температуры. Максимум их всегда приходится на полуденные часы, а минимум — на период инверсии, т. е. на ночные часы. Зависимость от скорости ветра, как показал Д. Л. Лайхтман (1944), имеет не линейный, а степенной характер.

Для получения величин турбулентного и транспирационного потока необходимо проводить микроклиматические наблюдения. Обязательные приборы для этих наблюдений — максимальный и минимальный термометры, аспирационный психрометр Ассмана и ручной анемометр Третьякова. Все эти приборы хорошо известны. Описание их можно найти в любом курсе климатологии и метеорологии. Отметим лишь, что при подкупающей простоте в установке и пользовании аспирационным психрометром основным его недостатком является влияние находящегося поблизости наблюдателя.

Для исключения ошибок наблюдений Агрофизический институт ВАСХНИЛ разработал дистанционный психрометр¹. Этот прибор снабжен электрическими полупроводниковыми термометрами сопротивления, устройством для непрерывного смачивания одного из термометров, а также электромотором для вращения вентилятора. Точность термометра до 0,1°. Измерительный агрегат построен по схеме неравновесного моста.

Микроклиматические градиентные наблюдения в сочетании с определением радиационного баланса позволяют определить величину испарения (Константинов, 1953). Метод определения испарения по тепловому балансу разработан М. И. Будыко (1956). Отметим, что нахождение величины суммарного испарения требует измерения: а) баланса коротковолновой радиации по пира-

¹ Описание приводится по инструкции, прилагаемой к прибору.

нометру; б) баланса длинноволновой радиации по влажности и температуре воздуха (психрометр); в) скорости ветра (анемометр); г) тепловых характеристик почвы (калориметр, а-калориметр и др.).

В последнее время получают распространение дистанционные измерения элементов теплового баланса с автоматической регистрацией данных наблюдений. Ю. Л. Розеншток (1960) сконструировал прибор — балансограф, позволяющий с помощью автоматического устройства получать методом теплового баланса величины испарения за определенный промежуток времени.

Измерение теплообмена в почве

Теплообмен в почве (Q_n) характеризуется с количественной стороны величинами теплового потока в почве и теплоаккумуляции в ней. Поскольку величина последней является интегральным значением тепловых потоков за определенный отрезок времени, именно величиной теплового потока определяется теплообмен в почве.

Величина теплового потока в почве зависит от температуры ее поверхности, теплоемкости и теплопроводности. Теплофизические характеристики в свою очередь зависят от типа почвы, ее влажности, плотности, химического и минералогического состава. Они изменяются под влиянием агротехнических, мелиоративных и погодных воздействий на почву как на трехфазную систему в целом. Изучение теплофизических характеристик необходимо проводить по генетическим горизонтам почвы с учетом физических свойств (в первую очередь влажности и плотности), химического и минералогического состава данного горизонта.

Известно, что теплообмен в коллоидно-капиллярно-пористых телах представляет собой сложное явление, в которое входят: 1) кондуктивный теплообмен, при котором перенос тепла осуществляется путем непосредственного соприкосновения между частицами тела; 2) конвективный теплообмен, происходящий лишь в жидкостях и газах (в нашем случае — в жидкой и газообразной фазах почвы). Теплопередача при конвекции происходит путем перемещения частиц вещества самой среды; 3) теплоизлучение — процесс распространения тепла в виде электромагнитных волн. При этом происходит двукратное превращение энергии: тепловая энергия превращается в лучистую, а лучистая — в тепловую.

Почва, как коллоидно-капиллярно-пористое тело, является трехфазной системой, и в ней могут иметь место все три вида теплообмена. Кондукция сопровождается конвекцией и излучением, и наоборот. В абсолютно сухом состоянии почва — практически двухфазная система. Передача тепла в данном случае определяется непосредственным контактом между частицами почвы, лучеиспусканием через воздух и его конвекцией. Теплопроводность опреде-

ляется соотношением твердой и газовой фаз, а также характером порозности.

При насыщении почвы парообразной влагой до величины, равной максимальной гигроскопичности, теплопроводность почвы должна заметно увеличиваться, так как плотность прочно связанной воды выше, чем свободной; она становится как бы компонентом твердой фазы, а контакт между почвенными частицами возрастает.

При появлении пленочной влаги почву можно рассматривать как трехфазную систему. Теплопроводность определяется как соотношением трех фаз (твердой, жидкой и газообразной), так и возникновением пленок, обводняющих почвенные частицы и создающих водный контакт между последними, благодаря которому теплопроводность значительно возрастает.

Теплопроводность почвы, находящейся в состоянии капиллярного увлажнения, является суммой теплопроводностей трех фаз и определяется их взаимосвязью. Когда воздух в почве полностью заменен водой, появляется гравитационная вода и почва становится снова двухфазной системой (исключая защемленный воздух). В этом случае механизм теплопроводности должен резко измениться.

В целом зависимость тепло- и температуропроводности почвы как коллоидно-капиллярно-пористой трехфазной системы от влажности весьма сложная, и попытки выразить ее математически пока еще не увенчались успехом. Необходимо также отметить, что подобные материалы, к сожалению, основаны на получении теплофизических характеристик почвы нарушенного сложения (на насыщенных образцах), что, конечно, не может соответствовать их истинным значениям, так как теплообмен связан с влагообменом в почве. Раскрытие природы последнего не нашло еще должного решения в почвенной гидрологии. Безусловное влияние на теплообмен оказывает и процесс воздухообмена в почве, механизм которого также недостаточно изучен.

Рассматривая теплообмен в почве, нужно отметить, что он должен быть охарактеризован, наряду с величинами теплового потока, и теплоаккумуляцией в ней. В связи с последним возникает вопрос о возможности представления о тепловом балансе почвы как физического тела, принимающего и отдающего тепловую энергию, поступающую при трансформации лучистой энергии Солнца на поверхность (в тонком приповерхностном слое) почвы.

Принимая почву за полуограниченное тело, мы можем, задав граничные условия для колонны почвы с определенной площадью поперечного сечения и высотой, подойти к рассмотрению теплового баланса почвы. Тепловым балансом почвы называется совокупность всех видов поступления и расхода тепла в почве в их количественном выражении за определенный промежуток времени для определенного слоя почвы.

Математическая форма этого понятия выражена уравнением теплового баланса почвы в общем виде: $A = B + F$, где A —

теплообмен почвы с деятельной поверхностью по вертикали; B — теплообмен с окружающим пространством по горизонтали (с учетом пространственной тепловой неоднородности почв); F — алгебраическая сумма изменения теплосодержания за данный период времени и затрат тепла на фазовые переходы. Для среднего и многолетнего периода $A = B$, так как величиной F можно пренебречь, а величины прихода и расхода тепла равны между собой.

Температура почвы и методы ее изучения

Температура как элемент климата почвы

Показателем теплового состояния почвы является ее температура. Умение находить и предвидеть температуру почвы в любой момент времени на любой глубине, умение проанализировать причины, приводящие к данному температурному состоянию почвы, и понять, какие факторы и в каком соотношении влияют на это состояние, является, как справедливо указывает А. Ф. Чудновский (1962), главной задачей почвенной теплофизики. Температура почвы рассматривается как результирующий тепловой эффект.

Температура почвы оказывает огромное влияние на различные процессы и явления, протекающие в ней и в приземном слое воздуха. Таковы процессы диффузии водяного пара в почвенном воздухе, газообмен почвенного воздуха с приземным слоем атмосферы, миграция почвенных растворов под влиянием температурного градиента, микробиологическая деятельность и, следовательно, биологическая активность почвы, процессы разложения органического вещества, интенсивность растворения различных солей и всасывающей силы растений, криогенные явления, фазовые переходы почвенной влаги и многие другие совершающиеся в почвах процессы и явления.

Влияние температуры почвы на рост и развитие растений общепризнано. Каждое растение имеет свою, оптимальную для роста и развития температуру почвы, свою температуру прорастания семян и появления всходов. Интенсивность кушения озимых и яровых культур зависит от температуры почвы. В зимнее время, при резком понижении температуры почвы, растения погибают главным образом вследствие разрыва узлов кушения. Многие болезни растений, особенно грибковые, связаны с низкими температурами почвы. Температура почвы влияет на усвоение растениями питательных веществ. Так, при температуре почвы ниже 10°C замедляется поступление азота в растения. Высокие температуры почвы в сочетании с низкой влажностью вызывают процессы старения растений и ведут к снижению урожая. Многие из упомянутых вопросов получили широкое освещение в работах А. М. Шульгина (1957, 1972).

Не безразлична для нормального развития растений величина перепада температур между почвой и воздухом (Радченко, 1966).

Соотношение тепла и влаги в почве, соразмерность этих факторов при формировании почвенного плодородия являются, наряду с обеспеченностью растений элементами питания, главным условием получения высоких урожаев сельскохозяйственных культур. В связи с этим необходимо изучение температурного и теплового режима почв проводить в сельскохозяйственных целях сопряженно с исследованием их водного и питательного режима.

Основными условиями изучения температуры почвы являются:

а) обязательность наблюдений за температурой почвы по генетическим горизонтам и в подстилающей породе, а также возможно более точное измерение температуры поверхности почвы и пахотного слоя на различных глубинах (включающее в зимнее время глубину узла кущения озимой культуры);

б) точная регистрация глубины (через каждые 5 см) распространения тепловой волны в суточном теплообороте;

в) обязательное проведение круглосуточных наблюдений за температурой почвы (в установленные Главным управлением гидрометеослужбы сроки), необходимых для оценки теплообеспеченности растений в корнеобитаемом слое в течение вегетационного сезона.

Методы измерения температуры почвы

Для измерения температуры почвы в сети Гидрометеослужбы применяются жидкостные термометры. Наполнителем термометров служит химически чистая ртуть или спирт. Ртутные термометры применяются для измерения температуры в пределах от $+70$ до -35°C , спиртовые служат главным образом для измерения низких температур.

В сети Гидрометеослужбы для измерения температуры воздуха и почвы употребляются термометры срочные, психрометрические, максимальные и минимальные, коленчатые (Савинова) и глубинные — вытяжные. Подробное описание этих термометров можно найти в руководствах по метеорологии и климатологии.

Для измерения температуры поверхности почвы применяются срочные, максимальные и минимальные термометры. Последние — спиртовые. Термометры обычно кладут на поверхность почвы горизонтально (максимальный термометр — с легким наклоном в сторону резервуара), слегка вдавливая их, так, чтобы половина резервуара (по горизонтали) находилась в почве. Первым кладется срочный термометр, затем (в направлении с севера на юг) — минимальный и максимальный. Резервуары направлены на восток.

Рядом авторов (Пенкевич, 1930; Рожанская, 1952, и др.) было установлено, что сравнительные показания ртутных термометров, установленных на поверхности почвы, расходятся между собой в солнечный день на $5-6^{\circ}\text{C}$. Таким образом, измерение истинной температуры поверхности почвы с помощью ртутных термометров дает лишь приближенное значение этой величины. Нам представ-

ляется, что надежнее измерять температуру слоя 0—1 см, устанавливая в нем срочный термометр под углом 45° (с опорой на развилку). Температуру поверхности почвы особенно удобно измерять с помощью «термопаука», который описан ниже.

Температура верхнего (в том числе пахотного) слоя почвы обычно замеряется коленчатыми термометрами Савинова, которые устанавливаются на глубинах 5, 10, 15 и 20 см. Термометр в 6—8 см от резервуара с ртутью имеет изгиб под углом около 135°. Резервуар с ртутью закладывается в почву горизонтально в заранее вырытую канавку, после чего она засыпается примерно до естественной плотности почвы. Верхняя часть со шкалой, имеющей цену деления 0,5°, выступает под углом 45° над поверхностью почвы. Термометрами Савинова можно пользоваться в период, когда снежный покров отсутствует; при установке необходимо обеспечить хороший контакт с почвой. Во время пользования нельзя допускать усадки почвы, а также наведения песка и пыли.

Температура глубоких слоев почвы измеряется с помощью вытяжных термометров, устанавливаемых в сети Гидрометеослужбы на глубинах 20, 40, 60, 80, 120, 160, 240 и 320 см (восьмiglубинный комплект). Вытяжные термометры имеют шкалу с ценой деления 0,2°. Они монтируются в специальной эбонитовой оправе с прорезью для шкалы. Надпочвенная часть окрашена серебряной краской для избежания нагрева и передачи тепла в почву. Резервуар термометра опущен в латунный или медный наконечник, зазор между ними засыпан опилками из этого же материала в целях увеличения контакта и температурной инерции термометров при их извлечении из почвы. Смонтированные таким образом термометры носят название «заленивленные».

Термометры укрепляются на деревянных палках, снабженных суконными кольцами, препятствующими теплообмену в эбонитовых трубах, куда они опускаются. Трубы опускаются в заранее пробуренные скважины. Скважина должна иметь диаметр на 3—5 см больше, чем труба. Зазор между трубой и почвой засыпается и уплотняется. Чтобы трубы не расшатывались, их крепят специальными проволочными оттяжками к вбитым в почву колышкам. Надземная часть трубы выступает на 40 или на 100 см. В зависимости от ожидаемой высоты снежного покрова выбираются термометры с большей или меньшей надземной частью. Техника установки термометров детально изложена в прилагаемой к каждому комплекту инструкции.

При маршрутных (не стационарных) исследованиях почвенного покрова можно пользоваться глубинными термометрами предложенной нами конструкции. Ртутные термометры с делениями шкалы 0,2 или 0,5° С закладываются в эбонитовую трубку с прорезью для шкалы. Полый наконечник из латуни или меди заполняется медными опилками (термометр «заленивливается») и затачивается на конце на конус, что обеспечивает надежный контакт с дном скважины. Диаметр скважины не должен превы-

шать 3 см. Термометр опускается на жесткой проволоке, вдавли-
вается в дно скважины и выдерживается не менее 30 мин. Отвер-
стие скважины в это время прикрывается специальной пробкой
или травой.

Установка термометров как Савинова, так и вытяжных, про-
изводится в направлении с востока на запад, с увеличением глу-
бины погружения в этом направлении. Во избежание вытаптыва-
ния растительного покрова и поверхности почвы с северной сто-
роны от ряда термометров устанавливается деревянный настил
(у термометров Савинова — съемный). Наблюдения за темпера-
турой почвы производятся в установленные климатологические
сроки (1, 7, 13, 19 часов). Сначала снимаются показания напоч-
венных термометров, затем — коленчатых (не вынимая их из поч-
вы) и наконец — вытяжных. Отсчеты по шкале вытяжных термо-
метров должны производиться на уровне глаза наблюдателя
с максимально возможной быстротой (не в ущерб точности). После
окончания наблюдений в показания термометров вводятся инстру-
ментальные поправки, взятые из поверочных свидетельств (сер-
тификатов).

В целях детального изучения температуры почвенного профиля
не следует ограничиваться глубинами, принятыми Гидрометео-
службой. Желательно по возможности проводить наблюдения
через каждые 10 см по всему профилю. Это позволит уловить раз-
личия в температуре, связанные с генезисом почв (Müller, 1965).
В этих же целях необходимо проводить наблюдения и в зимний
период (под снежным покровом), однако не только по вытяжным
термометрам, устанавливаемым начиная с глубины 20 см, но и
в самом 20-сантиметровом слое, пользуясь дистанционными тер-
мометрами сопротивления (см. ниже).

В связи с широким варьированием температуры почвы даже
в ограниченном пространстве, следует наряду с измерениями уста-
новленными стационарно термометрами проводить на поверхности
почвы и в верхнем ее слое дополнительные определения темпера-
туры, доводя повторность их не менее чем до 10-кратной. Подобные
наблюдения наиболее удобно проводить термометрами описыва-
емых ниже конструкций.

Электрические металлические термометры сопротивления полу-
чают в последнее десятилетие все более широкое распространение.
В основу принципа их действия положено свойство металлов из-
менять электрическое сопротивление в зависимости от темпера-
туры. Датчики изготавливаются из меди, никеля или платины.
Показания электрических термометров сопротивления, пользуясь
специальной кривой, переводят в градусы.

Назначение электрического термометра АМ-2М — стационар-
ное дистанционное измерение температуры в пахотном слое почвы.
Датчиком является медный проволочный термометр сопротивления,
заклученный в герметичный кожух. Двужильным медным кабелем
датчик соединяется с пультом, в пластмассовом корпусе которого

смонтирована схема неравновесного моста. Показания температуры отсчитываются по отградуированной в градусах Цельсия шкале миллиамперметра М-24-М. Шкала имеет два диапазона — от $+45$ до $+5$ и от $+5$ до -230°C . Источником питания служит батарея сухих элементов 1-КС-У-3 или 1-КС-Х-3. В комплект входит 10 датчиков, что позволяет проводить наблюдения на 10 точках. Подключение каждого из 10 датчиков комплекта осуществляется с помощью штепсельного соединения. Датчики электротермометра закладываются в почву на те же глубины, что и жидкостные термометры. Штепсельная вилка крепится на деревянной стойке. На горизонтальном торце стойки устанавливается переносный пульт. С помощью системы переключателей и реостата устанавливается исходное положение стрелки на шкале. Затем, переведя переключатель в соответствии с диапазоном шкалы в рабочее положение, снимают показания стрелки прибора.

Электрические полупроводниковые термометры сопротивления более чувствительны, чем металлические, поэтому их применение особенно целесообразно для точных измерений температуры. Они обладают свойством изменять омическое сопротивление с изменением температуры и позволяют довольно просто осуществлять дистанционные измерения.

Различные конструкции полупроводниковых термометров сопротивления разработаны Агрофизическим институтом ВАСХНИЛ («Основы агрофизики», 1959).

Пахотный электротермометр АФИ предназначен для измерения температуры почвы в пахотном ее слое. Диапазон от -10 до $+40^{\circ}\text{C}$, точность до $0,5^{\circ}\text{C}$, глубина замеров до 35 см.

Термометр (рис. 3) состоит из полого металлического стержня с делениями ценой 1 см (2), снабженного эбонитовой рукояткой (1). На конце стержня имеется наконечник из пластмассы (3) и закрепленная на нем латунная трубочка, внутри которой находится чувствительный элемент — полупроводниковое сопротивление ММТ-6, защищенное металлическим каркасом. Термометр присоединен к измерительному агрегату, представляющему собой неравновесный мост. Неравновесный мост имеет три постоянных плеча (R_1, R_2, R_3), которыми являются три катушки с манганиновым сопротивлением. Четвертое плечо — чувствительный элемент термометра с переменным, в зависимости от температуры, сопротивлением R_4 , подключаемым к штепсельным гнездам. В диагональ моста включен магнитоэлектрический микроамперметр М-24 на 50 мкА. Шкала отградуирована непосредственно в градусах. Источником питания служит батарея от карманного фонаря (4,5 в). Измерительный агрегат смонтирован в виде ящика размером $150 \times 115 \times 100$ мм, снабженного наплечным ремнем.

Прежде чем проводить замер температуры, необходимо проконтролировать напряжение поворотом рукоятки переключателя в положение К (контроль). Стрелка прибора в этом положении должна дойти до красной черты в конце шкалы. Если положение

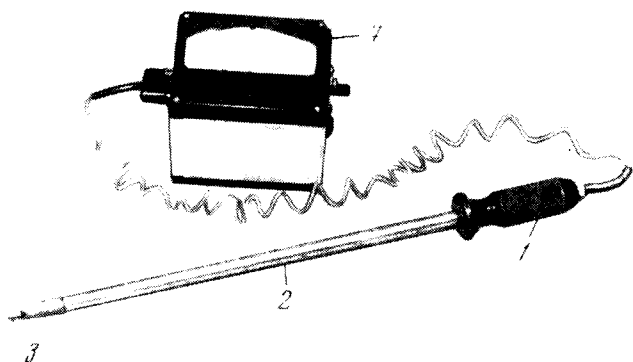


Рис. 3. Пахотный электро-термометр АФИ

- 1 — эбонитовая рукоятка;
- 2 — металлический стержень;
- 3 — наконечник из пластмассы
- 4 — измерительный агрегат

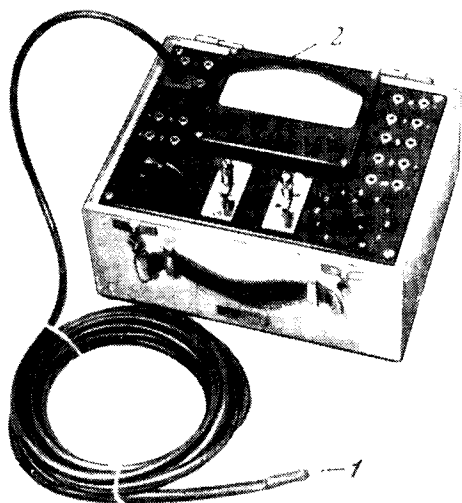


Рис. 4. 10-точечный электро-термометр АФИ

- 1 — датчик;
- 2 — измерительный агрегат

стрелки иное, необходимо поворотом ручки потенциометра довести ее до красной черты. Установив рукоятку в положение И (измерение), через 2—3 мин. производят отсчет температуры по шкале прибора. Пахотный электротермометр АФИ — чрезвычайно пор-
 тативный, удобный и точный прибор. Он незаменим при изучении
 ряда вопросов агротехнического характера в целях разработки

тепломелиоративных мероприятий (одновременные наблюдения за температурой почвы на склонах различной экспозиции, на полях под различными сельскохозяйственными культурами, исследование влияния способов посевов и вариантов обработки на температуру почвы и т. п.).

Электротермометры АФИ ПТЭТ-56 10- или 20-точечные (рис. 4) предназначены для дистанционного измерения температуры почвы на различных глубинах от -10 до $+40^{\circ}\text{C}$. Каждый датчик представляет собой полупроводниковое термосопротивление, смонтированное на конце резиновой трубки с заключенными в ней проводами (1). Измерительная часть (2) построена по схеме неравновесного моста, позволяющего быстро и точно отсчитывать показания микроамперметра по шкале с делениями $0,25^{\circ}\text{C}$. В схему включены два неравновесных моста, что дает возможность увеличить точность отсчетов путем деления шкалы на два интервала. Каждому интервалу температур соответствует полная шкала одного микроамперметра. На панели измерительного агрегата установлены корректор, переключатель диапазона шкалы и десятипозиционный переключатель. Каждый термометр имеет свою позицию (гнездо) для включения штепсельной вилки.

Для наблюдений в скважину диаметром не более 2 см, для бурения которой необходим соответствующий бур типа малой модели деркульского бура (Роде, 1960), закладываются электротермометры так, чтобы датчик упирался в дно скважины, которая засыпается потом почвой (с соблюдением последовательности горизонтов) и утрамбовывается. Расстояние между скважинами не должно превышать 20 см. Направление створа (по мере углубления скважин) — с востока на запад. Штепсельные вилки с выступающими из почвы отрезками проводов укладываются по пять на доске и тщательно закрываются водонепроницаемым материалом. Измерительный агрегат устанавливается на жестком горизонтальном основании на расстоянии, равном длине проводов, и защищается от атмосферных осадков. В нужный срок наблюдатель замеряет температуру путем подключения проводов к измерительному агрегату с соблюдением последовательности десятипозиционного переключения. Источником тока служит батарея от карманного фонаря.

Для быстрого определения температуры почвы по различным глубинам и для определения градиентов температуры служит термозонд АФИ. Термозонд представляет собой хлорвиниловую трубку, состоящую из отдельных, соединяющихся по нарезке секций, разграниченных кольцами. В кольца с внутренней стороны вмонтированы полупроводниковые датчики. Измерительный агрегат представлен неравновесным мостом и переключателем, аналогичными описанным выше приборам. Термозонд опускается в заранее пробуренную скважину. Он должен плотно соприкасаться с ее стенками.

Регистрация температуры почвы может быть произведена с помощью термоэлектрических термометров — термопар. Приемной

частью этих термометров служат спаи двух проводников. В результате разности температур «горячего» и «холодного» спаев в замкнутой цепи возникает ток, электродвижущая сила которого пропорциональна разности температур спаев. Измерителем служит гальванометр. Чаще всего для невысоких температур применяется пара медь — константан, дающая электродвижущую силу, при разности температур спаев в 1° равную 41 мв.

Схема устройства термопары следующая: константановый провод необходимой длины спаивается с двух концов оловом на канифоли или на электрической искре (при прохождении тока через раствор поваренной соли) с медными проводами. Сечение проводов в среднем равно 0,3 мм. Провода должны иметь хорошую изоляцию — лак или двойную шелковую обмотку. Изготовленная термопара градуируется по употребляемому в работе зеркальному гальванометру высокой чувствительности (10^{-9} а). При несоответствии внешнего сопротивления гальванометра с сопротивлением в цепи в измерительную схему приходится включать магазин сопротивлений. Рекомендуются также пользоваться переключателями при соединении термопары с гальванометром. Термопары позволяют проводить дистанционные замеры температуры и дают надежные показания в течение двух-трех лет. Осуществление автоматической регистрации температуры облегчает работу и позволяет иметь круглосуточные наблюдения за температурой почвы. Описание дистанционных измерений температуры почвы с помощью термопар приводит А. В. Голубев (1957).

На основе этого же принципа М. А. Каганов (1952) разработал конструкцию прибора, предназначенного для осредненного измерения температуры поверхности почвы. Этот прибор получил название «термопаук». Прибор измеряет температуру почвы с большим приближением к действительности, чем обычно применяемые для этой цели ртутные термометры. Внешний вид полного комплекта прибора представлен на рис. 5. Приемником «термопаука» является заключенная в алюминиевую коробку (1) батарея из 16 последовательно соединенных медно-константановых термопар, образующих одну термобатарею. Каждая термопара имеет датчик — «горячий» спай (2), выходящий на 20 см из заключенных в хлорвиниловую трубку проводов. Наружная часть покрыта прозрачным акрилатом. Она крепится с помощью стальной шпильки на поверхности почвы. «Холодные» спаи закрепляются на массивном алюминиевом диске, находящемся внутри коробки. Температура диска, а следовательно, и «холодных» спаев фиксируется с помощью полупроводникового сопротивления ММГ-4, укрепленного в центре диска. На крышке коробки находятся три клеммы (маркированные 1, 2, 3) для подключения чувствительной части к измерительному агрегату. Коробка с «холодными» спаями устанавливается на деревянной подставке на высоте 0,5 м от поверхности почвы. «Горячие» спаи располагаются радиально от центра коробки, охватывая таким образом площадь около 1 м², что позволяет

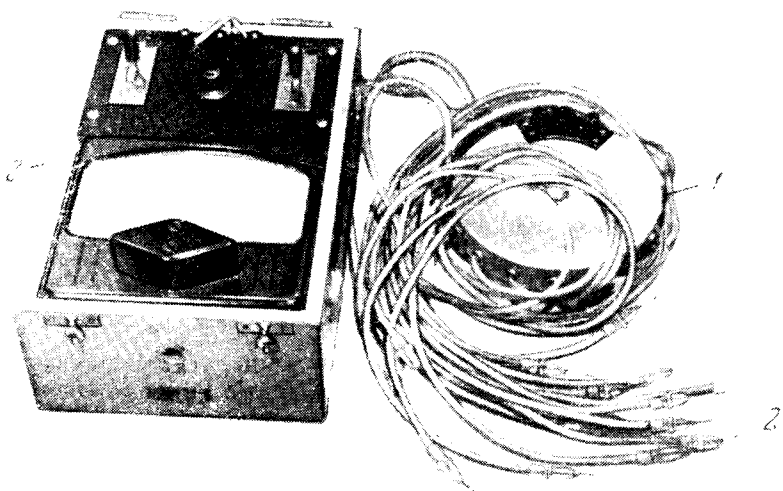


Рис. 5. Прибор для определения температуры поверхности почвы «термопаук» АФИ

1 — алюминиевая коробка, 2 — датчик; 3 — измерительный агрегат

получить данные не из одной точки, а со всей площади в среднем.

Измерителем служит микроамперметр (3). К микроамперметру подключаются выходные клеммы батареи. Шкала проградуирована непосредственно в градусах и имеет два диапазона. В связи с тем что температура «холодных» спаев не постоянная, в цепь измерителя включен добавочный блок, позволяющий компенсировать автоматически влияние изменения температуры «холодных» спаев. Правила установки и производства наблюдений аналогичны описанным выше для прибора ПТЭТ-56.

Известно, что знание истинных температур поверхности почвы необходимо при решении ряда задач, связанных с теплообменом почвы и приземного слоя воздуха. Показания «термопаука» позволяют получить более правильное их решение.

Свыше 500 проведенных нами параллельных замеров температуры поверхности почвы ртутными срочными термометрами и «термопауком» АФИ показали, что:

а) в полдень, при ясном небе в безветренную погоду, показания «термопаука» были, как правило, выше, чем показания ртутных термометров. Разница составила $1,6^{\circ}\text{C}$. В ночные часы, при ясном небе и отсутствии ветра, ртутные термометры имели показания на $0,7^{\circ}\text{C}$ выше показаний «термопаука». Соответственно

амплитуда суточных температур поверхности почвы при измерении «термопауком» возрастала на $2,3^{\circ}\text{C}$;

б) при сплошной облачности разница в показаниях температуры и в дневные и в ночные часы практически была равна нулю;

в) при переменной облачности в короткие периоды затенения ртутные термометры не реагировали на изменение температуры. Показания же «термопаука» быстро и резко снижались. Разница достигала в среднем $5\text{--}6^{\circ}\text{C}$;

г) резкое изменение температуры поверхности почвы при порывах ветра было обнаружено при измерении «термопауком».

Обработка результатов наблюдений за температурой почвы

Выше мы указали, что наблюдения за температурой почвы необходимо проводить ежедневно в установленные Гидрометеослужбой сроки (1, 7, 13, 19 часов). Только при соблюдении этого условия можно получать материал, сопоставимый с данными метеостанций, и с достоверностью говорить о температурном режиме почвы и его особенностях. К сожалению, иногда полагают, что достаточно провести наблюдения два раза в месяц в течение вегетационного сезона, чтобы судить о температурном режиме почвы и строить термоизоплеты.

Если при изучении режима влажности почвы в некоторых случаях можно ограничиться и этими сроками, то при наблюдениях за температурой почвы это совершенно недопустимо. Оценка теплового состояния почвы в зоне суточного теплооборота за опре-

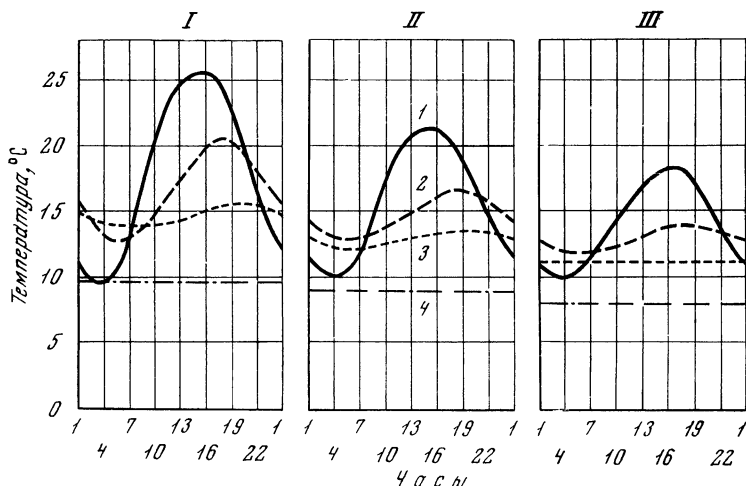


Рис. 6. Суточный ход температуры почвы под различными культурами
I — пар, II — пшеница, III — ерник Глубины 1 — поверхность, 2 — 10 см, 3 — 20 см, 4 — 50 см

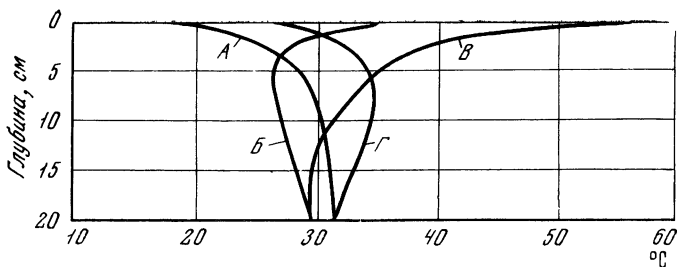


Рис. 7. Таутохроны температуры почвы (по Сапожниковой, 1950)

Суточный ход, часы А — 2, Б — 8, В — 12, Г — 20

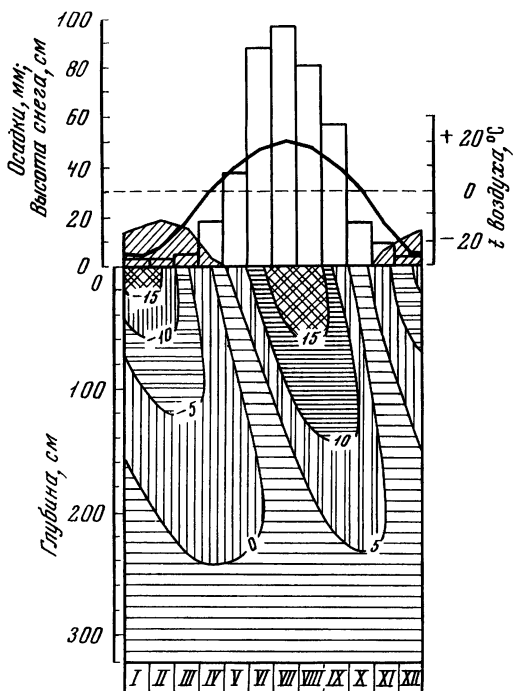


Рис. 8. Термоизоэплеты почвы

Годовой ход Внизу — календарь (месяцы), вверху — месячные суммы осадков (столбиками), мощность снегового покрова (заштрихованные поля от ломаной линии до поверхности), среднемесячная температура воздуха (кривая)

деленный период времени (фазы вегетации, месяц, сезон, год и др.) может быть достоверной только при соблюдении указанных сроков наблюдений за температурой почвы. В глубоких слоях, за пределами суточного теплооборота, допустимо ограничить замеры температуры разовым наблюдением, проводя его ежедневно в 13 часов.

Для более детальной характеристики суточного хода температуры почвы необходимо проводить замеры через каждый час, во всяком случае, не реже чем через каждые три часа (1, 4, 7, 10, 13, 16, 19, 22 часа). Наиболее удобны для этих наблюдений 10-точечные полупроводниковые термометры сопротивления, устанавливаемые

мые через каждые 5 см до глубины на менее 70 см. Детальными наблюдениями должны быть охвачены как ясные, так и пасмурные дни, характерные для данного месяца или сезона. Наилучшим способом проведения наблюдений является автоматическая дистанционная запись.

Суточный ход температуры почвы изображается графически в виде синусоиды и таутохрон (рис. 6 и 7). В сравнительных целях дается изображение суточного хода приземного слоя воздуха. Данные многолетних наблюдений за температурой почвы или наблюдений за определенный отрезок времени изображаются в виде термоизоплет (рис. 8). На миллиметровой бумаге по оси абсцисс откладывается время, по оси ординат — глубина от поверхности и глубины наблюдений. Затем наносятся численные значения среднесуточных температур почвы, соответствующих данной глубине. Точки с одинаковой температурой соединяются плавной кривой линией — термоизоплетой. При построении термоизоплет за длительный период (сезон, год) наносятся средние значения суточных температур за пятидневку. При обобщении многолетних данных используются среднemesячные значения температур.

В зависимости от задач исследования термоизоплеты можно проводить с различной степенью детальности, а именно через один, два, три, пять градусов, объединяя показания температуры в контур соответствующих интервалов. На рисунках необходимо также отразить изменение температуры приземного слоя воздуха, количество осадков и мощность снежного покрова.

ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПОЧВ И МЕТОДЫ ИХ ИЗУЧЕНИЯ

При исследовании процесса теплообмена в почве необходимо знать численные значения основных теплофизических свойств — теплоемкости, теплопроводности, температуропроводности, теплоусвояемости.

Основные понятия

Теплоемкость почвы

Под теплоемкостью почвы понимается ее способность поглощать тепло. В общем виде она выражается через приращение количества тепла (Q) в почве при изменении ее температуры (T):

$$c = \frac{\Delta Q}{\Delta T} . \quad (6)$$

Различают понятия удельной и объемной теплоемкости почвы. Удельная (весовая) теплоемкость почвы (c) равна количеству тепла, необходимого для нагревания или охлаждения единицы массы абсолютно сухой почвы на 1°C в интервале температур от $14,5$

до $15,5^{\circ}$. Удельная теплоемкость выражается в $\text{кал}/(\text{г} \cdot \text{град})$ или $\text{ккал}/(\text{кг} \cdot \text{град})$. Чтобы нагреть или охладить единицу объема почвы на 1°C , необходимо затратить количество тепла, равное объемной теплоемкости (C). Размерность ее — $\text{кал}/(\text{см}^3 \cdot \text{град})$ или $\text{ккал}/(\text{м}^3 \cdot \text{град})$. Расчет объемной теплоемкости производится по формуле

$$C = c\rho, \quad (7)$$

где ρ — плотность почвы (объемный вес), $\text{г}/\text{см}^3$.

Теплоемкость как талых, так и промерзающих почв является аддитивной величиной, т. е. суммой теплоемкостей всех компонентов почвы, поскольку почва представляет собой сложную совокупность органо-минерального скелета с твердой, жидкой и газообразной фазами почвенной влаги и почвенным воздухом.

Объемная теплоемкость почв и горных пород в талом и промерзшем состоянии определяется, по Н. С. Иванову и Р. И. Гаврильеву (1965), из соотношений для талой почвы:

$$c\rho_{\text{т}} = c_{\text{ск}}\rho_{\text{ск}} + c_{\text{в}}W\rho_{\text{ск}} + c_{\text{пв}}\rho_{\text{пв}}, \quad (8)$$

где $c\rho_{\text{т}}$ — объемная теплоемкость талой почвы; $c_{\text{ск}}\rho_{\text{ск}}$ — объемная теплоемкость скелета; $c_{\text{в}}W\rho_{\text{ск}}$ — объемная теплоемкость поровой влаги (W — влажность в процентах от объема почвы); $c_{\text{пв}}\rho_{\text{пв}}$ — объемная теплоемкость порового воздуха. Последним членом равенства в связи с малой его величиной можно пренебречь, тогда

$$c\rho_{\text{т}} \approx c_{\text{ск}}\rho_{\text{ск}} + c_{\text{в}}W\rho_{\text{ск}}. \quad (9)$$

Для промерзшей почвы объемная теплоемкость поровой влаги заменяется объемной теплоемкостью льда:

$$c\rho_{\text{м}} \approx c_{\text{ск}}\rho_{\text{ск}} + c_{\text{п}}W\rho_{\text{ск}}. \quad (10)$$

В промерзающих и протаивающих почвах, грунтах и горных породах удельная и объемная теплоемкость характеризуются не только тепловыми свойствами компонентов (аддитивная теплоемкость), но и теплом фазовых переходов поровой влаги. Ее величина зависит также от фазового состава поровой влаги. Дополнительные тепловые эффекты (положительные при плавлении льда и отрицательные при его кристаллизации) приводят к тому, что теплоемкость становится эффективной величиной.

При учете основных тепловых эффектов формула для определения эффективной величины объемной теплоемкости была выведена Н. С. Ивановым и Р. И. Гаврильевым (1965) и имеет следующий вид:

$$c_{\theta}\rho = c_{\text{ск}}\rho_{\text{ск}} + c_{\text{в}}\rho_{\text{пв}}(\theta) + c_{\text{л}}\rho_{\text{л}}(\theta) + q_0 \frac{d n_{\text{пв}}(\theta)}{d\theta}, \quad (11)$$

где $c_{\text{в}}\rho_{\text{пв}}$ — объемная теплоемкость незамерзшей влаги; $c_{\text{л}}\rho_{\text{л}}$ — объемная теплоемкость льда; θ — температура, $^{\circ}\text{C}$; q_0 — удельная теплоемкость плавления, $\text{кал}/\text{г}$. В уравнении (11) объемные

плотности незамерзшей воды $[\rho_{\text{нв}}(\theta)]$ и льда $[\rho_{\text{л}}(\theta)]$ являются функциями температуры.

Названные авторы в результате расчетов объемной эффективной теплоемкости песчаных, супесчаных, суглинистых и глинистых горных пород составили номограммы, позволяющие получить численные значения эффективной теплоемкости в зависимости от влажности, плотности и температуры.

Теплопроводность почвы

Теплопроводностью почвы называется ее способность под воздействием градиента температуры проводить тепло путем теплового взаимодействия соприкасающихся между собой твердых, жидких и газообразных частиц.

Коэффициент теплопроводности (λ) численно равен количеству тепла (ΔQ), проходящему в единицу времени, при стационарном состоянии потока тепла через две противоположные, перпендикулярные направлению теплового потока грани единицы объема при разности температур на этих гранях в 1°C . Он количественно характеризует теплопроводность почвы и имеет размерность $\text{кал}/(\text{см} \cdot \text{сек} \cdot \text{град})$ или $\text{ккал}/(\text{м} \cdot \text{час} \cdot \text{град})$.

В пористых средах передача тепловой энергии осуществляется тремя механизмами — кондуктивным, конвективным и лучистым. Поэтому в общем виде коэффициент теплопроводности почв является эффективной величиной:

$$\Delta Q = - \lambda_{\text{эф}} \frac{\Delta T}{\Delta l} \Delta t, \quad (12)$$

где ΔT — разность температуры между двумя гранями единицы объема; Δl — расстояние между двумя гранями единицы объема; Δt — время.

Знак минус означает перенос тепла в сторону убывания температуры.

$$\lambda_{\text{эф}} = \lambda_{\text{к}} + \lambda_{\text{кв}} + \lambda_{\text{л}}, \quad (13)$$

где $\lambda_{\text{к}}$ — коэффициент кондуктивной теплопроводности; $\lambda_{\text{кв}}$ — коэффициент конвективной теплопроводности; $\lambda_{\text{л}}$ — коэффициент лучистой теплопроводности.

Согласно упомянутой работе Н. С. Иванова и Р. И. Гаврильева (1965), следует отметить, что лучистая теплопроводность почв составляет не более 1% общего теплопереноса, так как она зависит от размера пор и температуры их внутренних поверхностей. Конвективный поток тепла внутри пор при радиусе 3 мм составляет 0,13% при высоких термоградиентах общего теплового потока и может не учитываться.

Свободная межпоровая конвекция в почвах также составляет незначительную долю общего теплового потока. Вместе с тем конвекционный перенос тепла при инфильтрации может иметь перво-

степенное значение и зависит от количества и температуры фильтрующейся воды. Этот случай теплопереноса является частным случаем вынужденной тепловой конвекции.

Основная доля теплопереноса в почве осуществляется кондуктивной теплопроводностью, величина коэффициента которой определяется объемным весом органо-минерального скелета, воды, льда и паровоздушного заполнителя пор или объемной плотностью (массы этих компонентов в единице объема дисперсной среды).

Температуропроводность почвы

Температуропроводность почвы, или скорость выравнивания в ней температур при нестационарном потоке тепла, характеризуется коэффициентом температуропроводности, представляющим собой изменение температуры единицы объема почвы, вызванное поступлением в нее некоторого количества тепла, протекающего за 1 сек через 1 см² поперечного сечения. Размерность — см²/сек или м²/сек; математическое выражение

$$\alpha = \frac{\lambda}{c}, \quad (14)$$

где α — коэффициент температуропроводности; λ — коэффициент теплопроводности; c — объемная теплоемкость.

Для промерзающих и протаивающих почв и горных пород коэффициент температуропроводности определяется, по Н. С. Иванову и Р. И. Гаврильеву (1965), из соотношений эффективных величин кондуктивной теплопроводности и объемной теплоемкости. Он является резко выраженной функцией температуры.

Теплоусвояемость почвы

Теплоусвояемость почвы (β) характеризует степень аккумуляции в ней тепла. Это не основная, а производная характеристика. Размерность — кал/(см²сек^{1/2}град) находится расчетом по формуле

$$\beta = \sqrt{\lambda c_p}, \quad (15)$$

где λ — коэффициент теплопроводности почвы; c_p — объемная теплоемкость почвы.

Выше мы отмечали, что теплофизические характеристики почв зависят от ряда показателей, из которых влажность и плотность имеют первостепенное значение. Объемная теплоемкость почв изменяется в зависимости от влажности по линейному закону. Температуропроводность растет по мере увеличения влажности до известного предела, после достижения которого величина ее падает. Это объясняется тем, что изменение температуропроводности сначала определяется ростом теплопроводности. Затем

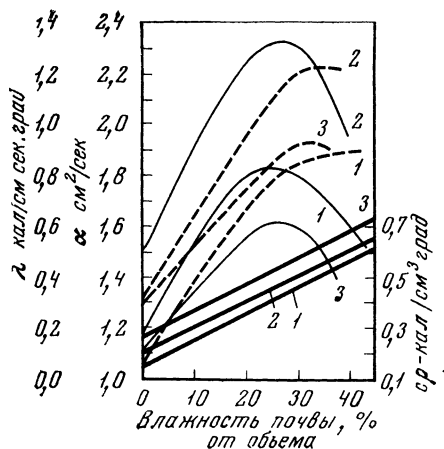


Рис. 9. Изменение теплофизических характеристик в зависимости влажности. Мерзлотная луговая почва. Читинская область

Горизонты

1 — A_1 (0—20 см);

2 — A_1 (20—27 см);

3 — B_k (88—130 см)

Параметры обозначены линиями с толстой сплошной (прямые), α — тонкой сплошной (кривые), λ — пунктиром

величина последней, приближаясь к теплопроводности воды, затухает, отношение λ/c_p уменьшается, следовательно, из-за дальнейшего увеличения теплоемкости уменьшается температуропроводность (Чудновский, 1948).

Максимум температуропроводности при увлажнении различных почв лежит в различных пределах влажности, близких в среднем к 70% их относительной влажности (Димо, 1948, 1952, 1964). На рис. 9 показана зависимость объемной теплоемкости, температуропроводности и теплопроводности от влажности на примере мерзлотной лугово-лесной почвы по трем ее горизонтам в протаявшем состоянии. Определения выполнены на образцах ненарушенного сложения (Димо, 1972). Они отчетливо показывают различия теплофизических свойств по генетическому профилю почвы. Возрастание теплопроводности почвы обуславливается при ее смачивании не только заменой малотеплопроводного воздуха более теплопроводной водой, но и изменением характера связи воды с почвой (Димо, 1948).

Наиболее полное обобщение по затронутым вопросам имеется в работе М. Керстена (Kersten, 1949), рассматривающей закономерности изменений теплофизических характеристик как талых, так и мерзлых почво-грунтов в зависимости от влажности, плотности и температуры.

Рядом исследователей найдены эмпирические уравнения и показан характер зависимости теплопроводности и температуропроводности почв от влажности и плотности (Чудновский, 1948; Димо, 1948; 1964; Гупало, 1958; Иконникова, 1962; Сухачев, 1965; Куликов, 1958; Арефьев, 1971; Герайзаде, Чудновский, 1970, и др.). К сожалению, большинство авторов проводили определения на образцах, растертых и пропущенных через сито с диаметром ячеек 1 мм, что не могло выявить тех изменений теплофизических свойств почвы от ее влажности, которые обусловлены

влиянием характера связи воды с почвой и сложения последней в природном ее залегании.

В. Н. Димо (1972) было проведено (на образцах ненарушенного и нарушенного сложения) сравнительное определение температуропроводности по генетическому профилю почв Московской области (от дерново-подзолистых до оподзоленных черноземов) и обнаружено, что и в абсолютно сухом, и в воздушно-сухом состоянии температуропроводность при одной и той же плотности практически одинакова. При достижении же капиллярно-насыщенного состояния почвы водой наблюдается резкое возрастание температуропроводности почв ненарушенного сложения по сравнению с нарушенным. Так, например, в горизонте A_1 разница достигает $1,15 \cdot 10^{-3} \text{ см}^2/\text{сек.}$

Зависимость теплофизических характеристик от плотности носит несколько иной характер. В результате замены малотеплопроводного воздуха водой показатели тепловых свойств возрастают с увеличением плотности. При этом чем выше влажность почв, тем более выражено различие в величинах тепло- и температуропроводности в зависимости от плотности.

Установлено, что при абсолютно сухом состоянии максимум температуропроводности для тяжелосуглинистых почв отмечается при $1,4 \text{ г/см}^3$ плотности почвы, с возрастанием последней температуропроводность резко падает. Теплопроводность достигает максимума при плотности около $1,5 \text{ г/см}^3$, выше этого значения теплопроводность медленно снижается. При влажности же капиллярного насыщения параболический характер зависимости тепло- и температуропроводности от плотности может изменяться (Димо, 1964, 1972). В отдельных случаях связь приобретает гиперболический характер (Димо, 1952; Чудновский, 1962). Все это является свидетельством большой сложности механизма взаимосвязей теплофизических характеристик почвы и ее плотности и влажности. Развитие этих вопросов посвящена работа Н. С. Иванова и Р. И. Гаврильева (1965).

Определение удельной теплоемкости почвы

При разного рода расчетах пользуются величиной удельной теплоемкости почвы, равной $0,2 \text{ кал/(г} \cdot \text{град)}$. Но во избежание ошибок при балансовых расчетах в теплотехнических и сельскохозяйственных целях удельную теплоемкость почвы следует определять экспериментально. При пересчете на объемную теплоемкость ошибки могут достигнуть значительных величин. На номограмме (рис. 10) показано изменение величин объемной теплоемкости почвы в зависимости от начальных значений удельной теплоемкости и различных величин объемного веса. По нашим измерениям, численное значение удельной теплоемкости почв колеблется от $0,16$ до $0,28 \text{ кал/(г} \cdot \text{град)}$. Обнаружено, что если при объемном весе $0,5 \text{ г/см}^3$ объемная теплоемкость изменяется, при изменении удель-

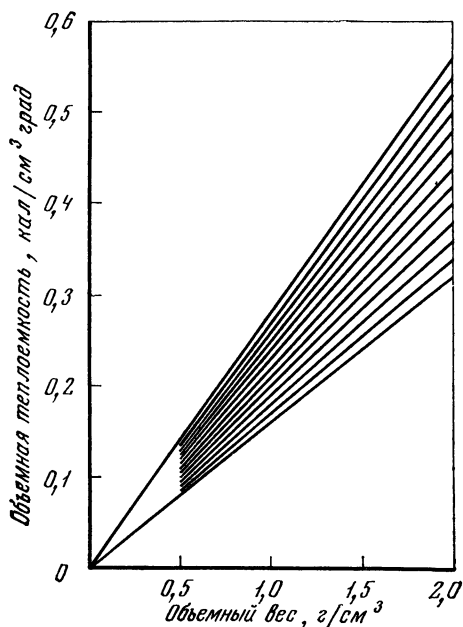


Рис. 10. Изменение величин объемной теплоемкости почвы в зависимости от объемного веса при различных величинах удельной теплоемкости. Линии проведены через интервал значений 0,01 от 0,16 до 0,28 кал/(г·град)

ной теплоемкости в указанных пределах, на $0,6 \text{ кал}/(\text{см}^3 \cdot \text{град})$, то при объемном весе $2,0 \text{ г}/\text{см}^3$ изменение объемной теплоемкости достигает $2,4 \text{ кал}/(\text{см}^3 \cdot \text{град})$, т. е. оно возрастает в 4 раза ¹.

Наиболее проверенным и надежным для определения удельной теплоемкости почвы является калориметрический метод смешения, так как в нем исключается какое-либо искусственное поддержание температурного поля (Попов, 1934). Этот способ основан на том, что исследуемое вещество нагревают до определенной температуры и погружают в жидкость (обычно воду) с более низкой температурой, количество которой известно.

Калориметр (рис. 11) имеет следующее устройство. Внешний цилиндрический сосуд — полый, емкостью 30 л, с двойными стенками и дном; он заполняется водой для термоизоляции. Снаружи калориметр одет толстой войлочной оболочкой. Внутри его на некотором расстоянии от стенок (воздушная прослойка) ставится на подставку из термоизоляционного материала собственно калориметрический стакан из латуни емкостью около 1,5 л, стенки которого, так же как и внутренние стенки внешнего сосуда, никелированы. Оба сосуда снабжены мешалками с приводом к электромоторчику (например, от швейной машины). Отверстие, куда вставляют калориметрический стакан, снабжено крышкой из тер-

¹ Пределы изменений объемного веса (от 0,5 до $2 \text{ г}/\text{см}^3$) приняты нами по возможным колебаниям этой величины в генетическом профиле почв различного типа (от верхнего слоя торфяных почв до слитых минеральных горизонтов).

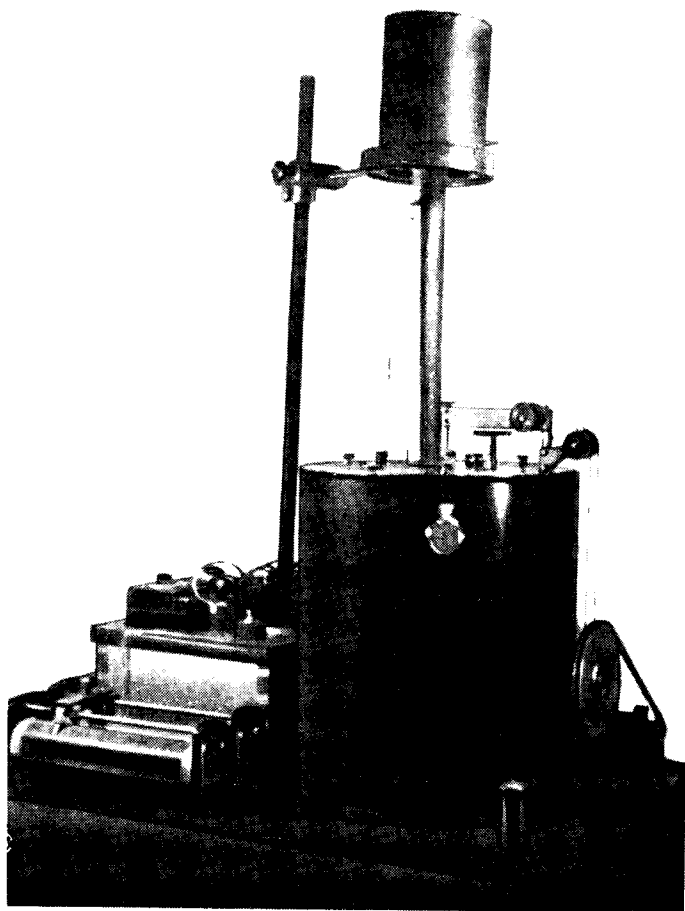


Рис. 11. Калориметр смешения. Общий вид (по Нерсесовой и Конновой, 1954)

моизоляционного материала. В нее вмонтированы электронагреватель, представляющий собой проводник — спираль, заключенную в никелированную оболочку, и никелированная корзиночка из латуни или меди. В крышке имеется отверстие для метастатического термометра Бекмана. Нагреватель служит для определения теплового значения калориметра. Назначение корзиночки — поддерживать опускаемый в медном хромированном бюксе образец почвы. Отверстие для корзиночки снабжено дополнительной крышкой.

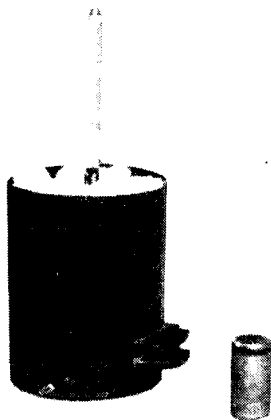


Рис. 12. Термоизолятор (общий вид)

Из образца воздушно-сухой почвы берут среднюю пробу около 100 г, растирают в фарфоровой ступке (если встречается скелетная часть, то ее надо растереть отдельно в железной ступке и вернуть в пробу). Затем пропускают через сито с диаметром отверстия 1 мм и насыпают, слегка постукивая, в заранее протарированный латунный или медный (хромированный) бюкс объемом около 100 см³. Бюкс с почвой помещают в сушильный шкаф и при температуре 105° С доводят до постоянного веса (взвешивание проводят на технических весах на 200 г с точностью до 0,01), края крышек покрывают гидроизоляционным материалом (нитроэмаль, бакелитовый лак, нитролак), дают просохнуть и снова взвешивают. Затем бюкс с почвой закладывают, предварительно присоединив к крышке

нитку, в термоизолятор (рис. 12), который помещают в термостат, где выдерживают до начала определения теплоемкости при температуре около 50° С в течение не менее 6 часов.

Термоизолятор представляет собой полый с вдавленным дном металлический цилиндр, внутри которого вмонтирован сквозной цилиндр-трубка с крышкой, снабженной отверстием для лабораторного термометра. В нижней части внутреннего цилиндра имеются расположенные одна над другой заслонки из нетеплопроводного материала. Пространство между внутренним и внешним цилиндрами заполняется ватой, опилками или пенопластом.

Перед проведением калориметрирования производят сборку калориметра. В стеклянную колбу наливают около 1200 см³ дистиллированной воды. Взвешенную воду переливают в калориметрический стакан. Пустую колбу снова взвешивают с точностью до 0,1 г и по разности рассчитывают вес залитой воды.

Регистрацию изменения температуры при калориметрировании «температурного скачка» и «хода» калориметра производят по термометру Бекмана со шкалой 5° С, позволяющему измерить изменение температуры, а не саму температуру. Установка термометра Бекмана на нужный интервал температур производится путем перекачивания ртути из главного резервуара в верхний, подсобный. Для этого поворачивают термометр верхней частью вниз и легким постукиванием приводят ртуть в соприкосновение с ртутью в подсобном резервуаре. Затем приводят термометр в нормальное положение и помещают в воду с температурой, близкой к температуре калориметра; выждав некоторое время, не допуская раз-

рыва в капилляре, резким встряхиванием отрывают ртуть нижнего резервуара от ртути верхнего, чтобы она в капилляре последнего упала на дно. После этого проверяют положение ртути. Иногда приходится эту процедуру повторять. Рекомендуется ртуть устанавливать в термометре на уровне шкалы не выше 2°.

Калориметр закрывают крышкой. Погружают термометр Бекмана, включают мотор, регулируют число оборотов мешалок реостатом (600 оборотов в минуту) и в течение получаса (предварительный период) ведут наблюдения за «ходом» калориметра, или тепловым обменом (изменение температуры в единицу времени). Ход считается установившимся, если по термометру Бекмана он не превышает 0,003° в минуту.

Калориметрический опыт складывается из трех периодов — начального, главного и конечного. Начальный период делится на десять минутных промежутков и включает одиннадцать отсчетов по термометру Бекмана. Он необходим для определения «хода» калориметра до введения нагретого бюкса с почвой. Величина теплообмена выражается разностью между показаниями первого и одиннадцатого отсчетов, поделенной на 10. На девятом отсчете термоизолятор с образцом почвы быстро вынимают из термостата и, заметив температуру (по вставленному в него термометру с делением шкалы ценой 0,01°), переносят на подставку, находящуюся над отверстием в крышке калориметра. Затем, продолжая регистрацию температуры по термометру Бекмана, подводят трубку из термоизоляционного материала к термоизолятору. Тотчас же после одиннадцатого отсчета открывают заслонки в нижней части термоизолятора и, придерживая за нитку, чтобы не было всплеска воды, через трубку опускают бюкс с почвой в калориметр. Не меняя интервала отсчета, продолжают вести наблюдения.

Двенадцатым отсчетом начинается главный период наблюдений, характеризующийся быстрым ростом температуры. Точность отсчетов в этом случае можно снизить до 0,01°. Конец главного периода наступает тогда, когда показания термометра Бекмана, поднявшись до максимума, начинают равномерно падать.

В конечный период снимается десять отсчетов, он служит для определения скорости охлаждения калориметра. После окончания калориметрического опыта в корзиночку, где помещается бюкс, опускают лабораторный термометр ТМ-14 и по истечении 3 мин. его показания сличают с показаниями термометра Бекмана для приведения показаний последнего к истинной температуре. Это позволяет вычислить температуру воды в калориметре в начале и в конце главного периода. Необходимо также ввести поправку на «значение градусов», которое указывается в паспорте каждого термометра.

Удельная теплоемкость почвы вычисляется по формуле

$$c_{\text{п}} = \frac{[(g_{\text{в}} \cdot c_{\text{в}}) + f](t'_n - t_0) - (t_{\text{обр}} - t_{\text{ист}})(g_{\text{б}} \cdot 0,09 + g_{\text{кр}} \cdot 0,5)}{g_{\text{п}}(t_{\text{обр}} - t_{\text{ист}})}, \quad (16)$$

где $c_{\text{п}}$ — удельная теплоемкость почвы или грунта; $g_{\text{в}}$ — вес воды в калориметре, г; $g_{\text{п}}$ — вес почвы, высушенной до постоянного веса при 105° , г; $g_{\text{б}}$ — вес бюкса; $g_{\text{кр}}$ — вес гидроизоляционного покрытия (лак, нитроэмаль); f — тепловое значение калориметра $c_{\text{в}}$ — теплоемкость воды средняя в интервале температуры от t_0 до t'_n ; 0,09 — теплоемкость латуни или меди (материал бюкса); 0,5 — теплоемкость гидроизоляционного лака (эмали); t_0 — температура калориметра в начале опыта; t'_n — температура калориметра в момент равновесия с учетом поправки на теплообмен; $t_{\text{обр}}$ — температура образца (точность 0,05—0,1°, лабораторного термометра ТМ = 14 — от -5 до $+50^{\circ}$ C); $t_{\text{ит}} = t'_n$ (с приведением к показаниям лабораторного термометра ТМ-14).

Например, если показания термометра Бекмана 3,958, что соответствует температуре $19,10^{\circ}$ лабораторного термометра, то в случае, когда температура равновесия в калориметрическом опыте по показаниям термометра Бекмана с учетом «значения градуса» равна 4,048, она будет соответствовать $19,10 + 0,09 = 19,19^{\circ}$ C.

В формулу расчета удельной теплоемкости входит тепловое значение калориметра (f), называемое также водяным эквивалентом, или фактором калориметра. Этими терминами обозначают количество калорий, необходимых для нагревания калориметрической жидкости и всех частей калориметра на 1° C. Тепловое значение калориметра находится из уравнения

$$f = Q + \Delta\Theta, \quad (17)$$

где f — тепловое значение калориметра; Q — количество введенного тепла; $\Delta\Theta$ — изменение температуры калориметрической жидкости.

Наиболее надежным способом определения теплового значения калориметра является электронагрев электрическим током постоянной силы и напряжения в течение определенного времени. Этот способ заключается в следующем: в калориметр погружается проводник (нагреватель), питаемый электрическим током от аккумуляторной батареи. Сопротивление нагревателя равно 20 см. Постоянство силы тока и падение напряжения контролируются в течение всего опыта с помощью включенных в цепь миллиамперметра и вольтметра.

Количество тепла, введенного в калориметр (Q), вычисляется на основании закона Джоуля:

$$Q_1 = 0,239 \cdot I \cdot \varepsilon \cdot T, \quad (18)$$

где T — время пропускания электрического тока, сек; I — сила тока, а; ε — падение напряжения, в.

Тепловой эффект вычисляется по формуле

$$Q_2 = g_{\text{в}} \cdot c_{\text{в}} (t'_n - t_0), \quad (19)$$

где $g_{\text{в}}$ — количество воды в калориметре, г; $c_{\text{в}}$ — теплоемкость

воды (средняя) в данном интервале температур между t_0 и t'_n ; $t'_n - t_0$ — изменение температуры воды в калориметре вследствие нагревания (с учетом поправки на теплообмен).

Тепловое значение калориметра:

$$f = \frac{Q_1}{t'_n - t_0} - (g_k \cdot c_k). \quad (20)$$

Тепловое значение калориметра может быть найдено также по оттаиванию в нем определенного количества льда или по растворению определенного количества хлористого калия (Нерсесова, 1954).

В формулу расчета удельной теплоемкости входит температура калориметра с учетом поправки на теплообмен. Поправка на теплообмен находится по формуле Пфаундлера — Усова

$$\Delta t = \frac{\left[\sum_1^{n-1} t + \frac{t_0 + t_n}{2} - n\Theta_0 \right] (v' - v)}{\Theta_n - \Theta_0} + nv, \quad (21)$$

где Δt — поправка на теплообмен, *кал/град*; n — число промежутков главного периода опыта; v' — изменение температуры в один промежуток времени конечного периода (1 мин); v — изменение температуры в один промежуток времени начального периода (1 мин); Θ_0 — средняя температура начального периода; Θ_n — средняя температура конечного периода; t_0 — начальная температура главного периода; t_n — конечная температура главного периода (температура равновесия); $\sum_1^{n-1} t$ — сумма температур кало-

риметра, отсчитанных через равные промежутки времени (1 мин.) в течение главного периода, за исключением последнего отсчета (t_n); t'_n — конечная температура главного периода с учетом поправок на теплообмен, равная $t_n + \Delta t$. В случае значительного теплового «скачка» величина поправки достигает 0,1 и даже 0,2° С. Если ход калориметра начального и конечного периода не изменяется, то $\Delta t = 0$.

Калориметрические измерения должны проводиться в помещении с постоянной температурой и влажностью воздуха. Повторность определений двукратная.

Пример расчета удельной теплоемкости почвы по формулам (16) и (21) 10.X 1963 г.

Вес колбы с водой	1311,22 г	Вес бюкса	83,75 г
Вес колбы	238,95 г	Вес почвы	41,39 г
Вес воды	1072,27 г	Вес нитролака	0,06 г
Вес образца	125,14 г		

Тепловое значение калориметра — 1,05

Период наблюдений	Минуты	Показания термометра Бекмана	
Предварительный	0	3,560	$\theta_0 = \frac{3,592+3,564}{2} = 3,578$ $\nu = \frac{3,592-3,564}{10} = 0,0028$ $\theta_n = \frac{4,016+3,958}{2} = 4,000$ $\nu' = \frac{4,016-3,985}{10} = 0,0031$
	5	3,560	
	10	3,565	
	15	3,570	
	20	3,585	
	25	3,585	
	30	3,590	
Начальный	0	3,592	$\sum_1^{n-1} t = 39,872$ $\frac{t_0 + t_n}{2} = \frac{3,564+4,016}{2} = 3,790$ $n\theta_0 = 11 \times 3,578 = 39,358$ $\sum_1^{n-1} t + \frac{t_0 + t_n}{2} - n\theta = 39,872 + 3,790 - 39,358 = 4,304$ $\theta_n - \theta_0 = 4,000 - 3,578 = 0,422$ $\nu' - \nu = 0,0031 - 0,0028 = 0,0003$ $n\nu = 11 \times 0,0028 = 0,0308$ $\Delta t = \frac{4,304 \times 0,0003}{0,422} + 0,0308 = \frac{0,0013}{0,422} + 0,0308 = 0,0031 + 0,0308 = 0,0339$
		3,590	
		3,588	
		3,585	
		3,592	
	5	3,576	
		3,573	
		3,570	
		3,567	
		3,564	
Главный		3,905	
		3,945	
		3,971	
	15	3,987	$t_n' = t_n + \Delta t = 4,016 + 0,0339 = 4,050$ $t \text{ образца} = 55,01^\circ$ $t \text{ воды (ТМ-14)} = 19,10^\circ$ $t \text{ воды (Бекмана)} = 3,958^\circ$ $t_{\text{ист}} = 19,10 + (4,050 - 3,958) = 19,19^\circ$
		4,000	
		4,008	
		4,012	
	20	4,014	
		4,015	
		4,016	
		4,016	
Конечные		4,013	$c_n = \frac{[(1072,27(\cdot)1) + 1,05] \cdot 4,050 - 3,564}{41,39 \times (55,01 - 19,19)} -$ $- \frac{(55,01 - 19,19) \cdot (83,75 \times 0,09)}{1} +$ $+ \frac{(0,06 \cdot 0,5)}{1} = \frac{521,69 - 269,72}{1482,59} = \frac{251,91}{1482,59} =$ $= 0,170 \text{ кал/г} \cdot \text{град}$
		4,010	
		4,008	
		4,006	
		4,003	
		4,000	
		3,997	
		3,993	
		3,990	
		3,985	

Для мерзлых почв и грунтов также применим описанный калориметрический метод (Коннова, 1953). Калориметр помещается в мерзлотной камере при температуре -10 , -12° . В качестве калориметрической жидкости применяется толуол. Внешняя термоизоляционная оболочка заполняется этиловым спиртом. Образцы почвы в латунных бюксах помещаются в термоизолятор (криостат) с криогидратной смесью и выдерживаются при температуре -39° в течение 20—25 час. в холодном шкафу и затем переносятся в калориметр. Калориметрирование производится по описанному выше методу. Поскольку частичное отепление происходит в интервале температур от -39 до -12° и не сопровождается таянием льда, теплоемкость почвы в процессе проведения опыта не изменяется.

О. С. Конновой (1953) было проведено сравнительное определение теплоемкости мерзлых почв и грунтов экспериментальным и расчетным путем и установлено, что расчетный метод может быть принят для любых грунтов в области отрицательных температур. В работе этого автора приводится и соответствующая расчетная формула. Однако чтобы правильно рассчитать теплоемкость мерзлых почв, необходимо определить теплоемкость незамерзшей воды и льдистость.

Наиболее надежен в этих целях тот же калориметрический метод в разработке З. А. Нерсесовой (1953). Количество льда в почвах и грунтах определяется на основании данных калориметрирования по формуле

$$x = \frac{[(g_{\text{в}} c_{\text{в}}) + f](t_0 - t'_k) - (t_n - t_{\text{обp}})[W_{\text{в}} + g_{\text{п}} c_{\text{п}} + 0,09 g_6]}{79,75 - \frac{t_{\text{обp}}}{2}}, \quad (22)$$

где x — количество льда в образце, g (замерзшей воды); $W_{\text{в}}$ — количество воды в интервале температур $t_n - t_0$ и $t_{\text{обp}} - t_n$ (теплоемкость связанной воды принимается за единицу); $c_{\text{п}}$ — удельная теплоемкость почвы; $c_{\text{в}}$ — теплоемкость воды (равна единице); 0,09 — теплоемкость латуни; $g_{\text{п}}$ — вес почвы, g ; $g_{\text{в}}$ — вес воды в калориметрическом сосуде, g ; g_6 — вес бюкса, g ; f — тепловое значение калориметра; $t_{\text{обp}}$ — температура образца почвы; t_0 — температура калориметрической жидкости в начале опыта; t_n — температура калориметрической жидкости в конце главного периода; t'_k — равновесная температура калориметрической жидкости с учетом поправки на теплообмен. Количество воды, не замёрзшей при данных температурных условиях, находится по разности между общим содержанием воды в почве, определяемым методом высушивания в термостате, и количеством льда.

Н. Н. Смирновой и А. А. Ананяном (1970) разработана конструкция калориметра для определения теплоемкости рыхлых пород на принципе смешения, но изотермическая защитная оболочка заменена адиабатической, имеющей температуру, равную

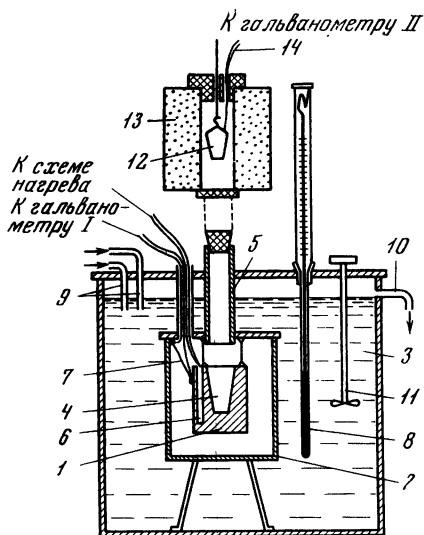


Рис. 13. Калориметр с адиабатической оболочкой (по Смирновой, Ананяну, 1970). Обозначения см. в тексте

температуре калориметрического сосуда. При адиабатической оболочке теплообмен с окружающей средой сводится к минимуму, а теоретически — к нулю. Принцип и порядок работы те же, что и в описанном выше калориметре с изотермической оболочкой.

Прибор (рис. 13) состоит из сплошного медного цилиндрического блока (1), подвешенного в металлическом чехле (2), заключенном в наполненную водой оболочку (3). В блоке высверлена полость (4) в виде усеченного конуса, в которую через патрубок (5) сбрасывается ампула с почвой, представляющая собой также усеченный медный конус с крышкой (12), точно совпадающей с размером и формой полости блока. В блок вмонтирован константановый

нагреватель (6) для определения теплового значения калориметра. На поверхности блока и чехла вмонтированы медь-константановые термопары (7), подсоединенные к зеркальному гальванометру, показывающие разность температур между калориметром и оболочкой, температура которой измеряется метастатическим термометром Бекмана (8). Равномерное распределение температуры в водной оболочке поддерживается мешалкой (11).

Регулирование температуры осуществляется подачей холодной или горячей воды через патрубки (9), подсоединенные к ультра-термостату типа Хеплера. Избыток воды вытекает через сливной патрубок (10).

До переноса в калориметр ампулы из электролитной меди подвешивается в криостат (13), который одновременно может служить и для нагрева талых почв. К верхней крышке криостата прикреплен термопара (14), один спай которой касается ампулы, а другой помещен в сосуд Дьюара, заполненный криосмесью (в случае работы с талыми почвами — нагретой водой). Термопары подсоединены ко второму зеркальному гальванометру.

Р. И. Гаврильевым (1970) сконструирована автоматизированная установка для определения объемной теплоемкости горных пород методом калориметрирования. Прибор состоит из двух сосудов Дьюара. В первом производится калориметрирование, во втором поддерживается постоянная температура. Для теплоизо-

ляции сосуды помещены в деревянный кожух, закрытый толстой войлочной крышкой. В сосуды введены мешалки из плексигласа, вращаемые электромотором СД-60 со скоростью 60 оборотов в минуту. Изменение температуры фиксируется дифференциальной термпарой, горячий спай которой помещается в калориметрический сосуд Дьюара, а холодный — во второй сосуд Дьюара с температурой, равной начальной температуре калориметрической жидкости (дистиллированная вода или этиловый спирт).

Расчет объемной теплоемкости c_p производится по следующей формуле:

$$c_p = b \frac{\vartheta_0 - \vartheta_k}{\vartheta_k - \vartheta_{обр}}, \quad (23)$$

где $b = (c_{ж}m_{ж} + f)v$ — постоянная прибора; $c_{ж}$ и $m_{ж}$ — удельная теплоемкость и масса калориметрической жидкости; f — тепловой фактор калориметра; v — объем образца; ϑ_0 и ϑ_k — начальная и конечная температура калориметрической жидкости; $\vartheta_{обр}$ — температура образца.

Автоматизация этого метода состоит в подключении фотоэлектрического усилителя, реверсивного двигателя и электронного усилителя, позволяющих непосредственно по отклонению стрелки последнего получить объемную теплоемкость образца.

Вычисление запасов тепла¹ в почве

Знание удельной и объемной теплоемкостей почвы необходимо для оценки теплового состояния почвы. Принимая, что количество тепла в талой почве равно объемной теплоемкости почвы и содержащейся в ней воды, помноженной на температуру, получим

$$Q_n = \left(c + \frac{W}{100} \right) \rho t, \quad (24)$$

где Q_n — количество тепла (в кал) на глубине n на площади 1 см^2 ; c — удельная теплоемкость сухой почвы, кал/г·град; ρ — плотность почвы (иначе — объемный вес), г/см³; W — влажность почвы, % от веса; $W/100$ — содержание воды в 1 см^3 почвы, численно равное теплоемкости воды, принимаемой за единицу; t — температура, °С.

Для вычисления послойных запасов тепла в почве удобно пользоваться графическим методом (Димо, 1951, 1963).

Количество тепла данного слоя почвы сечением в 1 см^2 равно сумме удельных теплоемкостей почвы (c_n) и содержащейся в ней влаги (W), помноженной на объемный вес (ρ), температуру (t)

¹ Термин «запас тепла» — условный; скорее можно говорить о теплосодержании, но при отрицательном его знаке возникает термин «отрицательное теплосодержание», что едва ли приемлемо. По аналогии с термином «запас влаги» мы и применили термин «запас тепла», и в противовес ему можно употреблять термин «запас холода».

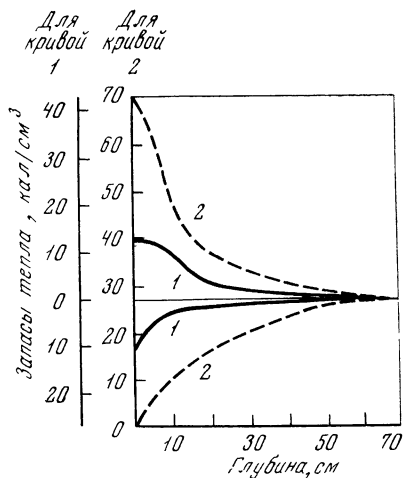


Рис. 14. График суточных запасов тепла (по Димо, 1951, 1966)

Запасы тепла 1 — послынные, 2 — суммарные, нарастающим итогом

и высоту слоя (h). Таким образом, формула принимает вид

$$\sum_0^n Q_{\Pi} = \left(c_{\Pi} = \frac{W}{100} \right) \rho h t. \quad (25)$$

По этой формуле рассчитываются послойные запасы тепла в зоне суточного и годового теплооборота. Максимальные и минимальные их значения откладываем на графике (суточном — см. рис. 14). Точка пересечения линий графика (в данном случае глубина 70 см) характеризует тепловое состояние почвы вне воздействия суточных теплооборотов. Проводим через эту точку параллельно оси абсцисс прямую и от нее делаем отсчеты запасов тепла, дающие величины приходов и потерь тепла от каждого слоя в связи с теплооборотом (на рис. 14 от горизонтали соответственно верхние и нижние кривые 1 и 2).

Суммируя полученные послойные величины, получаем численную характеристику суточных теплооборотов в слоях убывающей мощности (табл. 1). Аналогично могут быть представлены графически и годовые теплообороты.

Для мерзлых почво-грунтов, имеющих отрицательную температуру ниже -10° , исключаящую возможность фазовых переходов (Цытович, Нерсесова, 1957), расчетная формула должна при-

Таблица 1. Запасы тепла и их распределение в почвенной колонке площадью поперечного сечения 1 см^2 (зона суточных теплооборотов)

Мощность слоя, см	Запасы тепла, кал	Мощность слоя, см	Запасы тепла, кал
0—70	63,03	40—70	6,75
5—70	45,40	45—70	4,65
10—70	31,44	50—70	2,95
15—70	23,18	55—70	1,60
20—70	18,95	60—70	0,70
25—70	15,35	65—70	0,20
30—70	12,15	70—70	0,0
35—70	9,25		

нять следующий вид:

$$\sum_0^n Q_n = \left[c_n + \frac{(W-v)0,5}{100} + \frac{v \cdot I}{100} \right] \rho h t, \quad (26)$$

где $v/100$ — содержание воды максимальной гигроскопичности, г; I — теплоемкость воды (Скуратов, 1951; Димо, 1952); 0,5 — теплоемкость льда; остальные обозначения см. в формуле (25). В этом случае следует говорить о «запасах холода».

В области температур, соответствующих, по Н. А. Цытовичу и З. А. Нерсесовой (1957), значительным фазовым превращениям (от 0 до -5°), эта формула не пригодна, так как количество незамерзающей воды будет существенно превосходить величину максимальной гигроскопичности. На основании исследований Н. А. Цытовича и З. А. Нерсесовой (1959) мы считаем возможным в этих случаях заменить при расчете в формуле (26) величину максимальной гигроскопичности величиной влажности разрыва капиллярной связи, близкой к признаваемой геокриологами величине максимальной молекулярной влагоемкости.

Методы определения коэффициентов теплопроводности и температуропроводности

Методы определения коэффициентов теплопроводности и температуропроводности могут быть подразделены на расчетные и экспериментальные.

Расчетные методы

Эти методы основаны на использовании данных периодических (суточных или годовых) наблюдений за температурой почвы на различных глубинах, позволяющих на основании теории теплопроводности, разработанной Фурье, вычислить коэффициенты температуропроводности. Основой расчетного метода является предположение о строго периодическом ходе температуры на поверхности почвы и о постоянстве коэффициента теплопроводности по всему профилю почвы, что может быть принято лишь как первое грубое допущение.

Расчетные методы подкупают тем, что можно, имея обычные данные метеорологических наблюдений, построить график гармонических колебаний и получить по ним искомые коэффициенты температуропроводности и теплопроводности. Однако проведенный рядом исследователей анализ этих методов показал, что ни один из них не может полностью удовлетворить требованиям точности и достоверности. Наиболее разработанным для условий неоднородной среды является метод, предложенный Д. Л. Лайхтманом и А. Ф. Чудновским (1949), но сложность расчета делает этот метод малодоступным.

Для изотропных средних и плохих проводников тепла, к каким могут быть отнесены и почвы, методика определения теплопроводности разработана в двух направлениях: первое основано на исследовании стационарного распространения тепла, второе — на исследовании процессов нестационарного распространения тепла¹. В первом случае эксперимент занимает продолжительное время (часы, иногда дни), необходимое для установления стационарного поля температур внутри испытуемого материала. Во втором случае эксперимент не продолжителен, но вычислительная часть довольно громоздка.

Теплопроводность и температуропроводность изменяются в зависимости от физического состояния тела. Поэтому весьма важно пользоваться методами непосредственного определения указанных констант в почве естественного сложения или в образцах «ненарушенного сложения», а не в насыпных. Исходя из этого, мы не упоминаем методов, не отвечающих данному условию.

Метод шарового зонда М. А. Каганова («Основы агрофизики», 1959). Шаровой зонд (рис. 15) представляет собой металлический шарик диаметром 2 см, состоящий из медной оболочки толщиной 0,2 мм, нагревательной (манганиновой) обмотки, сердечника и термопары (медь — константан), «горячий спай» которой помещен во внутренней оболочке зонда.

Температуры внутренней и внешней стенок зонда в каждый момент времени равны между собой. Теплоемкость зонда меньше теплоемкости почвы. Изменение температуры оболочки шарового зонда зависит от термических характеристик окружающей его среды — почвы, принимаемой за безгранично протяженную среду, имеющую в начале опыта постоянную температуру. Мощность зонда постоянная (напряжение батареи 4—5 в, при емкости не менее 10 а/ч). Исходя из этих условий была найдена приближенная формула расчета для нахождения зависимости между температурой оболочки зонда (T) и термическими характеристиками почвы. При этом между T и временем прогрева (t), выраженным через величину $1/\sqrt{t}$, установлена линейная зависимость.

Измерение коэффициента теплопроводности производится следующим образом: термозонд закапывается в почву (в пахотный слой или в стенку почвенного разреза), причем необходимо обеспечить надежный контакт зонда с почвой. «Холодный» спай термопары должен находиться на той же глубине на расстоянии не менее 30 см от шарового зонда. Глубина погружения зонда в почву должна быть не менее 7—10 см. Для обеспечения надежного

¹ Процесс стационарного распространения тепла предполагает неизменность во времени распределения температуры внутри испытуемого материала. В этом случае температура является функцией пространственных координат. При нестационарном распределении тепла распределение температуры меняется с течением времени.

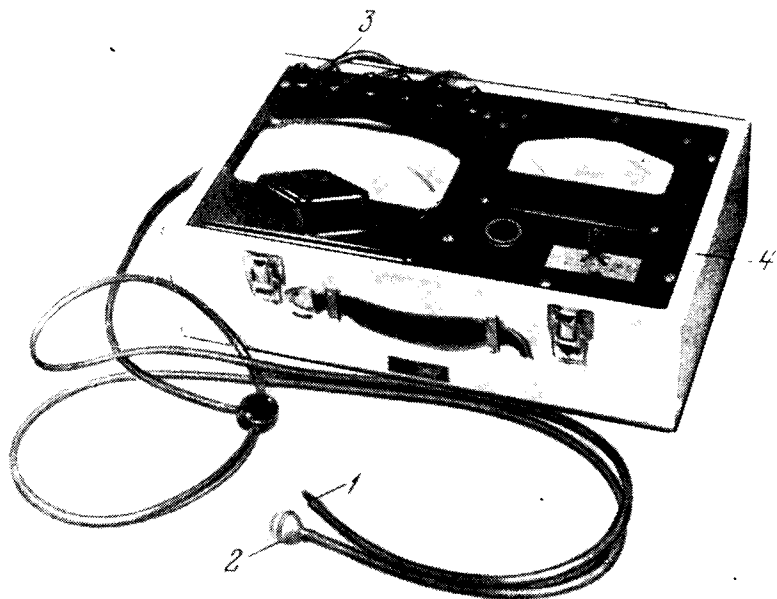


Рис. 15. Шаровой зонд Каганова для определения теплопроводности

1 — датчик, 2 — шаровой зонд; 3 — клемма; 4 — измерительный агрегат

контакта с почвой, что является обязательным условием работы с шаровым зондом, до измерений необходимо выждать не менее недели после момента закладки его в почву.

Измерительный агрегат, состоящий из гальванометра, миллиамперметра и реостата, помещается на горизонтальном основании на расстоянии длины соединительных проводов (около 1,5 м) от зонда и защищается от атмосферных осадков. К нему подключаются выводные провода зонда и аккумуляторной батареи. С помощью реостата устанавливается определенное значение силы тока в цепи подогрева; сила тока должна быть постоянна в течение опыта. Замечается нулевое положение стрелки гальванометра (n_0) и через каждые 3—4 мин. начиная с 15-й минуты производится отсчет (получают величины n). Продолжительность опыта около 50 мин.

На основании данных, указанных в табл. 2, на миллиметровой бумаге строится график (рис. 16). По оси абсцисс откладывают величину $1/\sqrt{t}$ (где t — время, мин.), а по оси ординат — величину $n - n_0$. Соединяют точки на графике прямой линией, которую продолжают до пересечения с осью ординат (точка N). В данном примере $N = 63,5$ деления.

$$\lambda = \frac{bi^2}{N}, \quad (27)$$

где $b = 0,06rc/\pi a$ — постоянная, характеризующая данный экземпляр зонда. Причем r — сопротивление нагревательной обмотки, ом ; c — коэффициент пропорциональности между изменением температуры и числом делений гальванометра, деление/градус; a — радиус зонда, см ; i — сила тока, протекающего по

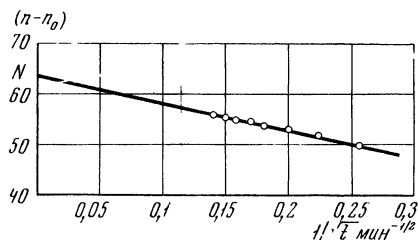


Рис. 16. График определения теплопроводности методом шарового зонда

обмотке зонда, a ; N — значение находится по графику; λ — коэффициент теплопроводности почвы.

Рассчитывая значение коэффициента теплопроводности по формуле (27), получаем

$$\frac{1,67 \times 0,2^2}{63,5} = 0,00105 \text{ кал}/(\text{см} \cdot \text{сек} \cdot \text{град}).$$

Таблица 2. Определение коэффициента теплопроводности почвы по методу шарового зонда М. А. Каганова.

Данные прибора: $b = 1,67$ (по паспорту шарового зонда).

Сила тока в цепи нагревательной обмотки в период опыта 0,2 а

Время (t), мин	n деление шкалы, мм	n - n ₀	1/√t	Примечание
0	1,0	0	—	Шаровой зонд № 144
15	51,0	50,0	0,258	Данные для графы t получены по секундомеру
20	52,8	51,8	0,223	Данные для графы n получены по показаниям гальванометра
25	53,8	52,8	0,200	
30	54,4	53,4	0,182	n ₀ = 1 деление показания гальванометра в начальный момент времени
35	55,5	54,5	0,169	
40	56,0	55,0	0,158	
45	56,5	55,5	0,149	
50	57,0	56,0	0,141	

Метод Главной геофизической обсерватории. Значительный интерес представляет прибор для одновременного определения теплофизических характеристик почвы в полевых условиях, разработанный Д. Л. Лайхтманом (ГГО) и описанный в работе И. Г. Горбуновой и др. (1959). Метод основан на измерении максимума нагрева неустановившегося температурного поля в точке, удаленной от источника тепла, и на запаздывании этого максимума по отношению к моменту прекращения нагрева.

Датчик представляет собой пластинку из изоляционного материала (гетинакс или текстолит) размером 194×110 мм, толщиной 6 мм, с полукруглым вырезом, в котором натягиваются параллельно три проволоочки: средняя — нагреватель, две крайние — для измерения температуры — с «горячими» спаями термопары манганин — константан. «Холодные» спаи термопар подпаяны к латунным пластинкам, привинченным к рамке. Измерительный пульт включает гальванометр ГЗИ-47/3, амперметр, ползунковый реостат и понижающий трансформатор. Рамка с пластинками помещается в щели, сделанной в стенке разреза на нужной глубине. Разрез закапывается с соблюдением последовательности горизонтов. Наблюдения ведутся дистанционно. Начинать их следует по истечении 2—4 недель с момента установки.

Прибор не имеет широкого применения, так как он не производится серийно. Тем не менее он может быть рекомендован к широкому изготовлению и пользованию. Ценность прибора заключается также в том, что по изменению теплоемкости во времени можно судить о динамике влажности почвы.

Метод регулярного режима Г. М. Кондратьева. Г. М. Кондратьев (1936) при разработке методики определения температуропроводности основывался на простейшей задаче охлаждения тела при нестационарном тепловом состоянии.

Основной принцип метода, разработанный в приложении к талым и мерзлым почвам и грунтам (Александров, Куртнер, 1935; Шимановский, Шимановская, 1954; Гаврильев, 1970), заключается в следующем: тело определенной формы и температуры погружается в тающий лед (лед + вода). Процесс охлаждения распадается на три периода. Первый период характеризуется неравномерным распределением температур с преобладанием первоначальной температуры охлаждаемого тела. Второй период носит название «правильного», или «регулярного» режима, представляющего собой нестационарное состояние с более равномерным распределением температур, характер которого определяется величинами теплопроводности и объемной теплоемкости, а также формой тела и граничными условиями. В третий период тело принимает температуру тающего льда.

На основании математического анализа процесса охлаждения, разработанного Бусиненко, Г. М. Кондратьев дает следующую формулу расчета коэффициента температуропроводности α :

$$\alpha = mK, \quad (28)$$

где

$$m = \frac{\ln t_1 - \ln t_2}{\tau_2 - \tau_1}. \quad (29)$$

Измеряя в два различных момента времени τ_1 и τ_2 , значение температуры охлаждающегося образца почвы t_1 и t_2 и подставляя их в уравнение (29), легко можно найти m . Физический смысл коэффициента m состоит в том, что m есть скорость изменения раз-

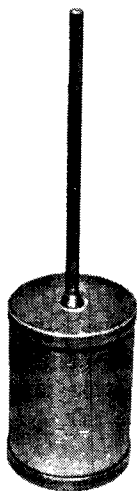


Рис. 17. *a*-калориметр (по Кондратьеву, 1936)

ности натуральных логарифмов температуры почвенного образца в процессе его охлаждения при регулярном режиме. Величину m можно найти графически.

Если построить график охлаждения, откладывая по оси абсцисс время, а по оси ординат — величину натурального логарифма температуры, то получим кривую, тангенс угла наклона прямолинейного участка которой к оси абсцисс и будет равен постоянной величине m . K — коэффициент, зависящий от формы калориметра («коэффициент формы»). Каждый калориметр имеет свой коэффициент, который необходимо определить по формуле

$$K = \frac{1}{\frac{(2,4048)^2}{R} + \left(\frac{\pi}{H}\right)^2}, \quad (30)$$

где R — радиус основания; H — высота цилиндра; 2,4048 —наименьший корень функции Бесселя.

Для определения температуропроводности этим методом используется хромированный латунный цилиндр ($d = 4$ см, $H = 7$ см), один из краев которого является режущим (рис. 17). Таким образом, цилиндр одновременно служит буром. Цилиндр снабжен тремя крышками, в центре верхней, третьей крышки имеется отверстие с впаянной трубкой ($d = 3$ мм, $H = 7$ см), служащей вводом для термопары.

Взяв пробу почвы с ненарушенным сложением, закрывают цилиндр крышками, взвешивают для нахождения объемного веса почвы и парафинируют зазоры по краям крышек для сохранения естественной влажности образца. В лаборатории верхнюю крышку заменяют крышкой с трубочкой и края крышек промазывают нитрокраской для гидроизоляции. Затем через трубочку вводят «горячий» спай термопары до центра пробы. «Холодные» спаи термопары помещают в сосуд с тающим льдом. Термопара через переключатель и магазин сопротивления подключается к зеркальному гальванометру типа ГЗС-47.

Заметив начальное положение зайчика гальванометра, показывающее разность температур «холодного» и «горячего» спаев термопары, которая должна быть не менее 20° , цилиндр с почвой быстро опускают в сосуд с тающим льдом. Тотчас же включают секундомер и производят одновременные отсчеты по секундомеру и шкале гальванометра. Первые пять отсчетов вследствие быстрого

хода зайчика гальванометра удобно производить через каждые 20 мм шкалы. Далее ход зайчика замедляется вследствие наступления регулярного режима и отсчеты следует делать через каждые 10 мм шкалы. Показания откладывают на полулогарифмической бумаге. Прямой отрезок кривой характеризует период регулярного режима. Необходимо отметить, что повторность в определениях должна быть двукратной, а для влажных почв (выше НВ) — трехкратной.

$$\bar{\alpha} = m \cdot K = 0,8261 \times 0,0015 = 0,00124 \text{ см}^2/\text{сек.}$$

Основным условием метода теплового регулярного режима является независимость теплофизических свойств материалов от температуры. В связи с этим описанный метод применим лишь к талым почвам и промерзающим в области низких температур, исключая фазовые переходы почвенной влаги. В области фазо-

**Пример записи и расчета при определении коэффициента температуропроводности (α). Дата — 15.II 1963 г. Чернозем оподзоленный, суглинистый, горизонт $A_{\text{ц}}$, глубина 0—7 см; калориметр № 8, коэффициент формы 0,8261; начальное отклонение зайчика гальванометра — 0; начальный сопро-
отсчет при разнице температур спаев 30°—230 мм; добавочное тивление 300 см**

№ отсчета	Отклонение гальванометра, мм	Время		Разница логарифмов парных отсчетов $\ln t_1 - \ln t_2$		m
		τ	$\tau_2 - \tau_1$, сек	секунды	значение	
1	210	3'08"	188	—	—	—
2	190	4 47	287	—	—	—
3	170	6 16	376	—	—	—
4	150	7 45	465	45	0,069	0,0015
5	140	8 30	510	50	0,074	0,0015
6	130	9 20	560	54	0,080	0,0015
7	120	10 14	614	58	0,087	0,0015
8	110	11 12	672	60	0,095	0,0016
9	100	12 13	732	71	0,105	0,0015
10	90	13 23	803	79	0,118	0,0015
11	80	14 42	882	86	0,134	0,0015
12	70	16 08	968	102	0,154	0,0015
13	60	17 50	1070	123	0,182	0,0015
14	50	19 53	1193	154	0,223	0,0015
15	40	22 27	1347	207	0,288	0,0015
16	30	25 54	1554	—	—	—
Среднее						0,0015

вых переходов, когда коэффициенты температуропроводности и теплопроводности становятся резко выраженными нелинейными функциями температуры, метод регулярного режима может быть применим лишь при соответствующем теоретическом обосновании на базе дифференциального уравнения теплопроводности (Колесников, Мартынов, 1953; Кудряшев, Жемков, 1959; Иванов, 1963а, б).

ИЗУЧЕНИЕ ТЕПЛОВЫХ ПОТОКОВ В ПОЧВЕ И МЕТОДЫ ИХ ОПРЕДЕЛЕНИЯ

Расчетные методы

Выше мы указали, что теплообмен в почве, являющийся одной из составляющих теплового баланса, определяется величиной теплового потока, т. е. тем количеством тепла, которое проходит через единицу поперечного сечения в единицу времени.

Известно, что величина теплового потока, направленного в глубинные слои, вычисляется как для твердого, однородного и полубесконечного тела по формуле

$$Q_{\pi} = \lambda \left. \frac{dT}{dz} \right|_{z=0}, \quad (31)$$

где λ — коэффициент теплопроводности; $dT/dz|_{z=0}$ — градиент температуры почвы у самой ее поверхности; T — температура, °С; z — глубина, см; Q_{π} — количество тепла, поступающего в почву.

Это уравнение справедливо при неизменности коэффициента теплопроводности по всему профилю почвы. В действительности коэффициент теплопроводности изменяется в зависимости от многих других характеристик почвы по ее горизонтам, поэтому уравнение может рассматриваться, в случае приложения его к почве, лишь как принципиальная формула.

А. Ф. Чудновским («Основы агрофизики», 1959) разработана система уравнений теплового потока с учетом неоднородности среды. Автор считает, что изменчивость теплопроводности и других теплофизических характеристик наиболее выражена в верхнем 50-сантиметровом слое почвы и что с глубиной она затухает. А. Ф. Чудновский предлагает подразделить активный слой почвы на подслои 0—5 см, 5—10, 10—20, 20—50 и 50—100 см. Например, поток тепла в почве Q_{π} в слое 50—100 см, выраженный в кал/(см²·мин), равен

$$Q_{\pi} = \sum_{z=0}^{50} \Delta T_{срh} + \lambda_z \frac{T_{50} - T_{100}}{50} = Q'_{\pi} + Q''_{\pi}, \quad (32)$$

где ΔT — разность температур слоя почвы в начале и в конце данной минуты ¹.

¹ Цифры у T внизу означают глубину почвы (в см), один и два штриха у Q_{π} означают начало и конец минуты.

В сети Гидрометеослужбы для нахождения теплового потока пользуются формулой Г. Х. Цейтина (1953) в соответствии с «Методическими указаниями гидрометеостанциям» (1953):

$$Q_{\pi} = \frac{c\rho}{\tau} \left(S_1 - \frac{\alpha}{10} S_2 \right), \quad (33)$$

где $c\rho$ — объемная теплоемкость почвы; τ — время (в мин), за которое осредняется тепловой поток; S_1 — величина, характеризующая теплосодержание почвы, определяемая по распределению температуры в почве на разной глубине за принятый промежуток времени, град·см; α — коэффициент температуропроводности почвы, см²/сек; S_2 — величина, характеризующая изменение температуры по времени на глубинах 10 и 20 см (в град·час).

Следует отметить, что при нахождении величин тепловых потоков в почве расчетными методами необходимо привлекать эффективные значения теплофизических характеристик, т. е. учитывать влажность и льдистость почв и грунтов, а также тепло фазовых переходов. При экспериментальном определении теплопроводности методами шарового зонда и температуропроводности методом регулярного режима, предусматривающих естественное состояние увлажнения почв, расчет эффективных характеристик не требуется.

Экспериментальные методы

Экспериментальные методы измерения тепловых потоков с помощью тепломеров основаны на определении перепада температур, возникающих на двух противоположных сторонах какого-либо тела (пластина, диск и др.), помещаемого в почву и служащего эталоном. Последовательно соединенные термоспайи объединяются в одну батарею, которая монтируется в эталонном теле. Для эталона используется любой электроизоляционный и водонепроницаемый материал.

Широко применяются тепломеры Ленинградского технологического ин-та холодильной промышленности и Института мерзлотоведения им. В. В. Обручева. Первый представляет собой круглую резиновую пластину (диаметр 300 мм), в средней части которой помещена батарея, состоящая из последовательно соединенных 700—800 железо-константановых спаев. Батарея защищена с двух сторон 2-миллиметровыми слоями резины. Второй состоит из 5-миллиметровой плексигласовой пластины размером 10 × 15 см, на обеих сторонах которой расположено 169 термоспаев медно-константановых термопар.

На рис. 18 приведена схема тепломерного датчика, сконструированного Н. С. Ивановым (1961). Он изготовлен из устойчивого к возможным в почвенной среде химическим и микробиологическим воздействиям органического стекла (полиметилметакрилат), коэффициент теплопроводности которого равен 1,58 ккал/(м·час·

град). Тепломер представляет собой диск диаметром 10 см и высотой 1 см. В него вмонтирована в виде звезды 25-спайная термопарная батарея (медь-константан). Тепломер отградуирован непосредственно в единицах теплового потока. Концы термопарной батареи присоединены к металлическим штифтам, запрессованным со стороны боковой поверхности пластины. После монтажа термопарной батареи тепломер покрывается несколькими слоями раствора органического стекла, которое, высыхая, защищает термопарную батарею и весь тепломер.

Электролитические (поверхностные) термопары наиболее надежны, перспективны и просты в изготовлении. Измерение ТЭДС

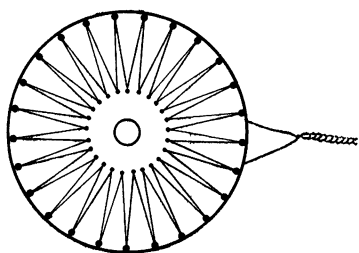


Рис. 18. Схема тепломера (по Иванову, 1964)

термопарных батарей тепломерных датчиков производится зеркальными гальванометрами или прецизионными потенциометрами, что в лабораторных условиях не встречает затруднений.

В полевых условиях установка для измерения тепловых потоков представляет собой разборную треногу из дюралюминиевых трубок, вставляемых верхним концом в гнезда деревянного диска, а нижним (заостренным) в почву (рис. 19). По центру диска проходит центральная трубка с укрепленной на ней в вертикальном положении деревянной планкой. На этой планке смонтированы малогабаритный гальванометр М-25/3 и осветитель. Для защиты гальванометра от прямого солнечного света между треногами натягивается плотная ткань. Отвес корректирует вертикальное положение установки. Для производства измерений тепломер помещается плоской стороной на поверхность почвы или закапывается на предусмотренной опытом глубине. После некоторой «выстойки», обеспечивающей надежность контакта с почвой, начинают измерять перепады температур на плоскостях тепломера и рассчитывают плотность теплового потока.

К основным недостаткам тепломеров относятся тепловая их инерционность, возможные нарушения контактов со средой (почвой) и искажение температурного поля. Проведенное А. В. Павловым (1965) сравнительное изучение тепловых потоков, измеренных тепломерами и рассчитанных при определении λ методом шарового зонда, показало, что ошибка экспериментального определения не превышает 4%.

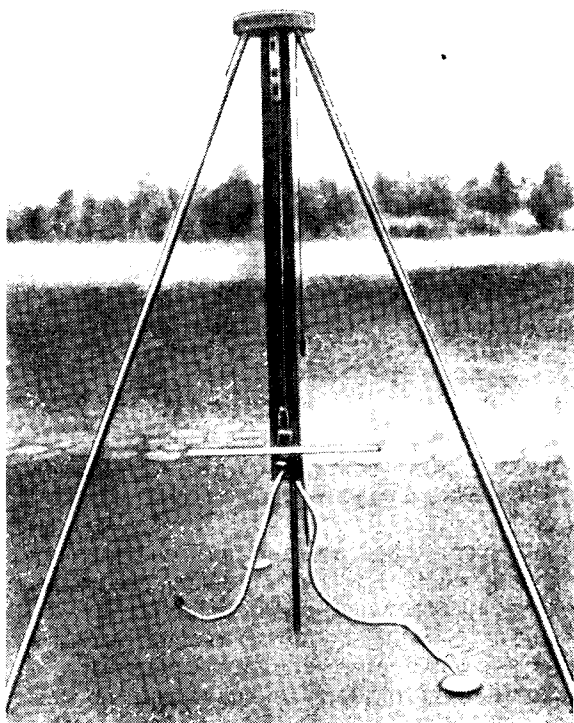


Рис. 19. Общий вид полевой установки для измерения теплового потока (по Иванову, 1970)

Н. С. Ивановым (1963б) разработаны и другие методы определения тепловых потоков в почвах и горных породах. Определенный интерес представляет интерференционный метод. Сущность его заключается в наложении на естественный тепловой поток искусственного, величина которого может быть измерена. В качестве источника нагрева рекомендуется металлическая сетка с определенной мощностью тока. Измерителем температуры могут служить полупроводниковые термометры сопротивления или термопары, установленные на границах слоя, в котором определяется плотность теплового потока.

Распределение температур с глубиной, как известно, имеет линейный характер. Если мы поместим источник тепла с мощностью Q_0 , то через определенный промежуток времени Δt установится новое стационарное распределение температур. Вследствие этого тепловые потоки могут изменяться как по величине, так и по на-

правлению. В этом случае решающее значение будет иметь перепад температур. Исходя из этого, указанный автор решает систему дифференциальных уравнений теплопроводности двух полуграниченных сред, на границе которых расположен плоский нагреватель с мощностью Q_0 ккал/м².

В результате математического анализа приведена расчетная формула для определения эффективного теплового потока в сезонно-промерзающем — сезоннопротаивающем слое. Эффективный тепловой поток для талой почвы ($q_{эф}$) определяется по формуле

$$q_{эф} = \frac{Q_0}{2} A_{\Theta}, \quad (34)$$

где Q_0 — мощность источника нагрева; A_{Θ} — коэффициент, представляющий собой отношение алгебраических сумм перепадов температуры.

Для промерзающей почвы расчетная формула имеет вид

$$q_{эф} = -\lambda_{эф} \frac{\partial \Theta}{\partial x}. \quad (35)$$

Для определения тепловых потоков могут быть использованы не только плоские нагревательные сетки, но и шаровые и цилиндрические нагреватели, работающие как при стационарном, так и при нестационарном режиме.

Тепломеры находят применение для определения не только тепловых потоков, но и теплопроводности промерзающих почв и горных пород. Если создать в плоском образце с параллельными поверхностями стационарный одномерный поток, то можно вычислить значение коэффициента теплопроводности. Н. С. Иванов (1970б) сконструировал прибор, позволяющий по методу пластины (Чудновский, 1962) с применением тепломеров определить теплопроводность почв, грунтов и пород в лабораторных условиях.

Прибор (рис. 20) состоит из полого (охранного) цилиндра (Ц), куда помещается образец почвы (желательно монолитного), двух плоских крышек цилиндрической формы — тепломеров (ТП) с термопарными батареями (ТБ) для измерения перепада температуры в образце (ОТ), двух пластин (ПТ) с полупроводниковыми датчиками температуры (Тр) для измерения температуры двух оснований образца. Измерение перепадов температур между основаниями тепломерных пластин и боковыми поверхностями полого цилиндра производится термопарными батареями (ТБ), отградуированными в сосудах Дьюара с помощью метастатических термометров с точностью до $\pm 0,01^\circ$. Тепломерные пластины (ТП) устанавливаются на торцы образца и вместе с пластинами (ПТ) прижимаются к ней пружинными зажимами (з). Корпус цилиндра и тепломерные пластины изготовлены из органического стекла, пластины ПТ — из эбонита.

Перепады температуры между основаниями прибора создаются с помощью термостатов системы Хеплера и типа ТС. При опре-

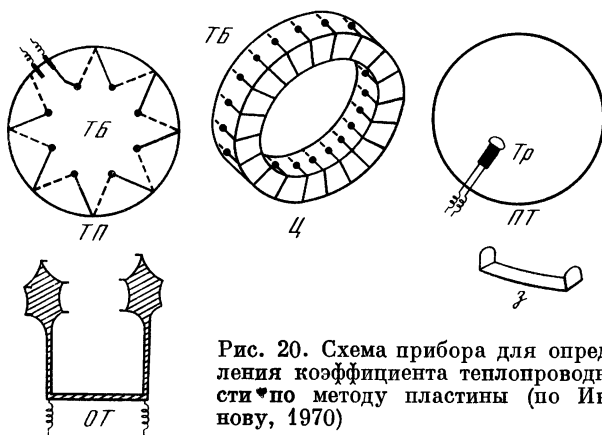


Рис. 20. Схема прибора для определения коэффициента теплопроводности по методу пластины (по Иванову, 1970)

делении теплопроводности почв в мерзлом состоянии необходима специальная холодильная криостатная установка, работающая на основе внешнего (атмосферного) холода.

После установления стационарного теплового режима выполняется равенство

$$q_1 = q_2 + q_6, \quad (36)$$

где q_1 и q_2 — тепловые потоки через верхнюю и нижнюю тепломерные пластины; q_6 — тепловой поток через боковую поверхность цилиндра.

Средний тепловой поток ($\bar{q}$) через образец находится из выражения

$$\bar{q} = \frac{(q_1 - q_2)}{2}. \quad (37)$$

Зная значения $\bar{q}$, легко определить теплопроводность образца ($\lambda_{обз}$), так как

$$\bar{q} = \frac{\lambda_{обз}}{l_0} \pi \Delta \vartheta_0 r^2, \quad (38)$$

где $\Delta \vartheta_0$ — перепад температуры между спаями термодары, расположенными на расстоянии l_0 ; r — внутренний радиус цилиндра.

Определение коэффициента теплопроводности по методу Н. С. Иванова (1970а) методически усовершенствовано Р. И. Гаврильевым (1970), сконструировавшим автоматизированную установку, что позволило ускорить определения в несколько раз.

ГРАФИЧЕСКОЕ ИЗОБРАЖЕНИЕ СОСТАВЛЯЮЩИХ РАДИАЦИОННОГО И ТЕПЛОВОГО БАЛАНСА

В качестве итогового выражения радиационного и теплового баланса приводим рис. 21, заимствованный из работы Б. И. Витковского и др. (1963). На рисунке изображен средний суточный

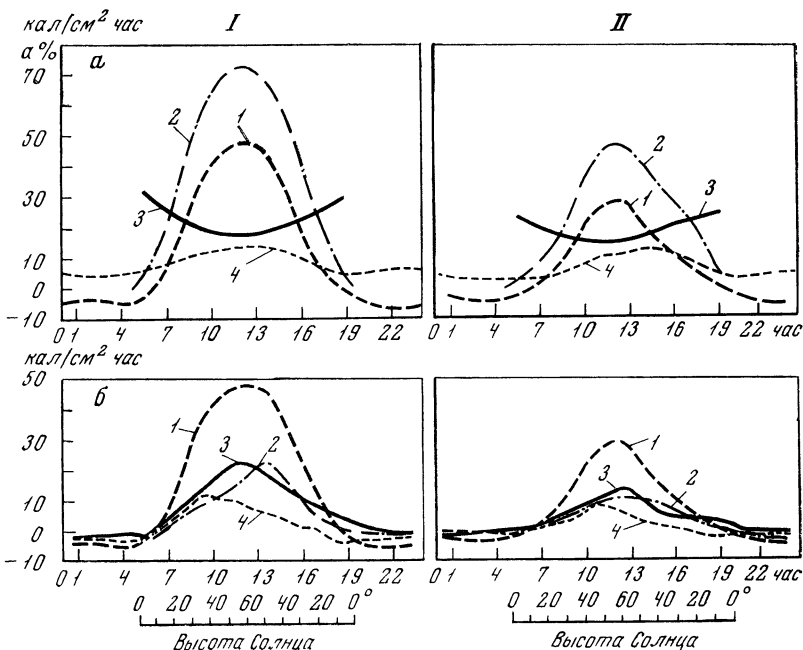


Рис. 21. Средний суточный ход составляющих радиационного (а) и теплового (б) баланса в ясные (I) и облачные (II) дни в степной части Украины (по Витковскому и др., 1963)

1 — радиационный баланс, 2 — суммарная радиация (на графике а), турбулентный обмен (на графике б), 3 — альbedo подстилающей поверхности (на графике а), затрата тепла на испарение (на графике б); 4 — эффективное излучение (на графике а), поток тепла в почву (на графике б)

ход составляющих радиационного и теплового баланса, полученных комплексной экспедицией УкрНИГМИ и ГГО в ясные и облачные летние дни 1960—1961 гг. в степной части Украины.

Аналогичными построениями должны заканчиваться наблюдения за тепловым режимом почвы, которые необходимо проводить в аспекте теплового обмена системы атмосфера—приземный слой воздуха—растение—почва—горная порода.

Литература

- Александров Б. П., Куртнер А. В. Физические основы теплового баланса почвы Л., Сельхозгиз, 1935.
- Александров Б. П., Куртнер А. В. Новый метод измерения эффективного лучеиспускания земной поверхности. — Метеорология и гидрология, 1941, № 3.
- Арефьев А. В. О некоторых зависимостях между гидрофизическими и теплофизическими характеристиками почв — Труды АФИ, вып. 32. Л., Гидрометеиздат, 1971.

- Будыко М. И. Тепловой баланс земной поверхности. Л., Гидрометеиздат, 1956.
- Витковский Б. И., Гойса Н. И., Константинов А. Р., Кудина А. В., Олейник Р. П., Сакали Л. И. Метеорологические условия и тепловой баланс подстилающей поверхности во время работы экспедиции УкрНИГМИ и ГГО летом 1960 и 1961 гг. — Труды УкрНИГМИ, вып. 35. Л., Гидрометеиздат, 1963.
- Гаврильев Р. И. Автоматизированная установка для определения коэффициента теплопроводности горных пород. — В сб.: Методы определения тепловых свойств горных пород. М., «Наука», 1970.
- Гаврильев Р. И. Автоматизированная установка для определения объемной теплоемкости горных пород методом калориметрирования. — В сб.: Методы определения тепловых свойств горных пород. М., «Наука», 1970.
- Гейгер Р. Климат приземного слоя воздуха. М., ИЛ, 1960.
- Герайзаде А. П., Чудновский А. Ф. Исследование термических характеристик некоторых почвенных разностей Азербайджанской ССР. — Труды АФИ, вып. 26. Л., Гидрометеиздат, 1970.
- Голубев А. В. Дистанционные измерения температуры, пучения и напряжения термически деятельного грунта. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Горбунова И. Г., Дьячкова Г. В., Серова Н. В. Некоторые результаты измерения теплофизических характеристик почвы в естественных условиях. — Труды Главн. геофиз. обсерватории, вып. 77. Л., Гидрометеиздат, 1959.
- Гупало А. И. О связи водных и тепловых условий в почве. — В сб.: Тезисы докладов I делегатского съезда почвоведов (секция физики почв). М., 1958.
- Димо В. Н. К вопросу о зависимости между температуропроводностью и влажностью почв. — Почвоведение, 1948, № 12.
- Димо В. Н. Влияние окраски поверхности почвы на температуру и влажность пахотного слоя. — В сб.: Ученые записки Кишиневского государственного университета, т. III, вып. 1. Кишинев, 1951.
- Димо В. Н. Основные тепловые свойства некоторых типов почв террас Кутулука. — Труды Почвенного института им. В. В. Докучаева, т. XXXVII. М., Изд-во АН СССР, 1952.
- Димо В. Н. Методы изучения теплового режима почв. — Почвоведение, 1963, № 6.
- Димо В. Н. Физические свойства и элементы теплового режима мерзлотных лугово-лесных почв. — В сб.: Мерзлотные почвы и их режим. М., «Наука», 1964.
- Димо В. Н. Тепловой режим почв. — В кн.: Агрофизические методы исследования почв. М., «Наука», 1966.
- Димо В. Н. Зонально-провинциальные особенности температуры почв СССР и классификация температурного режима. — В кн.: Димо В. Н., Роде А. А. Тепловой и водный режим почв. К IX международному конгрессу почвоведов. М., «Наука», 1968.
- Димо В. Н. Тепловой режим почв СССР. М., «Колос», 1972.
- Иванов Н. С. Методы измерения тепловых потоков в горных породах. — В сб.: Тепло- и массообмен в мерзлых почвах и горных породах. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Иванов Н. С. Интерференционный метод определения тепловых потоков в почвах и горных породах. — В сб.: Тепло и массообмен в мерзлых толщах земной коры. М., Изд-во АН СССР, 1963а.
- Иванов Н. С. Измерение тепловых потоков шаровыми и цилиндрическими зондами в стационарном режиме. — В сб.: Тепло и массообмен в мерзлых толщах земной коры. М., Изд-во АН СССР, 1963б.
- Иванов Н. С. Методы стационарного теплового режима для определения коэффициента теплопроводности промерзающих горных пород. — В сб.: Методы определения тепловых свойств горных пород. М., «Наука», 1970а.
- Иванов Н. С. Определение эффективной теплоемкости мерзлых горных пород методом шарового калориметра. В сб.: Методы определения тепловых свойств горных пород. М., «Наука», 1970б.

- Иванов Н. С., Гаврильев Р. И. Теплофизические свойства мерзлых горных пород. М., «Наука», 1965.
- Иконникова Е. А. Тепловые свойства чернозема обыкновенного в Аткарском районе Саратовской области.— Труды Саратовского ин-та механизации сельского хозяйства, вып. 33, 1962.
- Каганов М. А. Прибор для измерения температуры поверхности почвы.— Сб. трудов по агрономической физике, вып. 5. М.— Л., Сельхозгиз, 1952.
- Кедроливский В. Н., Стернзат И. И. Метеорологические приборы. Л., Гидрометеиздат, 1953.
- Колесников А. Г., Мартынов Г. А. О расчете глубины промерзания и протаивания грунтов.— В сб.: Материалы по лабораторным исследованиям мерзлых грунтов, вып. 1. М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Кондратьев Г. М. Испытание на теплопроводность по методу регулярного режима. Л., Стандартгиз, 1936.
- Коннова О. С. К методике определения теплоемкости мерзлых грунтов.— В сб. Материалы по лабораторным исследованиям мерзлых грунтов, вып. 1. М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Константинов А. Р. Расчет испарения в естественных условиях по данным градиентных наблюдений.— Труды ГГИ, вып. 41/95. Л., 1953.
- Константинов А. Р. Влияние температурной стратификации на интенсивность испарения, турбулентного теплообмена и потока количества движения.— Труды УкрНИГМИ, вып. 31, 1962.
- Кудряшев Л. И., Жемков Л. И. Обобщение теории регулярного теплового режима на случай переменных теплофизических характеристик.— ИФЖ, т. 11, № 4. Минск, Изд-во АН БССР, 1959.
- Куликов Т. А. Тепловые характеристики серозема и сазовой почвы. Фрунзе, 1958.
- Лайтман Д. Л. Профиль ветра и обмен в приземном слое атмосферы.— Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., 1944, № 1.
- Лайтман Д. Л., Чудновский А. Ф. Физика приземного слоя атмосферы. Л., Гостехиздат, 1949.
- Методические указания гидрометеостанциям № 5. Производство градиентных наблюдений и расчет составляющих теплового баланса. Л., Гидрометеиздат, 1953.
- Нерсесова З. А. Калориметрический метод определения льдистости грунтов.— В сб.: Материалы по лабораторным исследованиям мерзлых грунтов, вып. 1. М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Нерсесова З. А., Коннова О. С. Инструктивные указания по определению теплоемкости мерзлых грунтов.— В сб.: Материалы по лабораторным исследованиям мерзлых грунтов, вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Основы агрофизики. М., Физматгиз, 1959.
- Павлов А. В. Теплообмен промерзающих и протаивающих грунтов с атмосферой. М., «Наука», 1965.
- Пенкевич М. С. Опыт определения температуры поверхности почвы с помощью безинерционных термоспав.— Изв. ГГО, 1930, № 2.
- Попов М. М. Термометрия и калориметрия. М., Госхимтехиздат, 1934.
- Радченко С. И. Температурные градиенты среды и растения. М.— Л., «Наука», 1966.
- Роде А. А. Методы изучения водного режима почв. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Рожанская О. Д. К вопросу о методах измерения температуры поверхности грунта.— Сб. трудов по агрономической физике, вып. 5. М.— Л., 1952.
- Розеншток Ю. Л. Определение и автоматическая регистрация величины испарения с подстилающей поверхности.— Бюллетень научно-технической информации по агрономической физике, 1960, № 7.
- Сапожникова С. А. Микроклимат и местный климат. Л., Гидрометеиздат, 1950.
- Скуратов С. И. К вопросу о теплоемкости связанной воды.— Коллоидный журнал, 1951, т. 13, № 5.
- Смирнова Н. Н., Ананян А. А. Определение средней теплоемкости образ-

- цов рыхлых горных пород в массовом калориметре. — В сб.: Методы определения тепловых свойств горных пород. М., «Наука», 1970.
- Сулачев А. Г. Тепловые характеристики сероземов и темнолуговых почв Чуйской долины. — Труды Киргиз. фил. Среднеаз. НИИ почвоведения, вып. 1, 1965.
- Цейтин Г. Х. К вопросу об определении некоторых тепловых свойств почв. — Труды ГГО, вып. 39 (101). Л., 1953.
- Цытович Н. А., Нерсесова З. А. Фазовый состав воды в мерзлых грунтах. — В сб. Материалы по лабораторным исследованиям мерзлых грунтов, вып. 3. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Цытович Н. А., Нерсесова З. А. Содержание льда и жидкой фазы в мерзлых грунтах. — В сб.: Основы геокриологии, ч. 1. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Чудновский А. Ф. Физика теплообмена в почве. М., Гостехиздат, 1948.
- Чудновский А. Ф. Теплофизические характеристики дисперсных материалов. М., Физматгиз, 1962.
- Шимановский С. В., Шимановская Т. С. Инструктивные указания по определению теплопроводности грунтов при отрицательных и положительных температурах. — В сб.: Материалы по лабораторным исследованиям мерзлых грунтов, вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Шульгин А. М. Температурный режим почв. Л., Гидрометеиздат, 1957.
- Шульгин А. М. Климат почвы и его регулирование. Л., Гидрометеиздат, 1972.
- Янишевский Ю. Д. Актинометрические приборы и методы наблюдений. Л., Гидрометеиздат, 1957.
- Falckenberg G. Apparatur zur Bestimmung des momentanen nachtlischen Wärme — Austausches zwischen Erde und Luft. — Meteorologische Zeitschrift, B. XLVII, H. 4, April, Braunschweig, 1930.
- Kersten Miles S. Thermal properties of soils, Minneapolis, Minnesota. — University of Minnesota Institute of Technology. Bull. vol. 52, N 21, Engineering exp. stat. Bull 28, 1949.
- Müller S. Thermische Sprungschichtenbildung als differenzierende Faktor im Bodenprofil. Zeitschrift für Pflanzenernährung, Düngung, Bodenkunde, 109, 1965.

МЕТОДЫ МАТЕМАТИЧЕСКОЙ ОБРАБОТКИ МАТЕРИАЛОВ СТАЦИОНАРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ СТАТИСТИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПРИ ПРОВЕДЕНИИ РЕЖИМНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

Е. А. Дмитриев

ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ

Привлечение вероятностно-статистических методов предполагает прежде всего ясное понимание тех терминов и понятий, которыми при этом неизбежно приходится пользоваться, поэтому остановимся на некоторых из них.

Осуществление какого-нибудь определенного комплекса условий, который может быть воспроизведен сколь угодно большое число раз (если не практически, то по крайней мере теоретически), в статистической литературе называется *испытанием*. Явления, происходящие в результате испытаний, получили название *событий*.

Если событие не может быть точно предсказано, хотя условия испытания точно известны, оно именуется *случайным*. Случайность события связана с тем, что при испытании наряду с точно фиксированными, *общими условиями* проведения опыта существуют *второстепенные условия*, неучитываемые, а подчас и неизвестные, непостоянство которых и вызывает хорошо всем известное варьирование результатов испытаний (Немчинов, 1945).

Под событием можно понимать разные категории явлений. Это может быть появление или, наоборот, непоявление какого-то качества (березы среди группы деревьев, червотроины в данном месте почвы и пр.) или получение данного числового значения измеряемой величины (например, данного значения содержания гумуса). В последнем случае можно говорить о *случайной величине* как о такой переменной величине, которая в результате единичного испытания может принять то или иное заранее неизвестное значение.

Так, влажность почвы может рассматриваться как случайная величина, значения которой в той или иной мере могут варьировать в заданных общих условиях проведения испытания (определенный способ отбора образцов и определения влажности, определенный момент исследования, определенный участок, любая

точка поверхности которого имеет равные шансы стать точкой заложения скважины, определенная глубина, на которой влажность определяется).

Если значения переменной величины прямо или косвенно устанавливаются (выбираются) исследователем, то такая переменная уже не является случайной, она именуется *детерминированной переменной*. Примером таких переменных могут служить глубина отбора проб почвы, нормы полива, содержание гумуса в образцах, не случайно отобранных, и др.

Величины, сохраняющие свое значение без изменения в условиях проводимого испытания, называются *постоянными величинами*. Так, если отбор проб на влажность осуществляется с одной и той же глубины, то глубина является величиной постоянной. К группе постоянных относятся величины, играющие важную роль в характеристике случайных величин. Особой постоянной величиной является *математическое ожидание*, представляющее собой среднее взвешенное значение случайной величины (среднее взвешенное из всех возможных значений случайной величины в данных общих условиях ее изучения). Математическое ожидание случайной величины наиболее часто обозначается буквой E , за которой в скобках следует буквенное обозначение соответствующей случайной величины. Так, $E(X)$ означает математическое ожидание случайной величины X .

Совокупность всех возможных (если не практически, то по крайней мере теоретически) значений случайной величины (в заданных неизменных общих условиях проведения эксперимента!) называется *генеральной совокупностью*. Для характеристики свойств генеральной совокупности используются постоянные величины, именуемые параметрами, наиболее известными из которых являются *среднее арифметическое* (генеральное среднее, центр распределения) и *дисперсия* (варианса), а также *квадратный корень из дисперсии*, именуемый *средним квадратическим отклонением* (стандартным отклонением, стандартом).

Для обозначения наиболее важных параметров в последнее время стало почти общепринятым использование букв греческого алфавита: генеральное среднее (среднее арифметическое значение случайной величины в генеральной совокупности) обозначается μ (мю), дисперсия — σ^2 , стандартное отклонение — σ (сигма), коэффициент корреляции — ρ (ро). Очевидно, что генеральное среднее арифметическое μ случайной величины X представляет собой согласно определению математическое ожидание этой случайной величины $E(X)$.

Дисперсия σ^2 величины X также представляет собой математическое ожидание, но не самой величины X , а квадрата ее отклонения от среднего: $\sigma^2 = E[(X - \mu)^2]$. Иначе говоря, дисперсия есть среднее значение квадрата отклонения значений случайной величины от генерального среднего. Очевидно, чем сильнее отличаются отдельные значения случайной величины от своего среднего,

тем больше будет дисперсия, и наоборот, в силу чего дисперсия (и среднее квадратическое отклонение соответственно) выступает в качестве меры вариабельности величины, степени рассеивания отдельных значений вокруг среднего арифметического.

Другим показателем степени изменчивости случайной величины служит отношение среднего квадратического отклонения к среднему арифметическому, выраженное в процентах, т. е. $100 \sigma/\mu$, получившее название *коэффициента вариации* (вариационного коэффициента, коэффициента изменчивости). Это отношение имеет смысл лишь в том случае, когда знаменатель, т. е. среднее, не равен нулю. Если отдельные значения случайной величины по своей природе могут быть не только положительными, но и отрицательными, то среднее может оказаться сколь угодно мало отличным от нуля, в силу чего для таких случайных величин использование коэффициента вариации в качестве меры вариабельности противопоказано. Для величин, начало отсчета у которых условно и может быть перенесено (такowymi, например, являются температура, окислительно-восстановительный потенциал), а следовательно, отдельные значения могут быть и положительными, и отрицательными, показателем варьирования может служить среднее квадратическое отклонение.

Предметом исследований всегда являются генеральные совокупности и параметры, их характеризующие. Однако в подавляющем большинстве случаев практически невозможно (да это и лишено смысла) получить все значения случайной величины, и о свойствах генеральной совокупности судят по некоторой ее части, именуемой *выборкой*. Число значений случайной величины, образующих выборку, получило название *объема выборки* и обозначается n . Вычисляемые на основании выборочных наблюдений средние арифметические, дисперсии и другие величины являются лишь *оценками* соответствующих параметров генеральных совокупностей. Все подобные оценки, выраженные одним числом, называются *точечными*.

Выборочные оценки основных параметров в отличие от генеральных значений принято обозначать латинскими буквами: выборочное среднее для случайной величины обозначается соответствующей латинской буквой с чертой над ней, например, $\bar{X}$, оценка дисперсии — s^2 , оценка коэффициента корреляции r .

В силу того что выборка составляет лишь часть совокупности, оценки одного и того же параметра, вычисленные по разным выборкам из одной и той же генеральной совокупности, практически никогда не совпадают. Если параметры есть величины постоянные, то выборочные оценки параметров являются величинами случайными, а это значит, что для оценок параметров существуют математические ожидания, дисперсии и другие статистические параметры, описывающие случайные величины. Так, для совокупности оценок среднего, вычисляемых по выборкам одинакового объема n , существует среднее квадратическое отклонение $\sigma_{\bar{X}}$, характери-

зующее варьирование $\bar{X}$ около генерального параметра μ , являющегося математическим ожиданием как для ряда средних $\bar{X}$, так и для случайной величины X , т. е. $E(X) = E(\bar{X}) = \mu$. Оценка этого среднего квадратического отклонения $s_{\bar{X}}$ в прикладной литературе часто именуется *ошибкой среднего*.

Слово «оценка» нередко опускается и, к примеру, s^2 называют дисперсией, однако всегда следует помнить, что мы имеем дело с оценкой, а не с дисперсией, и обозначение s^2 , а не σ^2 должно об этом напоминать.

По выборке объема n среднее арифметическое вычисляется согласно формуле

$$\bar{X} = \frac{\sum_{i=1}^n X_i}{n}, \quad (1)$$

где X_i — i -е значение случайной величины X ; $i = 1, 2, \dots, n$ —

номер значения; $\sum_{i=1}^n$ — знак суммирования, показывающий, что следует сложить все X_i , у которых индекс i пробегает значения от $i = 1$ до $i = n$. Если суммирование осуществляется по всем значениям i , можно написать $\sum$ или даже Σ , не указывая пределов суммирования, при условии, что такое упрощение в написании не приведет к недоразумениям.

Оценка дисперсии отыскивается по формуле

$$s^2 = \frac{\sum (X_i - \bar{X})^2}{n - 1}, \quad (2)$$

где $X_i - \bar{X}$ есть i -е центральное отклонение (т. е. отклонение i -го значения случайной величины от среднего).

Выборочные средние квадратические отклонения s и коэффициент вариации v находятся по формулам

$$s = \sqrt{\frac{\sum (X_i - \bar{X})^2}{n - 1}} \quad (3)$$

и

$$v = \frac{100s}{\bar{X}}. \quad (4)$$

Ошибка среднего $s_{\bar{X}}$, оценивающая среднее квадратическое отклонение $\sigma_{\bar{X}}$ ряда выборочных средних, может быть вычислена по единичной выборке объема n :

$$s_{\bar{X}} = \frac{s}{\sqrt{n}}. \quad (5)$$

В отличие от коэффициента вариации, являющегося безразмерной величиной, среднее квадратическое отклонение и ошибка сред-

него (и их оценки) имеют размерность соответствующей случайной величины. Условно считается, что среднее квадратическое отклонение и ошибка среднего, а соответственно и коэффициент вариации всегда положительны, хотя они и характеризуют отклонения отдельных значений случайной величины в обе стороны от среднего.

Для одного и того же параметра может быть предложено в принципе несколько оценок, вычисляемых по разным формулам. К примеру, в качестве оценки для среднего в ряде случаев могут быть взяты и выборочные средние арифметические, и полусуммы крайних значений в выборке, и некоторые другие. Очевидно, что эти оценки не могут быть одинаково «хорошими», но понятие «хорошей» или «плохой» оценки условно, в связи с чем в статистике для характеристики оценок используются специальные критерии.

Если математические ожидания оценок при любом объеме выборки равны оцениваемому параметру, то такие оценки называются *несмещенными*. Для *смещенных* оценок их математическое ожидание отлично от оцениваемого параметра.

Так, выборочное среднее $\bar{X}$ является несмещенной оценкой генерального среднего μ , так как при любых n $E(\bar{X}) = E(X) = \mu$. Такой же несмещенной оценкой для σ^2 будет s^2 , вычисляемая по формуле (2), так как $E(s^2) = \sigma^2$. Если сумму квадратов центральных отклонений $\sum (X_i - \bar{X})^2$ разделить на n , что на первый взгляд представляется более естественным, то получается смещенная оценка дисперсии, поскольку $E[\sum (X_i - \bar{X})^2 / n] < \sigma^2$. Причина подобного явления заключена в том, что сумму квадратов центральных отклонений следует делить не на число слагаемых n , а на число независимых слагаемых, которые при вычислении дисперсии по выборке объемом n на единицу меньше n .

Число независимых элементов, по которым вычисляется некоторая величина, равное общему числу элементов за вычетом числа ограничений, получило название *числа степеней свободы*, которое в дальнейшем будет обозначаться ν (ню).

Для оценки дисперсии $\nu = n - 1$ по той причине, что из n значений $X_i - \bar{X}$ только $n - 1$ значений независимы, поскольку значения $X_i - \bar{X}$ связаны одним общим условием $\sum (X_i - \bar{X}) = 0$.

На значения X_i , попадающие в выборку, никаких условий не накладывается, поэтому оценка среднего $\bar{X}$ находится с $\nu = n$ числом степеней свободы. В других ситуациях число степеней свободы, с которым вычисляются те или иные величины, может существенно отличаться от общего числа элементов, по которым величина вычисляется.

Состоятельными оценками называются такие оценки, которые с увеличением n стремятся к оцениваемому параметру. В этом отношении и выборочное среднее, и смещенная, и несмещенная оценки дисперсии являются оценками состоятельными.

Эффективность оценок определяется величиной их дисперсии при данном объеме выборки. Эффективной оценкой называется оценка, имеющая сравнительно с другими наименьшую дисперсию¹. Предпочтительными следует считать состоятельные несмещенные и эффективные оценки, хотя в некоторых случаях одно может исключать другое.

Очень важным понятием, широко используемым в статистике, является *нормированное отклонение*, представляющее собой в общем виде отклонение значения случайной величины от среднего, нормированное соответствующим средним квадратическим отклонением (среднее квадратическое отклонение используется в качестве единицы измерения отклонения от среднего). Так, нормированным отклонением является величина $u = (\bar{X} - \mu)/s_{\bar{X}}$, где различие между оценкой среднего и генеральным средним нормировано ошибкой среднего. Таким же нормированным отклонением является $u_i = (X_i - \bar{X})/s$.

Важной особенностью нормированных отклонений является то, что они безразмерны и имеют нулевое среднее и дисперсию, равную единице. Эти особенности определили широкое их использование в статистике, и в частности при проверке различных статистических гипотез.

Статистические гипотезы всегда касаются генеральных совокупностей и параметров и сводятся к некоторым предположениям об их свойствах. Проверка правильности выдвигаемой гипотезы обычно сводится к проверке гипотезы, что различия между сравниваемыми величинами отсутствуют. Это исходное предположение (в некоторых случаях исходное предположение может быть и другим) именуется *нулевой гипотезой*. Альтернативной гипотезой при этом очень часто является гипотеза, что какие-то различия существуют. Располагая выборочными данными, исследователь лишен возможности сравнивать генеральные совокупности и параметры. Источником информации о генеральных совокупностях служат выборки, и по ним следует дать ответ, правильна ли выдвигаемая гипотеза или ее следует отвергнуть в пользу альтернативной.

Оценка правильности нулевой гипотезы осуществляется с помощью специальных *критериев*, представляющих собой известный набор правил, позволяющих принять или отклонить выдвинутую нуль-гипотезу. Обычно для проверки гипотезы вычисляется единичное значение некоторой случайной величины и определяется вероятность, с которой полученное или большее значение в условиях правильности нуль-гипотезы может появиться².

¹ При нормальном распределении, например, наиболее эффективной оценкой среднего является выборочное среднее арифметическое. При больших n для одинаковой точности оценки генерального среднего по выборочному среднему достаточно 64% того объема выборки, который должен быть использован при оценке среднего по медиане (Смирнов, Дуин-Барковский, 1969).

² Иногда оценивается вероятность, с которой случайная величина может принять значения меньше полученного.

Вероятность, в общем случае обычно обозначаемая P и выражаемая в долях единицы или в процентах, есть количественная мера возможности осуществления какого-либо события. Если вероятность превысит полученное значение случайной величины слишком мала, то мы должны либо допустить, что наша гипотеза правильна, но случайно осуществилось крайне редкое событие, либо признать, что наша нуль-гипотеза не верна и полученное значение не случайно оказалось столь большим.

Правила, согласно которым нуль-гипотеза отвергается или принимается, носят чисто вероятностный характер и определяют-ся, исходя из задач исследования, особенностей объекта и других соображений. Обычно всю область значений случайной величины, используемой в качестве критерия для проверки гипотезы, разделяют на две части, одна из которых соответствует *области принятия нулевой гипотезы*, а другая, так называемая *критическая область* — отклонению ее. Значение, соответствующее границе между этими областями, именуется *критическим значением* и устанавливается в зависимости от принятого *уровня значимости α* (альфа), представляющего собой ту вероятность, с которой значение случайной величины может превысить соответствующее критическое значение. Если полученное в результате проведенного исследования значение случайной величины оказывается равным или больше критического значения (т. е. попадает в критическую область), то нулевая гипотеза отвергается и различия расцениваются как *значимые*.

Отклонение нуль-гипотезы при попадании значения случайной величины в критическую область нельзя рассматривать как доказательство того, что нулевая гипотеза не верна, так как значения, превышающие критическое значение, могут иметь место и в случае правильности нуль-гипотезы. Отклоняя правильную нуль-гипотезу, мы допускаем так называемую *ошибку I рода*, принятый же уровень значимости α характеризует собой риск допустить такую ошибку, т. е. характеризует ту вероятность, которой решено пренебрегать в данном исследовании.

Вероятность $P = 1 - \alpha$, которая соответствует области принятия нуль-гипотезы, именуется *доверительной вероятностью*. Если значение случайной величины оказывается меньше критического, то нулевая гипотеза при принятом уровне значимости α (или доверительной вероятности P) не отвергается, но это тоже ни в коей мере нельзя расценивать как доказательство правильности нуль-гипотезы, так как в действительности она может быть и не верна. Принятие нуль-гипотезы, когда она не верна, носит название *ошибки II рода*. Вероятность такой ошибки обозначается β (бета). Вероятность принятия нуль-гипотезы, когда она верна, равная $1 - \beta$, называется *мощностью критерия* относительно конкурирующей гипотезы. Очевидно, что уменьшая вероятность ошибки I рода (α), мы неизбежно увеличиваем вероятность ошибки II рода (β).

Выбор уровня значимости α (а устанавливается обычно α , а не β) определяется условиями проведения эксперимента, ответственностью выводов и учетом того, ошибка какого рода наиболее нежелательна. В большинстве случаев принимают $\alpha = 0,05$ (5%), что соответствует доверительной вероятности $P = 0,95$. При необходимости (по техническим причинам невозможно обеспечить получение выводов на 5% уровне значимости) уровень значимости может быть принят равным и 10%, но это означает, что в среднем из 10 случаев в одном мы будем отклонять правильную нуль-гипотезу. Для проверки спорных положений, при ответственных рекомендациях выводы должны быть обеспечены с доверительной вероятностью 0,99 или 0,999 (с 1% или 0,1% уровнем значимости).

РАСПРЕДЕЛЕНИЯ

Ряды распределения. Законы распределения

Понятия и термины

в распределении случайных величин

Хотя отдельные значения случайной величины и нельзя предсказать заранее, это совсем не означает, что в этой игре случая нет никаких закономерностей. Дело обстоит как раз наоборот, и одна из задач, стоящих перед исследователями, состоит в познании закономерностей случайной вариации, так как только в этом случае можно отыскать на фоне случайных колебаний неслучайные, те, ради которых обычно проводится весь эксперимент.

Закономерности в варьировании значений изучаемой случайной величины проявляются в том, что в данных общих условиях одни значения появляются чаще, другие реже, и это почвоведы хорошо знают, что и позволяет им предсказывать те интервалы, в пределах которых при данных условиях могут встречаться отдельные значения изучаемой величины.

Когда объем выборки велик, полученные в результате исследования данные могут быть сгруппированы. Если случайная величина принимает не очень много разных значений $X_j (j = 1, 2, \dots, k)$, где k — число отличных одно от другого значений), то группировка сводится к *ранжированию* (т. е. к расположению всех значений в порядке их возрастания) X_j и к подсчету числа одинаковых значений в выборке данного объема n . Числа, характеризующие встречаемость отдельных значений, получили название *частоты*, которая в дальнейшем будет обозначаться f . Сумма частот равна объему выборки: $\sum f_j = n$.

Если число различных значений, принимаемых величиной, велико, весь диапазон изменений случайной величины делят на некоторое число k равных по ширине интервалов, или *классов*, и подсчитывают число случаев попадания отдельных значений случайной величины в каждый из классов, т. е. частоту отдельных классов $f_j (j = 1, 2, \dots, k)$. Для каждого класса при этом

обычно вычисляется *середина класса* X_j , равная полусумме начала и конца класса, где *начало* и *конец класса* суть наименьшее и наибольшее значения случайной величины, принадлежащие данному классу.

Попарно связанный ряд чисел, отражающий встречаемость отдельных значений случайной величины, составляет *вариационный ряд*, или *ряд распределения частот* f_j по значениям X_j .

Отношение частоты f_j к объему вариационного ряда n называется *относительной частотой*, или *частотью*, которая в дальнейшем будет обозначаться p_j , причем $p_j = f_j/n$. Очень удобным свойством относительных частот является то, что вне зависимости от объема выборки (и генеральной совокупности) сумма частостей всегда равна единице: $\sum p_j = 1$.

Примером ряда распределения может служить вариационный ряд значений порозности агрегатов размером 7 мм:

X_j	48,5	51,5	54,5	57,5	60,5	63,5	
f_j	1	3	6	7	9	4	$\sum f_j = n = 30$
p_j	0,03	0,10	0,20	0,23	0,30	0,13	$\sum p_j = 0,99$

Отличие суммы частостей от единицы является результатом округлений.

Распределение относительных частот по отдельным значениям (классам значений) случайной величины далеко не бессистемно, что обычно и используется для предсказания исходов будущих испытаний. Значения (классы значений), имеющие наибольшую частость, очевидно, могут рассматриваться как наиболее вероятные значения, которые могут получиться при проведении единичного испытания. Наоборот, менее всего можно ожидать получения в единичном случайном эксперименте значений, для которых по выборочным данным p_j оказались наименьшими.

Отношение к полученным в результате выборочных исследований частостям как к показателям возможности осуществления тех или иных событий базируется на убеждении, что при дальнейших испытаниях характер распределения относительных частот существенно не изменится. Подобное интуитивное представление в общем правильно. Эта закономерность, именуемая *устойчивостью частости*, или *статистической устойчивостью*, возникает в силу того, что выборочные относительные частоты p_j являются оценками вероятностей P_j , с которыми распределены отдельные значения (или классы значений) случайной величины. Будучи оценками, частости дают лишь приблизительное представление о вероятностях, но по мере увеличения объема выборки погрешность в оценке вероятности уменьшается.

Совокупность всех возможных значений случайной величины с указанием их вероятности образует *закон распределения*. Законов распределения существует бесконечное множество, но среди этих законов имеется группа наиболее общих, наиболее хорошо изученных, которые обычно и используются.

Среди законов распределения, с которыми обычно приходится иметь дело, можно выделить две группы. К первой группе можно отнести законы, используемые для описания природных объектов исследования. К таким законам относятся законы нормального, логнормального и биномиального распределений, закон Пуассона и др. Ко второй группе следует отнести законы, которыми природные явления не аппроксимируются, но которые широко привлекаются, например, при проверке различных статистических гипотез: закон распределения хи-квадрат, законы распределения Стьюдента, Фишера и др.

Если переменная величина может принимать лишь такие значения, различия между которыми могут иметь только характер скачка, то переменная именуется *дискретной*. Такие переменные возникают, например, в результате простого счета, поскольку меньше чем на единицу соседние значения отличаться не могут. Если между отдельными значениями различия могут (хотя бы теоретически) выражаться любым малым числом, переменная называется *непрерывной* (непрерывные переменные обычно возникают в процессе измерения, т. е. при сравнении чего-то с известной мерой, принятой за единицу измерения). Соответственно с этим случайные величины и совокупности их значений также делятся на дискретные и непрерывные, хотя в статистике это деление часто условно, так как дискретные величины нередко целесообразно рассматривать как непрерывные, а непрерывные иногда допустимо считать дискретными (тем более что значения любой переменной всегда даются с некоторым ограниченным числом десятичных знаков).

Принципиальное различие между дискретными и непрерывными случайными величинами состоит в том, что для дискретных величин можно перечислить (хотя бы теоретически) все значения с указанием их вероятности, а для непрерывных этого сделать нельзя. В лучшем случае для непрерывных величин можно указать вероятность, соответствующую отдельным округленным значениям, но эти последние в действительности являются лишь серединами классов, ширина которых равна точности округления значений (если, например, содержание гумуса приведено с точностью до 0,1%, то значение 3,7% следует рассматривать как середину класса, начало и конец которого суть значения 3,65 и 3,74%).

В связи с этими особенностями дискретных и непрерывных случайных величин математическое описание законов их распределения дается в неодинаковой форме. Для дискретных величин закон распределения может быть представлен значениями вероятности как функции переменной величины. На графике, отражающем такое распределение, по оси ординат откладывается вероятность, а по оси абсцисс — значения переменной.

Для описания распределения непрерывной случайной величины используется так называемая *плотность вероятности* $\omega(X) = dP/dX$ (ω — омега), представляющая собой отношение приращения вероятности dP к соответствующему приращению

значения переменной dX и рассматриваемая в качестве функции переменной X . При графическом представлении непрерывных распределений по оси абсцисс откладываются значения переменной, а по оси ординат — плотность вероятности. Выражением вероятности на подобных графиках является не высота ординат, а площадь под кривой распределения, ограниченная ординатами, соответствующими определенным значениям переменной величины, и вычисляемая путем интегрирования.

Интеграл $\Phi(X)$, характеризующий вероятность попадания случайной величины X в интервал значений от X_1 до X_2 , получил название *интеграла вероятности* Φ (фи):

$$\Phi(X) = \int_{X_1}^{X_2} \omega(X) dX.$$

Интегралы вероятности для наиболее важных законов распределения обычно табулируются. В зависимости от закона распределения и некоторых других соображений пределы интегрирования берутся не всегда одинаковыми. Чаще всего интегралы вероятности даются для пределов от 0 до X , но встречаются и от $-\infty$ до X , от $-X$, до $+X$ и др., что в таблицах всегда отмечается.

Нормальное распределение

Нормальным называется такое распределение, которое описывается уравнением Гаусса — Лапласа

$$\omega(X) = \frac{1}{\sigma \sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(X-\mu)^2}{2\sigma^2}}, \quad (6)$$

где $\omega(X)$ — плотность вероятности; X — переменная величина, которая может принимать значения от $-\infty$ до $+\infty$; μ и σ^2 — среднее арифметическое и дисперсия (параметры распределения); $\pi = 3,141\dots$; $e = 2,718\dots$

Графически нормальное распределение изображается одновершинной симметричной кривой, обе ветви которой уходят в бесконечность, постепенно приближаясь к оси абсцисс, но никогда ее не достигая (асимптотически стремятся к оси абсцисс). Наибольшая плотность вероятности при нормальном распределении соответствует значениям переменной, равным среднему. Поэтому при нормальном распределении среднее равно *моде* (мода — значение, наиболее часто встречающееся в совокупности), а в силу симметричности распределения — и *медиане*, являющейся значением случайной величины, занимающим среднее место в ранжированном ряду.

Для нормально распределенных величин с разными средними и дисперсиями табулировать какие-либо функции, очевидно, не представляется возможным. Именно поэтому особый интерес представляет нормально распределенная случайная величина x с па-

параметрами $\mu = 0$ и $\sigma^2 = 1$, поскольку к этому случаю можно свести любое нормальное распределение, заменив распределение X распределением нормированных отклонений $u = (X - \mu)/\sigma$. Для нормального распределения с такими параметрами составлены таблицы плотности вероятности $\omega(x)$, интеграла вероятности $\Phi(x)$ и др.

Нормальное распределение возникает в том случае, когда варьирование значений случайной величины является результатом воздействия большого числа несильных независимых нормально распределенных факторов, образующих второстепенные, не учитываемые условия проведения испытаний. Подобная ситуация возникает достаточно часто, что позволяет многие распределения аппроксимировать нормальным законом (распределение ошибок многих анализов, распределение объемных весов, содержаний макроэлементов и др.). Особого упоминания заслуживает то обстоятельство, что с увеличением объема выборок распределение оценок среднего стремится к нормальному, как к пределу, даже если распределение случайной величины значительно отличается от нормального. Практически в очень большом числе случаев нормальным законом с достаточным приближением может быть аппроксимировано распределение оценок среднего даже из выборок сравнительно небольшого объема, когда n не превышает десятка.

Логнормальное распределение

Если закону нормального распределения подчиняется не сама случайная величина X , а ее логарифм $L = \log_a X$ (a — основание логарифма), то величина X называется логарифмически-нормально распределенной. Логнормальный закон описывается обычным уравнением Гаусса — Лапласа

$$\omega(L) = \frac{1}{\sigma_L \sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(L - \mu_L)^2}{2\sigma_L^2}}, \quad (7)$$

где μ_L и σ_L^2 есть параметры нормально распределенной величины L . Здесь $\mu_L = E(L) = E(\log_a X)$. Это средний логарифм, а $\sigma_L^2 = E(L - \mu_L)^2 = E(\log_a X - \mu_L)^2$ — средний квадрат отклонения логарифма значений от среднего логарифма (дисперсия ряда логарифмов). При логнормальном законе распределения величина X может принимать значения от 0 до $+\infty$.

Следует заметить, что антилогарифм величины μ_L именуется *средним геометрическим* величины X , которое отлично от математического ожидания (среднего арифметического) случайной величины $\mu = E(X)$. Соответственно антилогарифм величины σ_L^2 не равен дисперсии σ^2 величины X .

Связь между μ_L и μ и между σ_L^2 и σ^2 можно выразить соотношениями (Крамбейн, Грейбилл, 1969)

$$\mu = e^{b\mu_L + \frac{b^2\sigma_L^2}{2}} \quad (8)$$

и

$$\sigma^2 = e^{2b\mu_L + b^2\sigma_L^2} (e^{b^2\sigma_L^2} - 1), \quad (9)$$

где $b = \log_a e$.

Если L есть натуральный логарифм от X , т. е. $L = \ln X$, то

$$\mu = e^{\mu_L + \frac{\sigma_L^2}{2}} \quad (10)$$

и

$$\sigma^2 = e^{2\mu_L + \sigma_L^2} (e^{\sigma_L^2} - 1). \quad (11)$$

Возможность аппроксимации какого-либо эмпирического распределения логнормальным законом (например, распределение содержания некоторых микроэлементов, распределение водопроницаемостей) совсем не означает, что в связи с этим следует отказаться от среднего арифметического в пользу среднего геометрического. Закон распределения выбор среднего не определяет. Вид вычисляемого среднего (среднее арифметическое, среднее геометрическое и др.) определяется только задачами исследования.

Биномиальное распределение

Биномиальное распределение возникает в том случае, когда каждое испытание имеет два возможных, несовместимых одно с другим исхода, как, например, в случае, когда каждое из зерен песчаной фракции может оказаться кварцевым или некварцевым. Если в условиях проведения испытаний вероятность наличия признака (например, «кварца») обозначить P , а его отсутствия — Q ($P + Q = 1$), то вероятность $P_n(X)$ среди n испытаний получить X раз ($X = 0, 1, 2, \dots, n$) наличие признака может быть определена согласно уравнению

$$P_n(X) = \frac{n!}{X!(n-X)!} P^X Q^{n-X}, \quad (12)$$

где знак (!) именуется факториалом и означает, что следует перемножить целые числа от 1 до числа, стоящего под знаком факториала. Так, $n! = 1 \cdot 2 \cdot 3 \cdot \dots \cdot (n-1) \cdot n$. Заметим, что факториал нуля считается равным единице (т. е. $0! = 1$).

Единственным параметром этого распределения является P (поскольку $Q = 1 - P$), который может принимать значения в интервале от 0 до 1. Для выборки объема n дисперсия биномиального распределения равна nPQ , основная особенность которой

состоит в том, что она не может превышать $0,25n$. Это наибольшее значение дисперсия приобретает при $P = Q = 0,5$. Математическое ожидание случайной величины X $\mu = nP$ в биномиальном распределении представляет собой среднее число появлений признака в выборках объема n .

Распределение Пуассона

Распределение Пуассона представляет собой частный случай биномиального распределения, когда вероятность P появления признака очень мала. Распределение Пуассона описывается уравнением

$$P(X) = \frac{\lambda^X}{X!} e^{-\lambda}, \quad (13)$$

где $P(X)$ — вероятность в выборке объема n получить X раз ($X = 0, 1, 2, \dots$) редко встречающийся признак; $\lambda = nP$ есть среднее значение случайной величины X . Дисперсия при пуассоновском распределении равна среднему λ (лямбда).

Биномиальное распределение и распределение Пуассона применимы для описания дискретных признаков (например, числа зерен определенных минералов в выборках одинакового объема).

Распределение t Стьюдента

С появлением распределения t Стьюдента в статистике началась новая эра, поскольку оказалось возможным по малообъемным выборкам делать столь же статистически обоснованные заключения, как и по выборкам большого объема.

Распределение Стьюдента — это распределение отклонений нормально распределенной случайной величины от генерального среднего, нормированных выборочной оценкой среднего квадратического отклонения. Это распределение зависит от числа степеней свободы ν , с которым найдена оценка среднего квадратического отклонения.

Классическим примером распределения Стьюдента является распределение нормированных отклонений

$$t = \frac{\bar{X} - \mu}{s_{\bar{X}}},$$

где $\bar{X}$ — нормально распределенное выборочное среднее; μ — генеральное среднее; $s_{\bar{X}}$ — ошибка среднего, вычисленная по выборке объема n ; t — значение случайной величины, распределенной по Стьюденту с $\nu = n - 1$ числом степеней свободы.

Кривая распределения Стьюдента похожа по внешнему виду на кривую нормального распределения: она одновершинна, симметрична, ее ветви асимптотически приближаются к оси абсцисс.

При $\nu \rightarrow \infty$ распределение Стьюдента стремится к нормальному распределению с параметрами $\mu = 0$ и $\sigma^2 = 1$, как к своему пределу. Наибольшее отличие распределения Стьюдента от нормального наблюдается при $\nu = 1$, когда при значениях переменной величины, близких к среднему, плотность вероятности распределения Стьюдента меньше, а при значениях, сильно отличающихся от среднего, больше, чем при нормальном распределении.

Для распределения Стьюдента составлены таблицы, из которых наиболее распространенными являются те, где указаны критические значения t_α , больше которых единичное случайно полученное значение t при данном ν может произойти с вероятностью α .

Распределение χ^2 (хи-квадрат)

Распределение χ^2 представляет собой распределение суммы квадратов нескольких значений нормально распределенной случайной величины с параметрами $\mu = 0$ и $\sigma^2 = 1$. Очевидно, что эта сумма, будучи суммой квадратов, всегда положительна, а ее величина (математическое ожидание суммы квадратов) зависит от числа слагаемых (точнее, от числа степеней свободы ν). Закон распределения для χ^2 известен, что позволяет табулировать критические значения χ_α^2 , вероятность превысить которые при различных ν равна α .

Распределение F Фишера

Если две выборки принадлежат к одной нормально распределенной генеральной совокупности, причем большая из полученных оценок дисперсии s_1^2 найдена с числом степеней свободы ν_1 , а меньшая оценка дисперсии s_2^2 найдена с числом степеней свободы ν_2 , то распределение $F = s_1^2 : s_2^2$ отношений большей из оценок дисперсий к меньшей известно как распределение F Фишера с числом степеней свободы ν_1 и ν_2 . В специальных таблицах табулированы критические значения F_α , вероятность превысить которые при данных ν_1 и ν_2 равна α . Распределение Фишера предназначено для проверки гипотезы об однородности дисперсий (см. ниже), в частности при проведении дисперсионного анализа.

Помимо перечисленных выше известно значительное количество других распределений, используемых как для проверки статистических гипотез, так и для аппроксимации распределений случайных величин, с которыми исследователю приходится по роду работы сталкиваться.

Выбор закона распределения, аппроксимирующего изучаемое явление, должен быть обоснован если не строго математически, то хотя бы логически. Отклонения от выбранного закона, при условии статистической значимости таких отклонений, могут и должны служить поводом для теоретического осмысливания наблюдающихся фактов и для поиска причин отступления от выбранного закона распределения, что способствует более глубокому пониманию сути изучаемого явления.

Распределение случайной величины может отличаться от аппроксимирующего по причине «неудачного» выбора размерности изучаемого признака. Например, размер агрегатов может быть измерен в миллиметрах (диаметр) и кубических миллиметрах (объем). При этом распределения диаметров и объемов будут различны.

Причиной отсутствия согласия в распределениях может быть неоднородность совокупности, обычно обусловленная существованием среди второстепенных условий мощных факторов, имеющих распределение, отличное от аппроксимирующего. Включение в общие условия фиксированных значений таких факторов может помочь расчленить совокупность на подсовкупности, следующие аппроксимирующему распределению, а тем самым глубже познать природу взаимосвязей изучаемого явления с условиями окружающей среды.

Характер законов распределения случайных величин представляет интерес еще и по той причине, что статистические критерии для проверки гипотез построены на вполне определенных моделях распределений, и если изучаемые совокупности этим моделям не соответствуют, статистические критерии оказываются непригодными.

Наибольшее число классических критериев основывается на нормальном законе распределения, в силу чего приходится иногда прибегать к некоторым преобразованиям случайной величины, чтобы распределение стало если не нормальным, то хотя бы похожим на него.

ПОЧВЕННЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ И СТАТИСТИКА

Почвовед постоянно имеет дело со случайными величинами. В одних случаях варьирование результатов обусловлено чисто методическими особенностями проведения исследования, как, например, при анализе химического состава повторных проб одного и того же образца грунтовой воды. В других случаях наряду с методическими причинами начинает сказываться особенность объекта

¹ Аппроксимация — приближенное выражение одних величин или геометрических образов через другие, более простые.

исследования, как в случае анализа вещественного состава повторных проб из одного и того же образца почвы (однородность состава проб зависит от механического, минералогического состава и других причин, в то время как в пробах воды этот состав можно считать практически одинаковым). Очень часто варьирование если не полностью, то в значительной мере определяется природной неоднородностью объекта исследования в данных условиях проведения опыта.

Все временные изменения изучаемого признака оказываются происходящими на фоне пространственного его варьирования, не познав которое невозможно правильно оценить и изменчивость признака во времени. В ряде случаев протекание отдельных природных процессов во времени уже достаточно хорошо изучено, что позволяет осуществлять даже прогнозирование тех или иных величин, однако всякий прогноз носит вероятностный характер, даже для наиболее полно изученных явлений. Совершенно очевидно поэтому, что статистические методы при постановке режимных наблюдений привлекать не только можно, но и необходимо.

Подходы к статистическому решению задач, в том числе и связанных с режимными наблюдениями, могут быть весьма различными. Одной из самых больших трудностей, встающих в связи с этим перед исследователем, является формулирование конкретной задачи в абстрактных вероятностно-статистических терминах, что практически сводится к выдвижению определенной гипотезы и к построению математической (статистической) модели явления. Результаты статистического исследования при этом в той мере могут быть отнесены к природному явлению, в какой это явление адекватно принятой модели (Нейман, 1968).

Формулирование статистической гипотезы и выбор модели являются творческим процессом и не поддаются алгоритмическому описанию (Налимов, 1971), этому нельзя научить. По этой причине особое значение приобретает статистическая грамотность исследователя и опыт в работах подобного рода, а также возможность консультативной помощи специалиста-математика.

Генеральные совокупности и их компоненты

Использование статистических методов предполагает не только желательность выбора наиболее адекватной модели изучаемого явления, но и грамотную интерпретацию результатов исследований, а это во многом определяется пониманием смысла основных статистических понятий (случайная величина, генеральная совокупность и др.), особенно применительно к конкретным условиям эксперимента.

Общие условия испытания включают в себя прежде всего группу условий, определяющих объект исследования. Только непосредственно к объекту исследования может быть отнесена статистическая обоснованность выводов из проводимого исследования.

Чем больше факторов учитывается при выборе объекта исследования, тем больше условий включается в группу общих условий, описывающих пространственно-временные границы объекта.

Допустим, предметом исследования является влажность почвы, определяемая на данном участке смешанного леса, под елью, на удалении от 1 до 5 м от ствола. В таком случае общими условиями, определяющими объект, могут считаться: данный массив леса, наличие ели, зона удаления от ствола в интервале 1—5 м, данная глубина отбора проб, фиксированное время наблюдения. Установление этих общих условий означает, что любая точка данного массива леса, находящаяся в зоне от 1 до 5 м от ствола елей, имеет равные шансы стать точкой опробования влажности на данной глубине в данное время.

Если местоположение точек опробования выбирается исследователем не случайным порядком, то в категорию общих условий может попасть достаточно большое число факторов, которые иногда бывает даже трудно перечислить, поскольку они учитываются подчас интуитивно. Так, закладывая скважины, исследователь может исключить из возможных точек опробования, соответствующих перечисленным выше общим условиям, все точки, расположенные возле относительно молодых елей, а также приходящиеся на микрозападины, муравейники, перегнивающие стволы упавших деревьев, на участки с моховым покровом. В таком случае все эти факторы должны быть включены в перечень общих условий, в результате чего размеры объекта могут заметно сократиться и составлять лишь очень небольшую часть почвенного покрова исходного участка территории.

Экстраполяцию полученных результатов на весь исходный участок в таком случае делать нельзя, а нечто подобное случается весьма часто, в чем легко убедиться, если припомнить, как мучительно долго и скрупулезно выбирается местоположение «типичного» разреза и как легко переносятся результаты проведенных наблюдений на обширную территорию.

Общие условия проведения наблюдений, включающие даже интуитивно учитываемые факторы, должны по возможности очень строго фиксироваться, так как нечеткость пространственно-временных границ объекта, а тем более отсутствие соответствующих сведений вообще могут существенно снизить надежность получаемых оценок, если не обесценить их совсем.

Общие условия испытаний включают в себя также условия регламентирующие особенности тех принадлежащих объекту частей, которые предназначаются для последующего анализа, т. е. условия, определяющие характер того, что является материальным носителем единичного результата испытания. Группа этих условий определяет, например, размер образца, отбираемого в поле; способ приготовления смешанного образца, если предусмотрен отбор таких образцов; площадь поверхности, заливаемой при определении водопроницаемости, и т. д.

Наконец, общие условия включают и условия анализа, условия той процедуры, в результате которой получается результат измерения. Эти условия определяют способ подготовки образцов (если это требуется), способ анализа (пропись), вид прибора и пр. В некоторых случаях в эту группу условий включается даже индивидуальность аналитика (разные аналитики могут давать несколько отличные результаты испытаний, что, кстати, отнюдь не всегда связано с различиями в их квалификации).

Все условия, входящие в группу общих условий испытания, должны оставаться без изменения, в противном случае отдельные результаты испытаний будут принадлежать к разным генеральным совокупностям и характеризовать неодинаковые случайные величины.

Постоянство общих условий означает, в частности, что все материальные носители единичной информации об объекте должны быть в определенном смысле однородны (например, иметь одинаковый объем, вес или какое-то другое свойство). Совокупность принадлежащих объекту в определенном отношении однородных носителей единичной информации образует *физическую совокупность*, а сами носители информации могут быть названы *компонентами* физической совокупности. Вся возможная (если не практически, то теоретически) совокупность компонентов, принадлежащих объекту, образует *генеральную физическую совокупность*, обычно бесконечно большую, с учетом того, что материал компонента после его анализа в неизмененном виде должен быть, по крайней мере теоретически, возвращен на свое место в объекте и целиком или частично он имеет возможность снова попасть в состав других компонентов.

Если с некоторого участка отбираются для какого-то исследования образцы определенного объема, то генеральную физическую совокупность будет составлять весь теоретически возможный набор таких образцов с данной глубины. Если отбираются смешанные образцы почвы, то компонентами физической совокупности будут смешанные образцы, составленные из одинакового числа индивидуальных образцов равного объема (или веса), взятых с одинаковой площади по одинаковой схеме в пределах исследуемого участка.

При определении температуры поверхности почвы компонентом следует рассматривать ту «точку», на которой измеряется температура (размер «точки» зависит от конструкции термометра). Температура может измеряться прибором, усредняющим показания в нескольких точках поверхности (например, «термопауком»). В этом случае генеральной физической совокупностью будет являться все практически бесконечное количество сочетаний точек (здесь сочетание точек есть компонент), в которых температура усредняется.

При определении водопроницаемости компонентом будет являться площадь поверхности под прибором, а генеральной физи-

ческой совокупностью — все теоретически бесконечно большое множество таких единичных площадок на участке.

В разных генеральных физических совокупностях компонент может быть равным (соответствовать) всему объекту, а может составлять (соответствовать) ту или иную, иногда очень малую часть объекта, что обычно и бывает. Но в любом случае познание объекта осуществляется только путем анализа компонентов, в силу чего свойства объекта отражаются через свойства генеральной физической совокупности, выявляющиеся в генеральной статистической совокупности результатов испытаний всего множества компонентов.

Действительно, любое свойство почвы (и ее состав) в отобранном образце (компоненте физической совокупности) усредняется, и тем самым вариация свойства, имевшаяся в пределах размера образца, в большей или меньшей мере уничтожается. Поскольку с увеличением размеров компонента усреднению подвергается все большая часть объекта, вариация результатов испытаний оказывается связанной с размерами компонентов, так что одному и тому же объекту могут соответствовать различные генеральные статистические совокупности результатов испытаний (разные случайные величины), если объект характеризуют отличные генеральные физические совокупности.

Следует заметить, что постоянство общих условий означает неизменность и методики анализа компонентов, а если методика оказывается неодинаковой, то результаты испытаний над компонентами одной физической совокупности будут принадлежать к разным генеральным статистическим совокупностям.

Если свойства объекта проявляются через свойства генеральной физической совокупности, то о свойствах последней мы вынуждены судить на основании анализа конечного числа компонентов, именуемого выборкой. То есть выборочность значений случайной величины опосредуется выборочностью компонентов физической совокупности.

Оценки параметров, вычисляемые по выборочным данным, не являются предметом исследований, как это, к сожалению, слишком часто считается. Предметом исследований всегда являются генеральные совокупности и их параметры. Самоцелью также обычно выглядит сравнение выборочных параметров для обнаружения разницы между ними, в то время как задача всегда состоит в сравнении генеральных параметров и лишь отсутствие этих последних вынуждает нас судить о различии между генеральными параметрами, используя их выборочные оценки.

При режимных наблюдениях исследователей обычно интересует лишь динамика средних значений изучаемого признака. Варьирование отдельных значений случайной величины при этом обычно рассматривается как досадное явление, поскольку оно мешает точному определению среднего и затрудняет установление закономерностей в изменении этих средних во времени или в

пространстве Однако варьирование значений случайной величины, характеризующей природный объект, само является свойством природного объекта, заслуживающим не менее пристального внимания, чем средние величины, так как характер изменения во времени (и в пространстве) степени варьирования признака может определять многие генетические и другие особенности изучаемых почв.

Планирование экспериментов. Общие положения

Всякая исследовательская работа должна начинаться с планирования эксперимента в соответствии с задачами исследования, а также с предполагаемым способом последующей статистической обработки материала, с требованиями к точности и достоверности получаемых выводов, техническими возможностями проведения опытов (Хикс, 1967). Это один из ответственных моментов в проведении опыта, требующий либо знания математической статистики, либо консультативной помощи соответствующего специалиста. Если опыт проводится без учета требований, предъявляемых статистическими методами к фактическому материалу, то статистическая обработка может оказаться затрудненной, а иногда и вообще невозможной.

Наиболее грамотной является следующая последовательность в операциях по планированию и проведению экспериментов: 1) формулирование задачи в терминах специальной науки (в нашем случае — почвенной); 2) формулирование той же задачи в математических терминах; 3) выбор подходящей статистической модели для изучаемого явления, а соответственно и способа последующей статистической обработки результатов опыта; 4) разработка техники проведения эксперимента, обеспечивающей правомерность применения выбранного статистического метода; 5) проведение исследования; 6) статистическая обработка результатов эксперимента и получение выводов в терминах математической статистики; 7) формулирование выводов в терминах специальной науки.

Режимные наблюдения относятся к категории весьма сложных проблем, в пределах которых приходится решать много задач частного порядка. Среди этих задач можно выделить задачи подготовительного периода и задачи основного периода. Следует помнить, что подготовительный период в очень значительной степени определяет ценность тех результатов, ради которых ставится весь эксперимент.

Прежде чем начинать режимные наблюдения, следует строго перечислить все те общие условия, которым должен удовлетворять объект наблюдения, а тем самым ограничить круг аналогичных объектов, на которые в будущем можно будет распространить выводы из проводимых исследований без особого риска допустить заметную ошибку. В пределах территории, удовлетворяющей этим условиям, необходимо выделить (лучше в случай-

ном порядке, хотя это и не всегда оказывается практически осуществимым) участок (возможно, и не единым массивом, а расчлененным на два, три и более, если общие условия испытаний оказываются слишком жесткими), притом такой площади, чтобы она предположительно была достаточна для проведения рекогносцировочных и последующих режимных наблюдений.

Желательно, чтобы на выбранном участке отсутствовали заметные систематические изменения свойств вдоль какой-либо линии, что можно проверить с помощью специального опробования вдоль таких «подозрительных» направлений (см. ниже). Периодические колебания, весьма обычные для любого, даже однородного почвенного покрова, опасности не представляют, поскольку они могут быть учтены в качестве случайной составляющей в общем варьировании изучаемого признака.

Размер участка для режимных наблюдений во многом определяется особенностями изучаемого признака (температура, влажность, агрегатный состав и др.), техникой измерений (установка датчиков, отбор проб и др.), числом повторностей в каждый из сроков наблюдений, предполагаемым суммарным числом сроков (Роде, 1969). Известные ограничения в выборе размера участка могут накладываться характером изменчивости признака в пространстве, определяющим минимальное расстояние между точками повторного опробования в пределах каждого срока наблюдения. Это минимальное расстояние можно определить с помощью автокорреляционного анализа, если пространственную последовательность изучаемой переменной рассматривать как случайную функцию.

Обычно в пределах маленьких участков, составляющих небольшую часть площади всего участка, варьирование изучаемого признака оказывается меньшим, чем на участке в целом. В связи с этим, если режимные наблюдения ведутся путем отбора образцов на небольших участках, местоположение которых от срока к сроку меняется, то на временную изменчивость признака будет накладываться пространственная вариация признака. Последнюю, по возможности, очевидно, следует свести к разумному минимуму или по крайней мере знать ее возможную величину. С этой целью на участке необходимо провести изучение особенностей пространственной изменчивости признака и определить минимальную однородную площадь, на которой должны вестись наблюдения в каждый из сроков. Топографически эти площади в разные сроки могут перекрывать одна другую. Наиболее пригодным для решения этой задачи представляется дисперсионный анализ по иерархической схеме, или по схеме «выборка из выборок» (Дмитриев, 1970б; Снедекор, 1964).

Располагая результатами пространственного варьирования изучаемой величины, можно оценить необходимую повторность при проведении режимных наблюдений, а тем самым уточнить основную техническую сторону планируемого исследования.

При статистическом анализе результатов режимных наблюдений могут быть использованы самые различные подходы, начиная с элементарных способов сглаживания кривых, отражающих изменение значений изучаемого признака во времени. Рассматривая изучаемый признак как функцию времени, можно воспользоваться регрессионными моделями статистического исследования. Этот же метод может быть использован при рассмотрении изучаемого явления в качестве функции от некоторых других переменных, наблюдаемых во времени. Время может рассматриваться как фактор, значимость влияния которого на изучаемую величину может быть оценена с помощью дисперсионного анализа.

Результаты режимных наблюдений по своему характеру представляют семейство случайных величин, а такое семейство именуется в статистике *случайным процессом*. Случайный процесс со строгого счетным числом компонент часто называют *последовательностью случайных величин*. Когда значение X_t в каждый момент времени t представляет собой случайную величину, процесс именуется *временным рядом* (Уилкс, 1967). Именно такими рядами и являются данные режимных наблюдений, что позволяет применять к ним соответствующие методы исследований.

Выбор той или иной статистической модели как на подготовительном этапе, так и при проведении режимных наблюдений определяется очень многими обстоятельствами: особенностями природного объекта и изучаемого признака, техникой исследования, задачами наблюдений и др., причем одни и те же статистические методы могут быть использованы для решения разных задач.

Получение выборок

Как отмечалось ранее, статистические выводы делаются в отношении генеральных совокупностей и их параметров, источником информации о которых служат выборки. Каждая выборка должна быть репрезентативна, представительна, т. е. должна правильно отражать свойства генеральной совокупности. Принято считать, что репрезентативность выборки обеспечивается рендомизацией, т. е. такой процедурой, которая обеспечивает любому представителю изучаемой совокупности равную вероятность попасть в выборку.

Есть несколько способов рендомизации (Снедекор, 1961; Урбах, 1964); наиболее простым из них является механический отбор, согласно которому в выборку попадают представители совокупности, разделенные равными промежутками во времени или в пространстве (например, отбор проб почвы через каждые 10 шагов). Этот метод не лишен недостатков, так как изучаемый признак у объекта исследования может периодически колебаться с той же частотой, что и отбор проб, в силу чего выборка окажется неrepresentative.

Наиболее успешно рендомизация может быть осуществлена с помощью таблицы случайных чисел (табл. I приложения)¹, т. е. такой таблицы, в которой последовательность отдельных цифр чисто случайна. Для удобства последовательность таких цифр разбивается на группы по три, четыре или пять цифр, образующих так называемые случайные числа.

Если генеральная физическая совокупность, из которой следует осуществить выборку, конечна (например, число агрегатов определенного размера, полученных при сухом просеивании некоторого образца почвы), то дискретные элементарные составляющие совокупности нумеруют и находят номера тех элементов, которые в качестве компонентов поступят в анализ. В случае, когда выборка должна быть сделана из бесконечно большой совокупности, как, например, при отборе образцов почвы с некоторого участка, в пределах этой совокупности выбирается конечное число компонентов, тем или иным способом занумерованных, из которых и осуществляют выборку.

Для нахождения номеров компонентов, которые поступят в выборку, берут таблицу случайных чисел и начиная с произвольного места двигаются в любом направлении по строке или столбцу, последовательно просматривая числа. Если номера компонентов совокупности выражаются k -значным числом, то в каждом случайном числе обращается внимание на k первых (или любых других) цифр. Число, образованное этими цифрами, если оно не превышает наибольший номер, есть номер компонента, который пойдет в выборку. Если выборка должна быть объема n , то первые n номеров определяют те элементы совокупности, которые в эту выборку войдут.

Так, если необходимо из 443 пронумерованных деревьев отобрать 10 модельных экземпляров, то начиная, например, с числа 41 417 (табл. I), стоящего в столбце 00-04 и строке 05, и двигаясь слева направо, как при чтении книги, принимая во внимание первые три цифры случайных чисел, получим следующие номера деревьев: 414, 200, 309, 283, 206, 357, 162, 211. 52 (в числе 05 217) и 177.

Для рендомизации мест опробования на каком-либо опытном участке можно на план участка произвольно наложить сетку пересекающихся линий. Если вертикальные и горизонтальные линии перенумеровать, то координату каждой точки пересечения линий (возможное место опробования) можно задать двумя числами. Находя по табл. I сначала номер вертикальной линии, а затем горизонтальной, получим координаты точек опробования. К сожалению, рендомизацию далеко не всегда можно осуществить по чисто техническим причинам. Это не может не отражаться на безупречности выводов, что всегда следует иметь в виду.

¹ Нумерация таблиц приложений дана римскими цифрами, таблиц в тексте — арабскими.

ВЫРАВНИВАЮЩИЕ ЧАСТОТЫ И КРИТЕРИИ СОГЛАСИЯ

Как отмечалось выше, выяснение, каким законом может быть аппроксимировано распределение изучаемой случайной величины, не только представляет чисто теоретический интерес, но и оказывается необходимым в связи с выбором методов статистической обработки соответствующих данных. Особенно важной в этом отношении оказывается оценка правомерности аппроксимации изучаемого распределения нормальным законом, так как значительное число различных критериев (t , F , χ^2 и др.) предполагает соблюдение прежде всего именно этого закона.

Обычно о законе распределения случайной величины можно составить представление только при наличии достаточно большой выборки, когда n насчитывает по меньшей мере несколько десятков. Однако и по выборкам малого объема, когда n не превышает даже десятка, можно осуществить проверку возможности аппроксимации изучаемого распределения нормальным законом, используя в качестве критерия согласия эмпирического распределения с нормальным критерии τ (тау) или $\tau_{\max}$, применяемые обычно для обоснования правомерности выбраковки (см. ниже).

Когда выборка достаточно велика, соответствие эмпирического распределения аппроксимирующему оценивается с помощью критериев согласия, в качестве которых чаще других используется χ^2 (Урбах, 1964), а с некоторыми оговорками и критерий λ (лямбда) (Плохинский, 1961).

Вычисление выравнивающих частот

Согласие изучаемого распределения с теоретически предполагаемым осуществляется путем сравнения эмпирически найденного распределения частот по классам значений случайной величины с распределением так называемых выравнивающих, или теоретических, частот. Последние вычисляются исходя из предположения, что случайная величина распределена согласно предполагаемому закону, с теми же параметрами, что и в эмпирически найденном распределении.

При аппроксимации нормальным законом, что мы сейчас и рассмотрим, вычисление выравнивающих частот $\hat{f}_j$, соответствующих эмпирически найденным частотам f_j j -го класса значений случайной величины, осуществляется при соблюдении трех условий:

$$\mu = \bar{X}, \quad \sigma = s \quad \text{и} \quad \sum_j \hat{f}_j = \sum_j f_j = n.$$

Последовательность операций при вычислении $\hat{f}_j$ сводится к следующему.

1. Для ряда распределения, в котором середине классов X_j ($j = 1, 2, \dots, k$, где k — число классов) соответствуют эмпирические частоты f_j , вычисляется $\bar{X}$ и s . При представлении выбор-

ки в виде вариационного ряда эти оценки удобно вычислять по рабочим формулам

$$\bar{X} = a + c \frac{\sum_j \tilde{X}_j f_j}{n} \quad (14)$$

и

$$s = c \sqrt{\frac{\sum_j \tilde{X}_j^2 f_j - \frac{(\sum_j \tilde{X}_j f_j)^2}{n}}{n-1}}, \quad (15)$$

где c — классовый промежуток, ширина класса (она равна разности между серединами соседних классов), а

$$\tilde{X}_j = \frac{X_j - a}{c} \quad (16)$$

есть так называемое условное отклонение, представляющее собой отклонение, выраженное в числе классовых промежутков, середины j -го класса от некоторого числа a . За число a обычно принимают середину одного из классов, расположенного в середине ряда, и тогда значения $\tilde{X}_j$ оказываются целыми, удобными для вычислений числами.

2. Устанавливаются границы между классами X_{rj} ($j = 1, 2, \dots, k-1$ (так как границ на 1 меньше числа классов), как полусуммы середин соседних классов, и для них находятся нормированные отклонения

$$u_j = \frac{X_{rj} - \bar{X}}{s}.$$

3. Предполагая, что $\mu = \bar{X}$ и $\sigma = s$, а следовательно, нормированные отклонения u распределены нормально с параметрами $\mu = 0$ и $\sigma^2 = 1$, из табл. II приложения, в которой приведены интегралы вероятности $\Phi(x)$ нормально распределенной величины x , выписывают значения $\Phi(x)_j$, приравнивая x последовательно значениям $|u_j|$.

4. Вычисляются величины $\Delta \Phi(x)_j$ ($j = 1, 2, \dots, k$), характеризующие вероятность попадания значений нормально распределенной случайной величины в отдельные классы. В крайних классах вычисляется вероятность получения значений $u < u_1$ ($X < X_{r1}$) и $u > u_{k-1}$ (а соответственно $X > X_{r,k-1}$): $\Delta \Phi(x)_1 = 0,5 - \Phi(x)_1$ и $\Delta \Phi(x)_k = 0,5 - \Phi(x)_{k-1}$. Вычитание из 0,5 осуществляется по той причине, что вероятность получить значения x от $\mu = 0$ до $-\infty$ и от $\mu = 0$ до $+\infty$ одинакова и равна 0,5.

Для класса, содержащего среднее, $\Delta \Phi(x)$ вычисляется как сумма $\Phi(x)$, соответствующих границам этого класса, поскольку эти интегралы соответствуют нормированным отклонениям u

Таблица 1. Вычисление $\bar{X}$ и s для ряда значений ОВ

x_j	f_j	$\bar{x}_j$	$\bar{x}_j f_j$	$\bar{x}_j^2 f_j$	x_j	f_j	$\bar{x}_j$	$\bar{x}_j f_j$	$\bar{x}_j^2 f_j$
1,08	7	—4	—28	112	1,38	18	2	36	72
1,13	19	—3	—57	171	1,43	9	3	27	81
1,18	21	—2	—42	84	1,48	6	4	24	96
1,23	29	—1	—29	29	1,53	2	5	10	50
1,28	17	0	0	0	1,58	1	6	6	36
1,33	21	1	21	21					
					Σ	150		—32	752

$$\bar{X} = 1,28 + 0,05 \frac{-32}{150} = 1,269; \quad s = 0,05 \sqrt{\frac{752 - \frac{(-32)^2}{150}}{149}} = 0,112.$$

Таблица 2. Вычисление выравнивающих частот для распределения ОВ

x_j	x_{rj}	$x_{rj} - \bar{X}$	$u_j = \frac{x_{rj} - \bar{X}}{s}$	$\varphi(x)_j$	$\Delta\varphi(x)_j$	$\hat{f}_j$
$\leq 1,08$	1,105	—0,164	—1,46	0,42786	0,07214	10,8
1,13	1,155	—0,114	—1,02	0,34614	0,08172	12,3
1,18	1,205	—0,064	—0,57	0,21566	0,13048	19,6
1,23	1,255	—0,014	—0,12	0,04776	0,16790	25,2
1,28	1,305	0,036	0,32	0,12552	0,17328	26,0
1,33	1,355	0,086	0,77	0,27935	0,15383	23,1
1,38	1,405	0,136	1,21	0,38686	0,10751	16,1
1,43	1,455	0,186	1,66	0,45154	0,06468	9,7
1,48	1,505	0,236	2,11	0,48257	0,03103	4,6
1,53	1,555	0,286	2,56	0,49477	0,01220	1,8
$\geq 1,58$					0,00523	0,8
Σ					1,00000	150,0

разного знака [но интегралы $\varphi(x)$ всегда положительны, так как вероятность отрицательной быть не может] и, следовательно, лежат в неперекрывающихся областях. Для остальных классов $\Delta\varphi(x)$ находится по разности между большим и меньшим интегралами $\varphi(x)$, соответствующими границам класса. Проверкой правильности вычислений $\Delta\varphi(x)$ служит сумма $\sum_j \Delta\varphi(x)_j$, которая должна быть равна единице.

5. Находятся выравнивающие частоты $\hat{f}_j = n\Delta\varphi(x)_j$.

Для примера рассмотрим случай с определением объемного веса (ОВ) дерново-подзолистой почвы с поверхности на площади 0,35 га с помощью бурика объемом 100 см³. Результаты $n = 150$ определений сведены в вариационный ряд с $c = 0,05$, представленный в табл. 1. Там же приведены все вычисления, связанные с нахождением X и s [величина a в формулах (14) и (16) принята равной 1,28]. Вычисление выравнивающих частот представлено в табл. 2 и в пояснениях не нуждается.

Критерий согласия χ^2

Сопоставляя эмпирические частоты с выравнивающими (табл. 1 и 2), мы видим, что они не совпадают. Это тем не менее еще совсем не означает, что наше распределение (в генеральной совокупности!) отлично от нормального, так как различия в частотах могут быть всего лишь результатом игры случая при полном совпадении сопоставляемых распределений.

Для проверки нуль-гипотезы (в предположении, что изучаемое распределение совпадает с теоретическим) вычисляется специальная величина, распределенная как χ^2 с некоторым числом степеней свободы ν :

$$\chi^2 = \sum_j \frac{(f_j - \hat{f}_j)^2}{\hat{f}_j}. \quad (17)$$

Очевидно, что величина χ^2 будет тем больше, чем больше относительные различия (относительно $\hat{f}_j$) между эмпирически найденными f_j и выравнивающими $\hat{f}_j$ частотами, а также будет зависеть от числа слагаемых, т. е. от числа классов k , а правильное — от k за вычетом числа ограничений, обусловленных видом аппроксимирующего распределения, т. е. от ν . При описании нормальным законом $\nu = k - 3$ (потеря трех степеней свободы связана с соблюдением трех условий, упомянутых выше).

Следует иметь в виду, что вычисление χ^2 правомерно лишь в случае, когда выравнивающие частоты $\hat{f}_j$ не меньше некоторых значений (Ван дер Варден, 1960), зависящих от ν : при $\nu = 1$ все $\hat{f}$ должны быть не менее 4, при $\nu = 2$ $\hat{f} \geq 3$, при ν от 3 до 6 $\hat{f} \geq 2$, при $\nu > 6$ одна из $\hat{f}$ может быть даже равной 0,5.

Если при исходном числе классов, а соответственно и числе степеней свободы перечисленные выше условия не соблюдаются, прежде чем вычислять χ^2 , прибегают к объединению некоторых классов и суммированию соответствующих эмпирических и выравнивающих частот. При аппроксимации нормальным распределением это приходится делать обычно с крайними классами, в которых $\hat{f}$ нередко бывают очень малы. Вычисленное после объеди-

нения классов χ^2 оказывается распределенным с ν , являющимся функцией числа классов после их объединения.

Если найденное значение χ^2 меньше критического значения χ^2_{α} , извлекаемого из табл. V для соответствующего ν и заданного α , то оснований для того, чтобы изучаемое распределение считать отличным от аппроксимирующего, нет. Отсутствие оснований для констатации различий в распределениях нельзя рассматривать как доказательство того, что исследуемая случайная величина распределена по соответствующему закону.

Если $\chi^2 \geq \chi^2_{\alpha}$, с вероятностью $P = 1 - \alpha$ можно утверждать, что расследуемое распределение отлично от аппроксимирующего, хотя это и нельзя трактовать как доказательство существования различий.

Практически χ^2 проще вычислять по формуле

$$\chi^2 = \sum_f \frac{f_j^2}{f_j} - n, \quad (18)$$

с учетом чего последовательность операций, связанных с отысканием χ^2 при аппроксимации нормальным распределением, можно свести к следующей:

1. После вычисления выравнивающих частот $\hat{f}$ выясняется, выполняется ли условие применимости χ^2 в отношении значений $\hat{f}$ при данном числе классов k и соответствующем ν . Если условие не выполняется, прибегают к объединению классов и суммированию их частот f и $\hat{f}$, пока условие не будет выполнено.

2. После проведения объединения, если таковое необходимо, для каждого класса значений переменной вычисляется квадрат эмпирической частоты f_j^2 , а затем — отношение этого квадрата к выравнивающей частоте $\hat{f}_j$. Сумма полученных отношений $f_j^2 : \hat{f}_j$ для всех классов, уменьшенная на n , дает χ^2 .

3. Вычисленное с $\nu = k - 3$ (k — число классов после объединения) значение χ^2 сопоставляется с χ^2_{α} , извлекаемым из табл. V. Если $\chi^2 \geq \chi^2_{\alpha}$, с уровнем значимости α делается заключение о несогласии исследуемого распределения с нормальным. Если $\chi^2 < \chi^2_{\alpha}$, изучаемая случайная величина может считаться распределенной нормально.

Обращаясь к табл. 2, находим, что если вычислять χ^2 по тем $k = 11$ классам, для которых вычислены $\hat{f}_j$, то χ^2 будет найдено с $\nu = 11 - 3 = 8$ степенями свободы. Поскольку наименьшая из найденных выравнивающих частот $\hat{f}_j = 0,8$, что превышает 0,5, допустимое при $\nu > 6$, объединения классов делать не требуется.

Весь дальнейший ход вычислений χ^2 представлен в табл. 3. Полученное значение $\chi^2 = 9,74 < \chi^2_{0,05} = 15,5$ при $\nu = 8$

Таблица 3. Вычисление критерия χ^2 для ряда распределения ОВ

x_j	f_j	$\hat{f}_j$	f_j^2	$f_j^2/\hat{f}_j$	x_j	f_j	$\hat{f}_j$	f_j^2	$f_j^2/\hat{f}_j$
$\leq 1,08$	7	10,8	49	4,54					
1,13	19	12,3	361	29,35	1,38	18	16,1	324	20,12
1,18	21	19,6	441	22,50	1,43	9	9,7	81	8,35
1,23	29	25,2	841	33,37	1,48	6	4,6	36	7,83
1,28	17	26,0	289	11,12	1,53	2	1,8	4	2,22
1,33	21	23,1	441	19,09	$\geq 1,58$	1	0,8	1	1,25

$\Sigma 159,74$

$$\chi^2 = 159,74 - 150 = 9,74$$

(табл. V), поэтому распределение ОВ может считаться нормальным (нет оснований считать, что распределение ОВ отлично от нормального). Допустимость рассмотрения нашего распределения как нормального не есть доказательство нормальности. Более того, распределение ОВ не может быть нормальным, так как ОВ не может иметь отрицательных значений (нормальное распределение таких ограничений не имеет).

СТАТИСТИЧЕСКАЯ ОБРАБОТКА ДАННЫХ ЕДИНИЧНЫХ ВЫБОРОК

Выбраковка

Полученные в результате проведенного опыта данные обычно просматриваются с тем, чтобы выявить значения случайной величины, которые целесообразно выбраковать как ошибочные или как принадлежащие другой генеральной совокупности. Всякая выбраковка должна иметь строгое статистическое обоснование, так как в противном случае появляются широкие возможности для умышленного и неумышленного злоупотребления этим приемом.

Существующие способы проверки правомерности выбраковки основываются на допущении, что в генеральной совокупности значения случайной величины распределены нормально или близко к этому. Поэтому прежде всего следует выяснить (с помощью специальных критериев, если возможно, или хотя бы логически), есть ли основания изучаемую случайную величину считать распределенной нормально в заданных общих условиях проведения эксперимента.

Известно, например, что граница промачивания почвы ливневыми осадками или при орошении практически никогда не идет ровным фронтом. Поэтому в некотором интервале глубин почва может иметь исходную влажность как низкую, так и высокую,

а следовательно, в таких случаях распределение влажности может заметно отличаться от нормального.

Если распределение отлично от нормального, а свидетельств в пользу того, что сомнительное значение случайной величины явилось результатом просчета или другого обстоятельства, служащего достаточным основанием для отбрасывания этого значения, нет, то выбраковки лучше не делать.

Если распределение случайной величины допустимо считать нормальным, то для оценки правомерности выбраковки сомнительного значения можно применить один из следующих приемов. Выборочные значения случайной величины ранжируются, считая, что наименьшее значение есть X_1 , а далее идут $X_2, X_3, \dots, X_{n-1}, X_n$, где X_n — наибольшее значение. Если сомнение вызывает наименьшее значение X_1 , следует вычислить величину τ по следующей формуле (Урбах, 1964):

$$\tau = \frac{X_2 - X_1}{X_{n-1} - X_1}. \quad (19)$$

Если проверке целесообразно подвергнуть X_n , то τ вычисляется по аналогичной формуле

$$\tau = \frac{X_n - X_{n-1}}{X_n - X_2}. \quad (20)$$

Для случайной величины τ распределение известно, что позволяет табулировать для уровня значимости α критические значения τ_α в зависимости от объема выборки n (табл. III). При $\tau \geq \tau_\alpha$ X_1 (или X_n) значимо с вероятностью $P = 1 - \alpha$ может быть признано не принадлежащим к той же совокупности, что и остальные члены выборки, и отброшено. Этот критерий применим для выборок небольшого объема.

Так, в ряду значений влажности 12,3; 11,9; 12,6; 16,2 и 13,0 сомнение вызывает наибольшее значение. После ранжировки получаем: $X_1 = 11,9$; $X_2 = 12,3$; $X_3 = 12,6$; $X_4 = 13,0$; $X_5 = 16,2$. Согласно формуле (20), находим

$$\tau = \frac{16,2 - 13,0}{16,2 - 12,3} = 0,821,$$

что при $n = 5$ превышает $\tau_{0,05} = 0,807$ (табл. III). Это дает основание с $P = 0,95$ X_5 выбраковать.

Согласно второму способу оценки правомерности выбраковки (Урбах, 1964), по всем результатам выборочных наблюдений отыскивается среднее $\bar{X}$ и среднее квадратическое отклонение s по формулам (4) и (3). Для вызывающего сомнения значения X_i (наибольшего или наименьшего в выборке) отыскивается нормированное отклонение (которое для данной выборки оказывается наибольшим из всех возможных)

$$\tau_{\max} = \frac{|X_i - \bar{X}|}{s}. \quad (21)$$

Если $\tau_{\max} \geq \tau_{\max_\alpha}$, где $\tau_{\max_\alpha}$ берется из табл. IV для данного n и уровня значимости α , то подвергавшееся проверке значение может быть забраковано.

Для приведенных выше $n = 5$ значений влажности найдем $\bar{X} = 13,2$, $s = 1,72$, а для $X_5 = 16,2$ получим

$$\tau_{\max} = \frac{16,2 - 13,2}{1,72} = 1,74.$$

Из табл. IV находим, что $\tau_{\max_{0,05}} = 1,92$, следовательно, с $P = 0,95$ $X_5 = 16,2$ нет оснований считать не принадлежащим к изучаемой совокупности, а значит, это значение отбрасывать недопустимо. Последнего вывода и следует придерживаться (по первому способу рекомендация была противоположной) хотя бы потому, что при возникновении противоречивых рекомендаций по выбраковке последнюю обычно лучше не делать. После выбраковки оценки среднего и среднего квадратического отклонения должны быть вычислены заново.

Если уверенность в соблюдении условия нормальности нет и отсутствуют причины для допущения существования промахов при сборе информации, то получение критериев выбраковки выше критических значений можно интерпретировать и не с точки зрения правомерности выбраковки, а как свидетельство в пользу существования значимого отличия распределения случайной величины от нормального («Введение». . . , 1970).

Извлечение информации из выборочных данных

Оценки $\bar{X}$ и s , — численные из выборки объема n , дают возможность получить целый ряд дополнительных сведений об изучаемой величине. Прежде всего наряду с характеристикой степени варьирования в размерных величинах, даваемых s , можно вычислить коэффициент вариации v согласно формуле (4). Допуская, если для этого есть основания, что распределение случайной величины близко к нормальному, можно вычислить доверительные границы $X_{д.г.}$, в пределах которых с заданной доверительной вероятностью P могут колебаться отдельные значения случайной величины (Дмитриев, 1969):

$$x_{д.г.} = \bar{X} \pm \Theta_\alpha s, \quad (22)$$

где Θ_α берется из табл. VII для уровня значимости α в зависимости от числа степеней свободы v , с которым найдена оценка s .

Доверительные границы — это границы, делящие весь возможный диапазон значений случайной величины на две части, в

¹ То есть случайная величина X может принимать значения в интервале $\bar{X} - \Theta_\alpha s \leq X \leq \bar{X} + \Theta_\alpha s$.

одной из которых появление значений считается возможным (он соответствует вероятности P), а в другой — практически невозможным (он соответствует уровню значимости α , т. е. той вероятности, которой в данном исследовании можно пренебречь). Интервал значений случайной величины, заключенный между доверительными границами, называется *доверительным интервалом*.

Так, если в результате $n = 4$ определений влажности получены значения 12,6; 12,3; 11,9 и 13,0, по которым вычислены $\bar{X} = 12,45$ и $s = 0,47$, то

$$v = \frac{0,47}{12,45} \cdot 100 = 3,7\%.$$

Считая распределение влажности нормальным, можно оценить тот интервал значений, в пределах которого с вероятностью, например, $P = 0,95$ может оказаться влажность в отдельных точках опробования. Согласно формуле (22) получим (для $v = 3$ и $\alpha = 0,05$ из табл. VII $\theta_{0,05} = 3,56$):

$$X_{д.г.} = 12,45 \pm 3,56 \cdot 0,47 = 12,45 \pm 1,67.$$

Это значит, что с риском ошибиться в 5% всех случаев мы можем утверждать, что влажность почвы в отдельных точках изучаемого слоя не может быть меньше 10,78% или превышать 14,12%.

Воспользовавшись формулой (5), по известным s и n можно найти ошибку среднего $s_{\bar{X}}$, а это дает возможность помимо точечной оценки $\bar{X}$ для среднего μ получить интервальную оценку для μ :

$$\mu_{д.г.} = \bar{X} \pm t_{\alpha} s_{\bar{X}}, \quad (23)$$

где $\mu_{д.г.}$ есть доверительные границы, между которыми заключен доверительный интервал¹, содержащий неизвестное значение μ с вероятностью $P = 1 - \alpha$, а t_{α} — значение t -Стюдента (табл. VI), соответствующее уровню значимости α при числе степеней свободы v , с которым найдена s (а соответственно и $s_{\bar{X}}$).

Для только что рассмотренного случая получим $s_{\bar{X}} = 0,47 : \sqrt{4} = 0,24$ и, принимая $\alpha = 0,05$, вычислим $\mu_{д.г.}$ (для $v = 3$, согласно табл. VI, $t_{0,05} = 3,18$):

$$\mu_{д.г.} = 12,45 \pm 3,18 \cdot 0,24 = 12,45 \pm 0,76.$$

Полученные результаты можно интерпретировать таким образом, что с $P = 0,95$ генеральное среднее не может отличаться от 12,45 более чем на 0,76, т. е. средняя влажность может заключаться в интервале от 11,69 до 13,21%.

Пользуясь описанным выше методом, можно оценить границы средних значений влажности почвы, соответствующих НВ, ВРК

¹ Значение генерального среднего μ заключено в интервале $\bar{X} - t_{\alpha} s_{\bar{X}} \leq \mu \leq \bar{X} + t_{\alpha} s_{\bar{X}}$.

или ВЗ, что бывает необходимо при построении хроноизоплет влажности. При этом приходится принимать во внимание, с одной стороны, повторность m в определении влажности почвы в режимных наблюдениях, а с другой — повторность n , при которой вычислены оценки $\bar{X}$ и s при изучении соответствующей гидрологической константы. Вычисления осуществляются по формуле (23), считая, что $s_{\bar{X}} = s : \sqrt{m}$, причем вычисленной таким образом ошибке среднего соответствует число степеней свободы $\nu = n - 1$ (поскольку s найдено с этим ν).

Так, если трехкратные определения ($n = 3$) влажности, соответствующей НВ, дали $\bar{X} = 31,7$ и $s = 1,82$, то при проведении режимных наблюдений за влажностью с $m = 4$ все средние значения влажности, попадающие в интервал

$$\mu_{\text{дг}} = 31,7 \pm 4,30 \cdot 0,91 = 31,7 \pm 3,9.$$

т. е. от 27,8 до 35,6, могут с $P = 0,95$ считаться соответствующими НВ ($s_{\bar{X}} = 1,82 : \sqrt{4} = 0,91$, для $\nu = 2$, $t_{0,95} = 4,30$).

Величина $t_{\alpha} s_{\bar{X}}$ в формуле (23) по смыслу представляет собой абсолютную (в размерности случайной величины) вероятную (соответствующую определенной вероятности $P = 1 - \alpha$) погрешность в оценке генерального среднего (с вероятностью P выборочное среднее $\bar{X}$ не может отличаться от генерального среднего μ более чем на $t_{\alpha} s_{\bar{X}}$).

Для характеристики точности оценки среднего наряду с абсолютной вероятной погрешностью используют показатель относительной вероятной погрешности (если X_i не могут принимать отрицательные значения)

$$P_{\alpha} = \frac{t_{\alpha} s_{\bar{X}}}{\bar{X}} \cdot 100, \quad (24)$$

показывающий, на сколько процентов от среднего, принятого за 100%, отстоят границы доверительного интервала, в пределах которого с вероятностью $P = 1 - \alpha$ может быть заключено генеральное среднее. Так, если $\bar{X} = 12,45$, $s_{\bar{X}} = 0,24$ и $n = 4$, то

$$P_{0,95} = \frac{3,18 \cdot 0,24}{12,45} \cdot 100 = 6,1\%.$$

Следовательно, генеральное значение средней влажности с $P = 0,95$ не может отличаться от $\bar{X} = 12,45\%$ (процент влажности почвы) более чем на 6,1% (процент от $\bar{X}$) в меньшую или большую сторону.

Заметим, что необходимость тех или иных вычислений определяется задачами исследований, но объем выборки и оценки среднего арифметического и среднего квадратического отклонения должны приводиться обязательно, если статистическая обработка

проводится. Отсутствие одной из этих величин обесценивает все остальные сведения. С другой стороны, все прочие показатели всегда могут быть при желании вычислены, если известны n , $\bar{X}$ и s .

Планирование объемов выборок

Абсолютная и относительная погрешности в оценке генерального среднего зависят как от степени вариабельности случайной величины, т. е. от s (а для P_α еще и от значения среднего $\bar{X}$), так и от объема выборки n . При неизменных общих условиях проведения эксперимента (а следовательно, способа отбора образцов, их объема и пр.) единственным способом регулирования величины погрешности является изменение объема выборки.

Располагая сведениями об изучаемой совокупности (на основании проведенных ранее экспериментов или основываясь на литературных данных), можно оценить требуемую повторность $\hat{n}$ в исследовании, обеспечивающую получение оценки среднего с заданной абсолютной $\hat{\Delta}_\alpha$ или относительной $\hat{P}_\alpha$ вероятной погрешностью. Для этого требуется вычислить некоторую подсобную величину k_1 по одной из следующих формул:

$$k_1 = \frac{\bar{X}\hat{P}_\alpha}{100s}, \quad (25)$$

$$k_1 = \frac{P_\alpha}{v}, \quad (26)$$

$$k_1 = \frac{\hat{\Delta}_\alpha}{s}, \quad (27)$$

$$k_1 = \frac{100 \cdot \hat{\Delta}_\alpha}{\bar{X}v}. \quad (28)$$

Искомая повторность $\hat{n}$ отыскивается по специальной таблице (табл. XI) для заданной доверительной вероятности P согласно условию $k_1 = t_\alpha / \sqrt{\hat{n}}$ (Дмитриев, 1970а).

Допустим, что пространственное варьирование влажности почвы характеризуется $s = 0,47\%$ и $v = 3,7\%$. Если требуется спланировать опыт таким образом, чтобы средняя влажность определялась с абсолютной погрешностью, не превышающей $\Delta_{0,05} = 0,5$, то [формула (27)] $k_1 = 0,5 : 0,47 = 1,06$ и $\hat{n}$ должно быть согласно табл. XI не менее 7. Чтобы относительная погрешность при $P = 0,95$ не превышала 5% ($\hat{P}_{0,05} = 5\%$), повторность должна быть равна по меньшей мере (табл. XI) $\hat{n} = 5$, так как $k_1 = 5 : 3,7 = 1,35$.

Планирование объема выборок описанным выше способом основывается на допущении, что распределение выборочных оценок среднего $\bar{X}$ близко к нормальному, что, учитывая особенность

распределения $\bar{X}$, достаточно часто можно считать выполненным. Тем не менее в случае, когда распределение случайной величины X существенно отличается от нормального, известную осторожность следует проявлять, особенно если получающееся $\hat{n}$ мало (измеряется единицами).

Приведенный способ нахождения $\hat{n}$ пригоден для разовых экспериментов, например при проверке работы некоторых приборов, при оценке гидрологических констант и пр. При планировании режимных наблюдений, когда имеется возможность сопоставления результатов по разным срокам наблюдения и, в частности, возможность постепенного уточнения оценки среднего квадратического отклонения с соответственно увеличивающимся числом степеней свободы, требуемую повторность в исследовании можно вычислить по формуле

$$\hat{n} = \left(\frac{t_{\alpha}}{k_1} \right)^2, \quad (29)$$

где k_1 — величина, вычисляемая по одной из формул (25) — (28), а t_{α} — значение t Стьюдента для заданного уровня значимости α при $v = \infty$ (табл. VI). Так, при $v = 3,7\%$ и требуемой относительной погрешности определения средней влажности $\hat{P}_{0,05} = 5\%$, имеем $k_1 = 1,35$, откуда согласно формуле (29) ($t_{0,05} = 1,96$)

$$\hat{n} = \left(\frac{1,96}{1,35} \right)^2 = 2,2.$$

или, округляя для гарантии в большую сторону, $\hat{n} = 3$.

Ошибки функций случайных величин

Определяемые в опыте оценки средних нередко представляют интерес не только сами по себе, но и как необходимая исходная информация для ряда последующих вычислений. Так, объемный вес необходим для вычисления пористости почвы и запасов отдельных веществ, диапазон активной влаги вычисляется по разности между влагоемкостью (наименьшей или капиллярной) и влажностью завядания, определяемым экспериментально, и т. д.

Выборочные средние значения являются случайными величинами, а поэтому и функции от оценок средних представляют собой случайные величины, которые могут быть охарактеризованы соответствующими дисперсиями и ошибками. Обозначая $\bar{X}$ и $\bar{Y}$ оценки средних соответственно аргумента и функции, а $s_{\bar{X}}$ и $s_{\bar{Y}}$ — их ошибки, приведем формулы для нахождения ошибок функций некоторых видов (a и k — некоторые постоянные величины; прямые скобки означают, что соответствующее число берется по

модулю; Урбах, 1964):

$$\text{если } \bar{Y} = a + \bar{X}, \quad \text{то } s_{\bar{Y}} = s_{\bar{X}}; \quad (30)$$

$$\text{если } \bar{Y} = a\bar{X}, \quad \text{то } s_{\bar{Y}} = |a| s_{\bar{X}}; \quad (31)$$

$$\text{если } \bar{Y} = \frac{a}{\bar{X}}, \quad \text{то } s_{\bar{Y}} = |\bar{Y}| \frac{s_{\bar{X}}}{\bar{X}} = \frac{|a| s_{\bar{X}}}{\bar{X}^2}; \quad (32)$$

$$\text{если } \bar{Y} = \bar{X}^k, \quad \text{то } s_{\bar{Y}} = \bar{X}^{k-1} s_{\bar{X}} \sqrt{|k|}. \quad (33)$$

Функция $\bar{Y}$ может зависеть от двух и большего числа выборочных оценок разных случайных величин. Если две случайные величины X и Z взаимно независимы, то ошибка $s_{\bar{Y}}$ функции $\bar{Y}$ от $\bar{X}$ и $\bar{Z}$, имеющих ошибки $s_{\bar{X}}$ и $s_{\bar{Z}}$, может быть вычислена согласно следующим выражениям (Урбах, 1964):

$$\text{если } \left. \begin{array}{l} \bar{Y} = \bar{X} + \bar{Z} \\ \bar{Y} = \bar{X} - \bar{Z} \end{array} \right\}, \quad \text{то } s_{\bar{Y}} = \sqrt{s_{\bar{X}}^2 + s_{\bar{Z}}^2}; \quad (34)$$

$$\text{если } \bar{Y} = \bar{X} \cdot \bar{Z}, \quad \text{то } s_{\bar{Y}} = \sqrt{(\bar{X}s_{\bar{Z}})^2 + (\bar{Z}s_{\bar{X}})^2}; \quad (35)$$

$$\text{если } \bar{Y} = \frac{\bar{X}}{\bar{Z}}, \quad \text{то } s_{\bar{Y}} = \frac{\sqrt{(\bar{X}s_{\bar{Z}})^2 + (\bar{Z}s_{\bar{X}})^2}}{\bar{Z}^2}. \quad (36)$$

Используя приведенные выражения, можно вычислить ошибки достаточно сложных средних. Так, для вычисления среднего запаса влаги $\bar{W}$ (мм) в четвертьметровом слое почвы, если в слоях 0—10 и 10—25 см ОВ обозначить соответственно $\bar{d}_1$ и $\bar{d}_2$, а весовую влажность $\bar{\omega}_1$ и $\bar{\omega}_2$, пользуются формулой

$$\bar{W} = \bar{W}_1 + \bar{W}_2 = 0,1\bar{\omega}_1\bar{d}_1h_1 + 0,1\bar{\omega}_2\bar{d}_2h_2,$$

где $\bar{W}_1$ и $\bar{W}_2$ — запас воды (мм) в слоях 0—10 и 10—25 см, а h_1 и h_2 — мощность соответствующих слоев (см).

Располагая ошибками объемных весов $s_{\bar{d}_1}$ и $s_{\bar{d}_2}$ и влажности $s_{\bar{\omega}_1}$ и $s_{\bar{\omega}_2}$, можно найти ошибки послойных запасов $s_{\bar{W}_1}$ и $s_{\bar{W}_2}$ и ошибку запаса влаги во всем расчетном слое $s_{\bar{W}}$ (допуская, что влажность почвы в данном слое не зависит от его ОВ).

Предположим, что $\bar{d}_1 \pm s_{\bar{d}_1} = 1,02 \pm 0,03$; $\bar{d}_2 \pm s_{\bar{d}_2} = 1,13 \pm 0,02$; $\bar{\omega}_1 \pm s_{\bar{\omega}_1} = 29,5 \pm 0,72$ и $\bar{\omega}_2 \pm s_{\bar{\omega}_2} = 23,8 \pm 0,65$. Тогда

$$\bar{W}_1 = 0,1 \cdot 29,5 \cdot 1,02 \cdot 10 = 30,1 \text{ мм},$$

$$\bar{W}_2 = 0,1 \cdot 23,8 \cdot 1,13 \cdot 15 = 40,3 \text{ мм}$$

и

$$\bar{W} = 30,1 + 40,3 = 70,4 \text{ мм}.$$

С учетом того, что h_1 , h_2 и коэффициент 0,1 — числа постоянные, вычислим ошибки запасов влаги согласно формулам (31) и (35):

$$s_{\bar{W}_1} = 0,1 \cdot 10 \sqrt{(1,02 \cdot 0,72)^2 + (29,5 \cdot 0,03)^2} = 1,15 \text{ мм},$$

$$s_{\bar{W}_2} = 0,1 \cdot 15 \sqrt{(1,13 \cdot 0,65)^2 + (23,8 \cdot 0,02)^2} = 1,32 \text{ мм}$$

и по формуле (34)

$$s_{\bar{W}} = \sqrt{1,15^2 + 1,32^2} = 1,8 \text{ мм}.$$

Итак, запас влаги в четвертьметровом слое почвы равен $70,4 \pm \pm 1,8 \text{ мм}$.

Если ошибку $s_{\bar{Y}}$ среднего $\bar{Y}$, являющегося функцией одной случайной величины $\bar{X}$ [формулы (30) — (33)], можно считать определенной с числом степеней свободы ν_Y , равным числу степеней свободы ν_X , с которым определена ошибка $s_{\bar{X}}$, то вопрос о том, с каким числом степеней свободы оценивается ошибка сложного среднего, представляющего собой функцию более чем одной случайной величины, остается открытым. Учитывая, что квадратный корень из суммы двух величин определяется большим из слагаемых, можно для ошибок $s_{\bar{Y}}$, вычисляемых по формулам (34) — (36), предложить, за неимением лучшего, следующее правило оценки числа степеней свободы ν_Y : если слагаемые под корнем в формулах (34) — (36) различаются менее чем в 4 раза¹, то $\nu_Y = \nu_X + \nu_Z$; если одно из слагаемых больше другого в 4 раза и более, то за ν_Y следует взять число степеней свободы, с которым определена ошибка, входящая в наибольшее слагаемое, например при $(\bar{X}s_{\bar{Z}})^2 \geq 4 (\bar{Z}s_{\bar{X}})^2$ в формулах (35) и (36) целесообразно принять $\nu_Y = \nu_Z$.

В рассматриваемом примере, если повторности в определении объемных весов и влажности соответственно равны $n_{d_1} = 5$, $n_{d_2} = 3$ и $n_{\omega_1} = n_{\omega_2} = 5$, получим, что для $s_{\bar{W}_1}$ $\nu_{W_1} = 4 + 4 = 8$, для $s_{\bar{W}_2}$ $\nu_{W_2} = 2 + 4 = 6$ и для $s_{\bar{W}}$ $\nu_W = 8 + 6 = 14$.

Зная $\bar{Y}$, $s_{\bar{Y}}$ и ν_Y , можно вычислить доверительные границы для сложного среднего и относительную вероятную погрешность согласно формулам (23) и (24). Так, относительная погрешность определения запаса влаги с $P = 0,95$ оказывается равной (при $\nu = 14$ $t_{0,05} = 2,14$)

$$P_{0,05} = \frac{2,14 \cdot 1,8}{70,4} \cdot 100 = 5,5 \%,$$

а доверительные границы для генерального среднего запаса с той же вероятностью равны 66,5 и 74,3 мм.

¹ Если меньшее слагаемое равно m_1 , а большее $m_2 = 4m_1$, то $\sqrt{m_2} \approx 0,89 \cdot \sqrt{m_1 + m_2}$, т. е. большее слагаемое практически почти нацело определяет величину квадратного корня из суммы слагаемых.

При вычислении ошибок сложных средних, являющихся функцией более чем одной случайной величины, следует строго следить за тем, чтобы эти случайные величины были независимы. К примеру, пористость почвы $\bar{P}$ может быть вычислена по любой из двух равноценных формул

$$\bar{P} = \frac{\bar{\rho} - \bar{d}}{\bar{\rho}} \cdot 100 \quad \text{или} \quad \bar{P} = 100 - \frac{\bar{d}}{\bar{\rho}} \cdot 100,$$

где $\bar{d}$ — средний объемный вес, $\bar{\rho}$ — средний удельный вес почвы. Однако ошибку порозности можно вычислить, только опираясь на вторую формулу, так как в первой числитель и знаменатель не являются взаимно независимыми случайными величинами (поскольку разность $\bar{\rho} - \bar{d}$ представляет собой функцию от $\bar{\rho}$).

Если $\bar{\rho} + s_{\bar{\rho}} = 2,673 \pm 0,021$, $n_{\rho} = 3$, $\bar{d} \pm s_{\bar{d}} = 1,24 \pm \pm 0,040$ и $n_d = 5$, то

$$\bar{P} = 100 - 100 \cdot 1,24 / 2,673 = 53,6\%$$

и согласно формулам (30), (31) и (36)

$$s_{\bar{P}} = 100 \frac{\sqrt{2,673^2 \cdot 0,040^2 + 1,24^2 \cdot 0,021^2}}{2,673^2} = 1,5\%.$$

Учитывая, что $2,673^2 \cdot 0,040^2 = 0,011432$ примерно в 17 раз больше, чем $1,24^2 \cdot 0,021^2 = 0,000678$, будем считать, что $\nu_p = \nu_d^4 = 4$, откуда погрешность [формула (24)] в оценке порозности получим равной (при $\nu = 4$ $t_{0,05} = 2,78$)

$$P_{0,05} = \frac{2,78 \cdot 1,5}{53,6} \cdot 100 = 7,8\%.$$

Природная дисперсия, аналитическая дисперсия и смешанные образцы

Второстепенные условия, определяющие варьирование значений случайной величины, могут включать в себя факторы природной обстановки, существующие независимо от исследователя, и факторы, связанные с использованием тех или иных способов (методов, приборов) исследования. Воздействие первых на случайную величину можно выразить с помощью «природной» дисперсии $\sigma_{\text{пр}}^2$ и ее оценки $s_{\text{пр}}^2$, влияние вторых можно характеризовать «аналитической» дисперсией $\sigma_{\text{ан}}^2$ (и ее оценкой $s_{\text{ан}}^2$). Заметим, что аналитическая дисперсия для данного метода не есть величина вполне постоянная. Она определяется состоянием и квалификацией аналитика, особенностями реактивов, посуды, приборов, образцов, а следовательно, в той или иной мере меняется во времени и пространстве, что необходимо периодически контролировать (Налимов, 1960; Дмитриев, 1968).

Учитывая независимость факторов, определяющих природное и аналитическое варьирование, дисперсию результатов анализа σ^2 можно представить в виде суммы

$$\sigma^2 = \sigma_{\text{пр}}^2 + \sigma_{\text{ан}}^2. \quad (37)$$

С известными оговорками соотношение этого вида может быть распространено и на выборочные оценки соответствующих дисперсий, что позволяет найти оценку $s_{\text{пр}}$, прямым путем не определяемую.

В случае, когда в каждой из n точек опробования (на n образцах) изучаемое свойство анализируется по n_a раз, оценку аналитической дисперсии можно получить согласно формуле

$$s_{\text{ан}}^2 = \frac{\sum_i [\sum_j (X_{ij} - \bar{X}_i)^2]}{n(n_a - 1)}, \quad (38)$$

где

$$\bar{X}_i = \frac{\sum_j X_{ij}}{n_a};$$

здесь X_{ij} — результаты j -го анализа ($j = 1, 2, \dots, n_a$) i -го образца ($i = 1, 2, \dots, n$), а $\bar{X}_i$ — среднее арифметическое для i -го образца.

Если варьирование значений $\bar{X}_i$ оценить дисперсией

$$s_{\bar{X}_i}^2 = \frac{\sum_i (\bar{X}_i - \bar{X})^2}{n - 1}, \quad (39)$$

где

$$\bar{X} = \frac{\sum_i \bar{X}_i}{n},$$

то

$$s_{\bar{X}_i}^2 = s_{\text{пр}}^2 + \frac{s_{\text{ан}}^2}{n_a} \quad (40)$$

и природная дисперсия будет оцениваться согласно выражению

$$s_{\text{пр}}^2 = s_{\bar{X}_i}^2 - \frac{s_{\text{ан}}^2}{n_a}. \quad (41)$$

Если $\sigma_{\text{ан}} \leq 0,5 \sigma_{\text{пр}}$, то (Большаков и др., 1973) при проведении опытов анализа отдельных образцов обычно рационально вести без повторностей ($n_a = 1$), ограничиваясь периодическим контролем и уточнением оценки $s_{\text{ан}}$, которую часто допустимо считать для данного метода в данных условиях проведения исследований величиной практически неизменной. При бесповторностном

анализе образцов, обозначая оценку дисперсии результатов анализов отдельных образцов s^2 (она соответствует $s_{\bar{x}_i}^2$ при $n_a = 1$), можно считать, что

$$s^2 = s_{\text{пр}}^2 + s_{\text{ан}}^2 \quad (42)$$

и

$$s_{\text{пр}}^2 = s^2 - s_{\text{ан}}^2. \quad (43)$$

Приведенные соотношения представляют интерес не только потому, что они открывают возможность при известных условиях планировать выбор метода анализа, о чем пойдет речь несколько ниже, но и по той причине, что они помогают грамотно подойти к решению вопроса о приготовлении смешанных образцов.

Известно, что если варьирование результатов анализа отдельных образцов (при $n_a = 1$) велико, то для получения приемлемой ошибки среднего $s_{\bar{x}}$ согласно формуле (5) приходится подвергать исследованию большое число образцов. Одним из распространенных способов, позволяющих, как считается, упростить нахождение средних с достаточной точностью, является замена математического усреднения результатов анализов отдельных образцов механическим усреднением образцов путем приготовления смешанных образцов.

Смешанные образцы только в том случае могут дать правильное представление об изучаемом свойстве, если это свойство удовлетворяет правилу аддитивности. В этой связи можно поставить под сомнение правомерность использования смешанных образцов для определения рН, свойств поглощающего комплекса, содержания подвижных соединений и пр., так как во всех подобных случаях нельзя исключить возможность существования различных побочных явлений, нарушающих аддитивность (Дмитриев, 1972).

При использовании смешанных образцов предполагается, что варьирование результатов анализа, измеренное средним квадратическим отклонением, уменьшается пропорционально квадратному корню из числа смешиваемых образцов [согласно формуле (5)]. В действительности же подобное соотношение верно только для среднего квадратического отклонения, связанного с природным разнообразием изучаемого свойства, к тому же не на всей территории, как это нередко считается, а лишь в пределах той площади, с которой отбираемые образцы поступают в один смешанный образец.

Учитывая, что при анализе смешанных образцов каждый такой образец целесообразно анализировать без повторностей ($n_a = 1$), дисперсию $s_{\text{см}}^2$, характеризующую варьирование результатов анализов смешанных образцов, можно разложить на две составляющие:

$$s_{\text{см}}^2 = \frac{s_{\text{пр}}^2}{n_{\text{см}}} + s_{\text{ан}}^2, \quad (44)$$

где $s_{\text{пр}}^2$ есть дисперсия природного варьирования свойства в индивидуальных образцах; $n_{\text{см}}$ — число образцов, из которых составляется смешанный образец; $s_{\text{ан}}^2$ — аналитическая дисперсия. Как бы ни было велико $n_{\text{см}}$, $s_{\text{см}}^2$ не может быть меньше $s_{\text{ан}}^2$, что следует иметь в виду при оценке необходимого числа $n_{\text{см}}$ смешиваемых индивидуальных образцов. По-видимому, это число разумно брать не более

$$\hat{n}_{\text{см}} = \frac{s_{\text{пр}}^2}{s_{\text{ан}}^2} \quad (45)$$

[при этом оба слагаемых в правой части формулы (44) одинаковы по величине] и совсем нецелесообразно брать больше чем

$$\hat{n}_{\text{см}} = 4 \frac{s_{\text{пр}}^2}{s_{\text{ан}}^2}, \quad (46)$$

так как при этом $s_{\text{см}}$ практически нацело определяется аналитическими погрешностями ($s_{\text{см}} = 1,118 s_{\text{ан}}$) и затраты, связанные с приготовлением смешанных образцов, себя не оправдывают.

Для оценки аналитических погрешностей, как и для оценки числа индивидуальных образцов при приготовлении смешанных образцов, необходимо располагать результатами рекогносцировочных опытов.

Допустим, на некотором участке было отобрано $n = 5$ образцов, в которых определялось содержание валового Fe_2O_3 с $n_a = 2$ повторностью; результаты X_{ij} для i -го образца в j -й повторности получились следующие:

Повторность, j	Образцы i				
	1	2	3	4	5
1	2,54	2,18	3,01	2,82	3,35
2	2,31	2,26	3,20	2,54	3,10
$\bar{X}_i$	2,425	2,220	3,105	2,680	3,225 $\bar{X} = 2,731$

Согласно формулам (38) и (39) получаем

$$s_{\text{ан}}^2 = \frac{(2,54 - 2,425)^2 + \dots + (2,18 - 2,220)^2 + \dots + (3,10 - 3,225)^2}{5(2 - 1)} = 0,0236;$$

$$s_{\bar{X}_i}^2 = \frac{(2,425 - 2,731)^2 + (2,220 - 2,731)^2 + \dots + (3,225 - 2,731)^2}{5 - 1} = 0,185,$$

откуда (41)

$$s_{\text{пр}}^2 = 0,185 - \frac{0,0236}{2} = 0,1735 \text{ и } s_{\text{пр}} = 0,42.$$

Если задача исследования состоит только в оценке среднего для данной почвы содержания Fe_2O_3 , можно прибегнуть к анализу смешанных образцов. Используя формулу (45), получим $(0,1735 : 0,0236 = 7)$, что $\hat{n}_{\text{см}} = 7$. При смешивании такого числа индивидуальных образцов можно ожидать, что варьирование результатов анализов смешанных образцов будет характеризоваться величиной [согласно формуле (44)]

$$s_{\text{см}} = \sqrt{\frac{0,1735}{7} + 0,0236} = 0,220.$$

Если проводить анализ индивидуальных образцов, то согласно формуле (42) [и (44), когда $n_{\text{см}} = 1$] $s = \sqrt{0,1735 + 0,0236} = 0,444$. Сравнивая эту величину с $s_{\text{см}} = 0,220$, можно заключить, что уменьшение среднего квадратического отклонения в связи с переходом на анализ смешанных образцов при $n_{\text{см}} = 7$ оказывается вполне ощутимым. Если $\hat{n}_{\text{см}}$ взять больше 7, например, в 2 или 4 раза, получим соответственно [по формуле (44)] $s_{\text{см}} = 0,190$ и $0,173$. Очевидно, труд, затрачиваемый на приготовление таких смешанных образцов, оказывается малопродуктивным.

Вопрос о подходах к выбору метода анализа, о целесообразном числе смешиваемых образцов $n_{\text{см}}$ и числе анализируемых смешанных образцов будет рассмотрен ниже.

Довольно часто планирование смешиваемых индивидуальных образцов делается без учета степени природного варьирования признака на площади отбора этих образцов (используется дисперсия природного варьирования для всего объекта в целом) и без оценки погрешностей методов анализа, что нельзя признать правильным.

СРАВНЕНИЕ СРЕДНИХ И ДИСПЕРСИЙ. НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПЛАНИРОВАНИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ

Способы сравнения средних и дисперсий

Исследователя обычно интересуют свойства изучаемого объекта не столько сами по себе, сколько в качестве средства сравнения с другими объектами или для выяснения характера изменения изучаемого свойства у данного объекта под влиянием каких-либо меняющихся условий (например, при режимных наблюдениях).

Наиболее часто сравнению подвергают средние значения случайных величин, хотя не меньший интерес и значение представляет сравнение дисперсий, тем более что от однородности дисперсий (т. е. от того, могут ли выборочные дисперсии считаться оценками одной и той же генеральной дисперсии) зависит способ оценки достоверности различий между средними.

Сравнение двух оценок дисперсий

При сравнении двух оценок дисперсий s_1^2 и s_2^2 , определенных с числами степеней свободы ν_1 и ν_2 , гипотезу об их однородности можно проверить с помощью критерия Фишера F . Примеры показывают, что этот критерий можно применять даже в том случае, когда неизвестно, подчиняются результаты наблюдений нормальному распределению или нет, так как ошибка при этом оказывается небольшой (Ван дер Варден, 1960). Для сравнения дисперсий отыскивается отношение большей оценки дисперсии к меньшей

$$F = \frac{s_1^2}{s_2^2} (s_1^2 > s_2^2), \quad (47)$$

и если $F \geq F_\alpha$ при числе степеней свободы ν_1 и ν_2 (табл. ~~IV~~^{IX}), то гипотеза об однородности дисперсий отвергается, т. е. с вероятностью $P = 1 - \alpha$ значения s_1^2 и s_2^2 считаются оценками разных генеральных дисперсий $\sigma_1^2 \neq \sigma_2^2$.

Если $F < F_\alpha$, гипотеза об однородности дисперсий не отвергается. Отсутствие достаточных оснований для утверждения, что $\sigma_1^2 \neq \sigma_2^2$, позволяет допустить, что $\sigma_1^2 = \sigma_2^2 = \sigma^2$, и вычислить усредненную оценку s^2 для σ^2 согласно формуле

$$s^2 = \frac{s_1^2 \nu_1 + s_2^2 \nu_2}{\nu_1 + \nu_2}. \quad (48)$$

Соответственно усредненной оценкой среднего квадратического отклонения будет

$$s = \sqrt{\frac{s_1^2 \nu_1 + s_2^2 \nu_2}{\nu_1 + \nu_2}}. \quad (49)$$

Допустим, что при измерении температуры почвы на некоторой глубине получено в первый срок наблюдения $s_1 = 2,12$, а во второй срок $s_2 = 0,68$ ($n_1 = n_2 = 5$). Находим $F = 2,12^2 : 0,68^2 = 9,72$. Поскольку при $\nu_1 = \nu_2 = 4$ $F_{0,05} = 6,4$ и $F_{0,01} = 16,0$, можно с $P = 0,95$ утверждать, что дисперсия температуры в сравниваемые сроки наблюдения значимо меняется: в первый срок наблюдения температура почвы более неоднородна, нежели во второй.

Сравнивая влажность почвы двух соседних участков, имеющих различный травяной покров, получили для одного участка $s_1 = 1,37$ при $n_1 = 4$, для другого $s_2 = 2,16$ при $n_2 = 5$. Поскольку $F = 2,16^2 : 1,37^2 = 2,49$ меньше $F_{0,05} = 9,1$ (при $\nu_1 = 5 - 1 = 4$ и $\nu_2 = 4 - 1 = 3$), нет особых оснований для утверждения, что дисперсии влажности на сравниваемых участках различны; это позволяет найти усредненную оценку среднего квадратического отклонения [по формуле (49)]:

$$s = \frac{2,16^2 \cdot 4 + 1,37^2 \cdot 3}{4 + 3} = 1,86.$$

Сравнение группы оценок дисперсий

Когда число сопоставляемых оценок дисперсий более двух, причем все оценки дисперсий найдены с одинаковым числом степеней свободы ν , может быть использован критерий, основанный на отношении максимальной оценки дисперсии к минимальной («Введение...», 1970):

$$F_{\max} = \frac{s_{\max}^2}{s_{\min}^2}. \quad (50)$$

Если $F_{\max} \geq F_{\max\alpha}$, где $F_{\max\alpha}$ — табулированные критические значения $F_{\max}$ в зависимости от ν и числа k сравниваемых оценок дисперсий (табл. VIII), то дисперсии считаются неоднородными, т. е. отдельные оценки дисперсий являются оценками по меньшей мере двух различных дисперсий.

Используя метод Ньюмена — Кейльса («Введение...», 1970), можно провести попарное сопоставление всех k оценок дисперсий, для чего их следует расположить в ранжированный ряд от наименьшей оценки s_1^2 до наибольшей s_k^2 . Если $F_{\max} = s_k^2 : s_1^2 < F_{\max\alpha}$ (для числа степеней свободы ν и числа оценок k), то нулевая гипотеза о равенстве всех k дисперсий не отвергается и на этом проверка однородности дисперсий заканчивается. Если $F_{\max} \geq F_{\max\alpha}$ (для ν и k), то различия между дисперсиями σ_1^2 и σ_k^2 расценивают как значимые и приступают к сравнению оценок s_1^2 и s_{k-1}^2 путем сопоставления $F_{\max} = s_{k-1}^2 / s_1^2$ с $F_{\max\alpha}$ для числа степеней свободы ν и числа сравниваемых дисперсий $k - 1$. При $F_{\max} < F_{\max\alpha(\nu, k-1)}$ все $k - 1$ дисперсий считаются одинаковыми и дальнейшее сравнение оценок с s_1^2 прекращают.

Если $F_{\max} \geq F_{\max\alpha(\nu, k-1)}$, считается, что $\sigma_1^2 \neq \sigma_{k-1}^2$, и приступают к сравнению s_{k-2}^2 с s_1^2 , отношение которых сравнивается с $F_{\max\alpha}$ для числа степеней свободы ν и числа сравниваемых оценок $k - 2$. Такое сопоставление, если нужно, осуществляется для всех пар оценок дисперсий. Результаты такого сравнения разумно представлять в виде ранжированного ряда оценок дисперсий, где любые оценки, различающиеся незначимо, подчеркиваются одной непрерывной линией.

Так, если на некоторой глубине в исследуемой почве в последовательные $k = 10$ сроки наблюдений варьирование влажности, определенной с повторностью $n = 5$, оценивается значениями s^2 1,69; 0,36; 1,44; 3,61; 2,56; 10,24; 17,64; 7,84; 0,90 и 0,16, то, ранжируя этот ряд, получим (от s_1^2 до s_{10}^2) 0,16; 0,36; 0,90; 1,44; 1,69; 2,56; 3,61; 7,84; 10,24; 17,64.

Сопоставляя s_1^2 последовательно с s_{10}^2 , s_9^2 и т. д., найдем:

$F_{\max} = 17,64 : 0,16 = 110$, что превышает (табл. IX)

$F_{\max_{0,05}} = 44,6$ ($\nu = 4, k = 10$), поэтому $s_1^2 = 0,16$ и $s_{10}^2 = 17,64$ следует считать оценками разных дисперсий ($\sigma_1^2 \neq \sigma_{10}^2$).

$F_{\max} = 10,24 : 0,16 = 64,0$, что превышает $F_{\max_{0,05}} = 41,1$ ($\nu = 4, k = 9$), следовательно, различия также могут считаться значимыми.

$F_{\max} = 7,84 : 0,16 = 49,0$, что превышает $F_{\max_{0,05}} = 37,5$ ($\nu = 4, k = 8$). Различия значимые.

$F_{\max} = 3,61 : 0,16 = 22,6$, что меньше $F_{\max_{0,05}} = 33,6$ ($\nu = 4, k = 7$). Различия между s_7^2 и s_1^2 значимыми считать нет оснований, поэтому дальнейшие сравнения оценок дисперсий с s_1^2 можно прекратить и считать все оценки от s_1^2 до s_7^2 различающимися незначимо и подчеркнуть их одной непрерывной линией (см. ниже).

Аналогичным образом можно сравнить оценки дисперсий с s_{10}^2 начиная с s_{10}^2 :

$F_{\max} = 17,64 : 0,36 = 49,0$. Поскольку для $\nu = 4$ и $k = 9$ $F_{\max_{0,05}} = 41,1$, различия следует расценить как значимые.

$F_{\max} = 10,24 : 0,36 = 28,4$. Различия между s_9^2 и s_2^2 незначимы ($F_{\max_{0,05}} = 37,5$), поэтому оценки от s_2^2 до s_9^2 могут быть подчеркнуты одной линией, означающей, что все они могут рассматриваться как оценки одной и той же дисперсии.

Наконец, сопоставив s_{10}^2 с s_3^2 , убедимся, что эти оценки нельзя считать значимо различными ($F_{\max} = 19,6$; $F_{\max_{0,05}} = 37,5$).

Результаты проведенного сравнения оценок дисперсий можно в итоге представить следующим образом:

0,16	0,36	0,90	1,44	1,69	2,56	3,61	7,84	10,24	17,64

Используя полученную картину значимости различий оценок дисперсий, нетрудно проанализировать варьирование дисперсий во времени.

Когда объемы сравниваемых k выборок не одинаковы, оценку однородности дисперсий приходится проводить с помощью более сложного критерия Бартлетта (Снедекор, 1961).

Сравнение средних

При сравнении двух средних значений случайных величин следует выделить два случая: когда имеются только две оценки средних, которые нужно сопоставить друг с другом, и когда оценок больше двух и, следовательно, имеется возможность произвольного подбора средних для сравнения.

Если касаться только принципиальной стороны вопроса, то в первом случае оценка достоверности различий между средними

осуществляется с помощью выборочной оценки разности $\bar{D} = \bar{X}_1 - \bar{X}_2$ и ее ошибки $s_{\bar{D}}$ (техника ее вычисления изложена ниже). Если распределение $\bar{D}$ допустимо считать нормальным, то отношение разности $\bar{D}$ к ее ошибке $s_{\bar{D}}$ можно считать распределенным как t Стьюдента. Отсюда, в общем виде, если $t = |\bar{D}| / s_{\bar{D}} \geq t_{\alpha}$, то нулевая гипотеза, состоящая в предположении, что сравниваемые генеральные средние равны, а следовательно, генеральная разность между ними равна нулю, отвергается при уровне значимости α .

Не мешает еще раз подчеркнуть, что получение $t \geq t_{\alpha}$ не есть доказательство существования различий между генеральными средними (Бейли, 1964). Просто разумнее считать, что эти средние различаются, чем допустить, что случайно осуществилось очень редкое маловероятное событие (данное различие между оценками средних при равенстве генеральных средних).

Если $t < t_{\alpha}$, то нулевая гипотеза не отвергается, но это не является доказательством равенства генеральных средних, как это нередко понимают, или доказательством того, что различия между средними малы. Отсутствие значимых различий следует интерпретировать лишь как отсутствие достаточных оснований считать сравниваемые генеральные средние различными (Бейли, 1964; Финни, 1957).

Нахождение ошибки разности и соответствующего ей числа степеней свободы определяется свойствами совокупностей, средние которых подлежат сравнению.

Значения случайных величин в двух выборках могут быть взаимно независимыми, а могут быть и попарно связанными принадлежностью к одному и тому же пространственному или временному интервалу. Так, например, если в каждый из сроков режимных наблюдений температура почвы измеряется в заново случайно выбранных точках, то выборки будут взаимно независимыми. Если же температура почвы измеряется стационарными установками, то значения температуры в разные сроки будут попарно связаны принадлежностью к одной точке измерения (они могут быть получены одним и тем же термометром, хотя это и не обязательно). Такие выборки называются *коррелированными*.

При сравнении средних независимых выборок приходится принимать во внимание еще и постоянство дисперсий, поскольку оно определяет способ вычисления ошибки разности $s_{\bar{D}}$ и числа степеней свободы ν , с которым находится $s_{\bar{D}}$.

Сравнение двух оценок средних независимых выборок

Когда значения случайных величин попарно не связаны (выборки не коррелированы) и дисперсии сравниваемых совокупностей нет оснований считать разными [однородность дисперсий прове-

ряется с помощью критерия F, формула (47)], ошибка разности средних $s_{\bar{D}}$ отыскивается согласно формуле

$$s_{\bar{D}} = s \sqrt{\frac{n_1 + n_2}{n_1 \cdot n_2}}, \quad (51)$$

где n_1 и n_2 — объемы выборок, а s — усредненная оценка среднего квадратического отклонения, вычисленная согласно формуле (49).

Если оценки средних $\bar{X}_1$ и $\bar{X}_2$ можно считать распределенными нормально, то и разность между ними $\bar{D}$ также можно считать оценкой нормально распределенной величины, а отношение $|\bar{D}|/s_{\bar{D}}$ распределенным как t Стьюдента с $v = n_1 + n_2 - 2$. Так, если в два срока наблюдения средние значения рН почвы¹ оказались равными $\bar{X}_1 = 5,74$ и $\bar{X}_2 = 5,31$, причем $s_1 = 0,32$, $s_2 = 0,24$, $n_1 = 4$ и $n_2 = 5$, то поскольку по формуле (47) $F = 0,32^2 : 0,24^2 = 1,78 < F_{0,05} = 6,6$, и дисперсии, следовательно, можно считать однородными, получим [формулы (49) и (51)]:

$$s = \sqrt{\frac{3 \cdot 0,32^2 + 4 \cdot 0,24^2}{3 + 4}} = 0,28; \quad s_{\bar{D}} = 0,28 \sqrt{\frac{4 + 5}{4 \cdot 5}} = 0,188;$$

$$\bar{D} = 5,74 - 5,31 = 0,43 \text{ и } t = 0,43 : 0,188 = 2,29.$$

Для $v = 3 + 4 = 7$ $t_{0,05} = 2,37$, а значит вопрос о наличии изменений рН почвы во времени остается открытым, так как оснований для утверждения, что рН меняется, у нас нет.

Если значения случайных величин независимы и дисперсии совокупностей нельзя считать одинаковыми, ошибка разности $s_{\bar{D}}$ вычисляется по формуле

$$s_{\bar{D}} = \sqrt{s_{\bar{X}_1}^2 + s_{\bar{X}_2}^2}, \quad (52)$$

где $s_{\bar{X}_1}$ и $s_{\bar{X}_2}$ — ошибки сравниваемых средних $\bar{X}_1$ и $\bar{X}_2$. Для этого случая отношение $|\bar{D}|/s_{\bar{D}}$ можно считать приблизительно распределенным как t Стьюдента с числом степеней свободы (Бейли, 1964):

$$v = \frac{1}{\frac{u^2}{n_1 - 1} + \frac{(1 - u)^2}{n_2 - 1}}, \quad (53)$$

где

$$u = \frac{s_{\bar{X}_1}^2}{s_{\bar{X}_1}^2 + s_{\bar{X}_2}^2}.$$

¹ Со значениями рН можно осуществлять все операции, связанные со статистической обработкой, как и с любыми другими признаками — мощностью горизонтов, диаметром пор, содержанием гумуса и пр.

Учитывая характер зависимости t -распределения от числа степеней свободы, легко понять, что вычисление v по формуле (53) имеет смысл лишь тогда, когда объемы выборок невелики (условно, когда объем выборки, имеющей большую дисперсию, не превышает 30).

Допустим, например, что водопроницаемость почвы, определенная методом трубок, до и после дождя оказалась равной (мм/мин): $\bar{X}_1 = 10,6$; $\bar{X}_2 = 7,1$. Поскольку повторность в исследовании была относительно большой ($n_1 = 10$, $n_2 = 9$), распределение выборочных средних можно считать достаточно близким к нормальному. Если $s_1 = 4,7$ и $s_2 = 2,1$, то $F = 4,7^2 : 2,1^2 = 5,0 > F_{0,05} = 3,4$. С учетом этого найдем: $\bar{D} = 10,6 - 7,1 = 3,5$; $s_{\bar{X}_1}^2 = 4,7^2 : 10 = 2,21$; $s_{\bar{X}_2}^2 = 2,1^2 : 9 = 0,49$. По формуле (52) $s_{\bar{D}} = \sqrt{2,21 + 0,49} = 1,64$ и $t = 3,5 : 1,64 = 2,13$.

Согласно формуле (53)

$$u = \frac{2,21}{2,21 + 0,49} = 0,818 \text{ и } v = \frac{1}{\frac{0,818^2}{10-1} + \frac{(1-0,818)^2}{9-1}} \approx 13.$$

Из табл. VI для $v = 13$ $t_{0,05} = 2,16$, что превышает $t = 2,13$, поэтому у нас нет оснований утверждать, что водопроницаемость почвы до и после дождя изменилась.

Сравнение группы оценок средних

Если исследователем получено k выборочных оценок среднего, то число возможных разностей равно $0,5 k (k - 1)$. Чем больше k , тем шире возможность найти достаточно большую величину разности, что приходится учитывать при сопоставлении средних, когда $k > 2$. Недоучет этого обстоятельства приводит к преувеличению числа значимых разностей.

Наиболее просто задача сравнения группы средних решается в том случае, когда все k выборок имеют одинаковый объем n , причем дисперсии всех совокупностей можно считать однородными. При наличии этих условий вычисляется усредненная оценка дисперсии

$$s = \sqrt{\frac{\sum s_i^2}{k}} \quad (54)$$

с $v = k(n - 1)$ и ошибка средних $s_{\bar{X}_i}$, одинаковая для всех k значений $\bar{X}_i$ ($i = 1, 2, \dots, k$), согласно формуле (5).

Наиболее правильным следует считать способ, когда оценки средних ранжируются и затем попарно сравниваются. Если разность между оценками средних $\bar{D} \geq D_\alpha$, именуемой наименьшей значимой разностью, то разность $\bar{D}$ считается значимой с вероятностью $P = 1 - \alpha$.

Способов вычисления D_α существует несколько (Снедекор, 1961; «Введение...», 1970), однако наиболее правильно, видимо, воспользоваться критерием Дункана («Введение...», 1970), согласно которому

$$D_\alpha = q_{\alpha(v, k)} s_{\bar{X}}, \quad (55)$$

где $q_{\alpha(v, k)}$ — некоторая величина, являющаяся функцией числа степеней свободы v , с которым найдена ошибка среднего [$v = k(n - 1)$], и числа сравниваемых средних k (табл. X).

Можно для всего ряда средних вычислить одну критическую величину D_α (Снедекор, 1961), но это обычно приводит к тому, что значимость различий несколько приуменьшается. Более правилен подход, описанный ранее при сравнении группы дисперсий, согласно которому в ранжированном ряду оценок $\bar{X}_i$ от наименьшей $\bar{X}_1$ до наибольшей $\bar{X}_k$ сначала оценивается значимость разности $\bar{X}_k - \bar{X}_1$ путем сравнения ее с D_α , вычисленной по формуле (55), где q_α берется для k сопоставляемых оценок. Если $\bar{X}_k - \bar{X}_1 < D_{\alpha(v, k)}$, то все $\bar{X}_i$ считаются оценками одного генерального среднего. Если окажется, что $\bar{X}_k - \bar{X}_1 \geq D_{\alpha(v, k)}$, то различия между $\bar{X}_k$ и $\bar{X}_1$ считаются значимыми, и приступают к сравнению $\bar{X}_1$ с $\bar{X}_{k-1}$, разность между которыми сравнивается с D_α , вычисленной при q_α , взятой из табл. X для $k - 1$ оценок средних, т. е. используется принцип, описанный ранее при сравнении оценок дисперсий.

Допустим, что с $n = 4$ повторностью были определены значения рН почвы на $k = 5$ участках с различным растительным покровом. Оценки средних $\bar{X}_i$ и дисперсий s_i^2 получились равными:

$\bar{X}_i$	5,64	5,11	6,47	5,78	7,16
s_i^2	0,38	0,26	0,41	0,31	0,55

Поскольку дисперсии нет оснований считать разными ($F_{\max} \approx 0,55 : 0,26 = 2,1 < F_{\max, 0,05} = 50,7$), найдем усредненную оценку среднего квадратического отклонения [формула (54)] $s = \sqrt{1,91 : 5} = 0,62$ и ошибку среднего [формула (5)] $s_{\bar{X}} = 0,62 : \sqrt{4} = 0,31$ с $v = 5(4 - 1) = 15$.

После ранжировки $\bar{X}_i$ получим

5,11	5,64	5,78	6,47	7,16
------	------	------	------	------

Для сравнения крайних значений $\bar{X}_1 = 5,11$ и $\bar{X}_5 = 7,16$ $k = 5$, $v = 15$, откуда (55) $D_{0,05} = 3,31 \cdot 0,31 = 1,03$ (в табл. X $q_{0,05(k=5, v=15)} = 3,31$). Наша разность $7,16 - 5,11 = 2,05$ превышает 1,03, следовательно, ее можно считать значимой. Более того, даже разность $\bar{X}_4 - \bar{X}_1 = 6,47 - 5,11 = 1,36$ превышает $D_{0,05} = 1,03$, хотя она и найдена для $k = 5$. Поэтому вычислять

$D_{0,05}$ для $k = 4$ уже нет смысла (она окажется меньше 1,03, так как q_α для $k - 1$ средних меньше q_α для k средних).

Сравнение разности $\bar{X}_3 - \bar{X}_1 = 5,78 - 5,11 = 0,67$ с $D_{0,05(k=3, v=15)} = 3,84 \cdot 0,31 = 0,98$ свидетельствует о том, что эта разность незначима, поэтому сравнения $\bar{X}_2$ с $\bar{X}_1$ можно уже не делать.

Аналогичным образом осуществляется сравнение $\bar{X}_2$ последовательно с $\bar{X}_5, \bar{X}_4, \dots; \bar{X}_3$ с $\bar{X}_5, \bar{X}_4$ и т. д. Подчеркивая оценки средних, незначимо отличающихся друг от друга, одной чертой, получим

5,11	5,64	5,78	6,47	7,16
—————			—————	
—————				

Если оценки средних найдены с неодинаковыми повторностями n_i , сравнение средних несколько усложняется. В случае, когда дисперсии можно считать одинаковыми, усредненная оценка среднего квадратического отклонения s для всех k выборок может быть найдена согласно формуле

$$s = \sqrt{\frac{\sum_i v_i s_i^2}{\sum_i v_i}}. \quad (56)$$

Этой оценке соответствует число степеней свободы $v \Rightarrow \sum v_i = \sum (n_i - 1)$. Тогда («Введение...», 1970)

$$D_\alpha = q_{\alpha(v, k)} \sqrt{\frac{1}{2} \left(\frac{1}{n_l} + \frac{1}{n_m} \right)}, \quad (57)$$

где n_l и n_m — объемы выборок для крайних значений сопоставляемых оценок средних в их ранжированном ряду.

Так, если в результате наблюдений над содержанием подвижного марганца в почве были получены данные (n_i — повторность в i -й срок наблюдения; $\bar{X}_i$ — среднее содержание марганца в в мг/100 г почвы; s_i^2 — оценка дисперсии; k — число сроков, равное 4):

i	1	2	3	4
n_i	3	3	5	6
$\bar{X}_i$	5,1	7,9	8,3	12,5
s_i^2	1,0	2,3	1,9	3,7

то по формуле (59)

$$s = \sqrt{\frac{1,0 \cdot 2 + 2,3 \cdot 2 + 1,9 \cdot 4 + 3,7 \cdot 5}{2 + 2 + 4 + 5}} = 1,59 \text{ с } v = 13.$$

Сравнивая $\bar{X}_1 = 5,1$ с $\bar{X}_4 = 12,5$, имеем $k = 4$, $q_{0,05(k=4, v=13)} = 3,29$ (табл. X), $n_1 = 3$, $n_4 = 6$, откуда [формула (57)]

$$D_{0,05} = 3,29 \cdot 1,59 \cdot \sqrt{\frac{1}{2} \left(\frac{1}{3} + \frac{1}{6} \right)} = 2,6.$$

Очевидно, что $\bar{X}_1$ и $\bar{X}_4$ отличаются значимо ($\bar{D} = 7,4 > 2,6$)

Для $\bar{X}_1$ и $\bar{X}_3$ получим

$$D_{0,05} = 3,20 \cdot 1,59 \sqrt{\frac{1}{2} \left(\frac{1}{3} + \frac{1}{5} \right)} = 2,6,$$

следовательно, $\bar{X}_1$ и $\bar{X}_3$ тоже значимо различны.

Продолжая сравнение, получим

$$\begin{array}{ccccccc} 5,1 & 7,9 & 8,3 & 12,5 \\ | \text{-----} | & & & | \text{---} | \\ & | \text{-----} | & & \end{array}$$

При сравнении результатов соседних сроков, когда режимные наблюдения проводятся с одинаковой повторностью n , наименьшую значимую разность допустимо вычислять по формуле (55), приняв $k = 2$, или по равноценной формуле

$$D_\alpha = t_\alpha s_{\bar{X}} \sqrt{2}, \quad (58)$$

где t_α берется из табл. VI для $v = k(n - 1)$, (k — общее число сроков), а $s_{\bar{X}}$ — усредненная ошибка среднего. Если повторности соседних сроков наблюдения различны, следует пользоваться формулой (57), приняв $k = 2$.

Сравнение оценок средних коррелированных выборок

В случае когда выборки оказываются коррелированными, описанные выше способы дают приуменьшенную значимость различий между средними. В подобной ситуации наиболее рациональным оказывается способ парного сравнения (Снедекор, 1961), согласно которому вычисляется ряд разностей $D_i = X_{1i} - X_{2i}$, где X_{1i} и X_{2i} — результаты попарно связанных i -х измерений в первой и второй выборках, $i = 1, 2, \dots, n$, а $n = n_1 = n_2$ — объем каждой из выборок. Для ряда разностей D_i вычисляются среднее $\bar{D}$ [согласно формуле (1)], дисперсия и ошибка среднего $s_{\bar{D}}$ [по формулам (2) и (5)], которым соответствует $v = n - 1$. Как нетрудно убедиться, при парном сравнении средняя разность $\bar{D}$ равна разности средних $\bar{X}_1 - \bar{X}_2$.

Если распределение $\bar{D}$ можно считать нормальным, то значимость разности $\bar{D}$ оценивается с помощью критерия Стьюдента: при $t = |\bar{D}|/s_{\bar{D}} \geq t_\alpha$ для $v = n - 1$ разность $\bar{D}$ расценивается как значимая с $P = 1 - \alpha$, а следовательно, нулевая гипотеза,

предполагавшая, что $\mu_1 = \mu_2$, отвергается и считается, что $\bar{X}_1$ и $\bar{X}_2$ являются оценками разных средних.

Так, если на исследуемой территории для наблюдения за влажностью выбрано в случайном порядке $n = 4$ участка, на которых каждый срок выбуривается одна скважина, то для каждого срока наблюдения имеются $n = 4$ скважины, причем скважины разных сроков оказываются связанными принадлежностью к отдельным участкам, а соответственно оказываются связанными и результаты определений влажности.

Допустим, что значения влажности почвы в слое 0—10 см оказались равными в первый срок X_{1i} ($i = 1, 2, 3, 4$), во второй срок X_{2i} , а соответствующие им разности D_i :

i	1	2	3	4
X_{1i}	19,4	20,3	20,4	22,6
X_{2i}	17,3	17,3	19,4	21,8
D_i	+2,1	+2,7	+1,0	+0,8

Тогда, учитывая, что $n_1 = n_2 = n = 4$, согласно формулам (1), (2) и (5) найдем: $\bar{X}_1 = 20,60$; $\bar{X}_2 = 18,95$; $\bar{D} = 1,65$; $s_{\bar{D}} = 0,45$ и $t = 1,65 : 0,45 = 3,67$. Поскольку при $\nu = 3$ $t_{0,05} = 3,18$ и $t_{0,01} = 5,84$, с вероятностью $P = 0,95$ можно утверждать, что средняя влажность в сравниваемые сроки различна. Если попарную связь не принимать во внимание, то различия будут классифицироваться как незначимые, в чем нетрудно убедиться. Действительно, для первой и второй выборок найдем [формула (2)] $s_1^2 = 1,93$ и $s_2^2 = 4,23$. Поскольку эти оценки различаются незначимо, то [по формуле (49)] $s = 1,75$ и [по формуле (51)] $s_{\bar{D}} = 1,24$, откуда $t = 1,65 : 1,24 = 1,33$, что меньше $t_{0,05} = 2,45$ для $\nu = 4 + 4 - 2 = 6$.

Планирование численностей выборок при сравнении средних

При проведении режимных наблюдений планирование повторности в анализах чаще всего определяется не столько требованиями желаемой точности в оценке среднего, сколько необходимостью получения значимых различий между средними отдельных сроков наблюдений, так как только в этом случае можно статистически обоснованно говорить о динамике явления во времени.

Планирование численности выборок в целях изучения временной изменчивости случайной величины возможно при наличии некоторой исходной информации, полученной либо путем проведения рекогносцировочных опытов, либо из сведений, почерпнутых в литературе.

Одной из величин, без которой такое планирование не может быть осуществлено, является величина минимальных различий

$\hat{D}$, которые с достоверностью должны быть обнаружены при сравнении средних. Величина $\hat{D}$ может быть выбрана как та наименьшая величина изменения среднего, которая представляет практический интерес. Но более разумно, видимо, исходить из предела возможных изменений среднего за тот или иной период наблюдений, исходя, например, из накопленных ранее данных. При этом следует принимать во внимание и характер возможных изменений средних значений, которые могут за k сроков наблюдений неоднократно колебаться от минимума до максимума, а могут за тот же интервал наблюдения стабильно изменяться в одном направлении. В первом случае, когда скорость изменения $\bar{X}$ во времени относительно велика, за $\hat{D}$ можно принять некоторую долю от ожидаемого размаха варьирования средних $\hat{X}_{\max} - \hat{X}_{\min}$:

$$\hat{D} \approx d (\hat{X}_{\max} - \hat{X}_{\min}), \quad (59)$$

где d — некоторое положительное число, меньшее единицы.

Если средние значения случайной величины за k сроков наблюдения предположительно должны постепенно изменяться от $\hat{X}_{\max}$ до $\hat{X}_{\min}$ (или наоборот), то, исходя из желательности получения значимых различий для каждой пары средних соседних сроков, целесообразно взять

$$\hat{D} \approx \frac{\hat{X}_{\max} - \hat{X}_{\min}}{k}. \quad (60)$$

Найденные согласно формулам (59) и (60) предположительные значения $\hat{D}$ могут быть откорректированы, исходя из запросов точности, а также оценены с точки зрения практической возможности осуществления опыта (поскольку требуемая повторность в исследовании может оказаться при этом неосуществимо большой).

Выбрав подходящую величину $\hat{D}$ и располагая сведениями о вариабельности изучаемого свойства (по результатам рекогносцировочного опыта или из литературы), можно приступить к планированию численностей выборок. Если во времени дисперсия признака может считаться постоянной, то для планирования численностей выборок используется ее усредненная оценка. Если дисперсия со временем меняется, то это, как мы увидим ниже, приходится принимать во внимание.

Если сравнению подлежат средние коррелированных выборок, то для нахождения необходимой численности каждой из выборок $\hat{n}_1 = \hat{n}_2 = \hat{n}$ следует вычислить подсобную величину

$$k_1 = \frac{\hat{D}}{s_D}, \quad (61)$$

где s_D есть среднее квадратическое отклонение ряда разностей, вычисленное по результатам рекогносцировочного опыта. Иско-

мое $\hat{n}$, одинаковое для обеих выборок, отыскивается по табл. XI согласно условию $k_1 = t_\alpha / \sqrt{n}$ (Дмитриев, 1970а).

Так, если предварительными опытами с датчиками на влажность найдено (данные соседних сроков попарно связаны, так как каждой паре соответствует одна точка наблюдения и один датчик) $s_D = 0,90$, а возможные значения влажности лежат в интервале от 42% (НВ) до 13% (ВЗ), то, считая достаточным принять $d = 0,1$ [формула (59)] и $\hat{D} = 0,1$ (НВ — ВЗ) $\approx 3,0$, получим $k_1 = 3,0 \cdot 0,90 = 3,33$. Из табл. XI найдем, что для $P = 0,95$ повторность должна быть не менее $\hat{n} = 3$.

Если s_D во времени меняется незначительно и предполагаемое общее число сроков наблюдений k достаточно велико (при работе с $P = 0,95$ $k \geq 15$), оценку $\hat{n}$ можно осуществлять по формуле (29), учитывая возможность усреднения оценок дисперсий по всем срокам

При сравнении средних некоррелированных выборок, дисперсии которых можно считать одинаковыми, искомый объем любой из выборок отыскивается путем вычисления подсобной величины

$$k_2 = \frac{\hat{D}^2}{4s^2} \quad (62)$$

где s^2 — усредненная оценка дисперсии (найденная либо при проведении рекогносцировочного опыта, либо исходя из литературных данных). Величина n , извлекаемая из табл. XII (Дмитриев, 1970а) для условия $k_2 = t_\alpha^2/n$, соответствует сумме объемов сравниваемых выборок, поэтому, разделив ее пополам, получим искомый объем каждой из выборок $\hat{n}$.

Так, например, если при мокром просеивании почвы колебание содержания фракции < 1 мм оценивается $s = 3\%$, а минимальное практически значимое различие в среднем содержании этой фракции на двух участках не должно превышать $\hat{D} = 5\%$, то минимальное число повторных просеиваний почвы для каждого участка должно быть для вероятности $P = 0,95$ по крайней мере $\hat{n}_1 = \hat{n}_2 = 5$, так как согласно формуле (62) $k_2 = 5^2/4 \cdot 3^2 = 0,69$, а этому значению k_2 в табл. XII соответствует $n = 9$.

При планировании режимных наблюдений, когда дисперсия во все сроки может считаться постоянной, а число предполагаемых сроков достаточно велико, объем выборок $\hat{n}$ по отдельным срокам можно рассчитать по формуле

$$\hat{n} = \frac{t_\alpha^2}{2k_2}, \quad (63)$$

где t_α берется для желательного уровня значимости α и $v = \infty$ из табл. VI [отношение, получаемое по формуле (63), округляется до целых в большую сторону].

Допустим, варьирование результатов определения окислительно-восстановительного потенциала (ОВП) в почве оценивается

в среднем $s = 20$ мв, причем в изучаемых условиях ОВП предположительно может колебаться от 400 до 550 мв. Если наблюдения планируется проводить в течение ряда лет с числом сроков $k = 5$ в год, то за $\hat{D}$ разумно принять величину $(550 - 400) : 5 = 30$ мв. Тогда по формуле (62) $k_2 = 30^2 : 4 \cdot 20^2 = 0,56$, а соответственно повторность в отдельные сроки с $P = 0,95$ должна быть согласно формуле (63)

$$\hat{n} = \frac{1,96^2}{2 \cdot 0,56} = 4.$$

Если дисперсии для двух соседних сроков наблюдения нельзя считать одинаковыми, объемы выборок целесообразно подбирать пропорциональными соответствующим средним квадратическим отклонениям. С учетом этого обстоятельства подсобная величина k_2 вычисляется согласно формуле

$$k_2 = \frac{\hat{D}^2}{(s_1 + s_2)^2} \cdot \quad (64)$$

Искомые объемы выборок $\hat{n}_1$ и $\hat{n}_2$ находятся по формулам

$$\hat{n}_1 = \frac{ns_1}{s_1 + s_2} \quad \text{и} \quad \hat{n}_2 = n - \hat{n}_1, \quad (65)$$

где n — суммарная численность обеих выборок, получаемая из табл. XII для условия $k_2 = t_\alpha^2/n$ (Дмитриев, 1970а).

Выбор аналитического метода и смешанные образцы

В задачу планирования эксперимента может войти не только планирование числа единичных наблюдений, но и выбор оптимального аналитического метода, а также оценка целесообразности использования смешанных образцов и кратности смешения¹. Решение подобной задачи оказывается возможным при условии, что известна оценка аналитической дисперсии для различных методов, с одной стороны, и оценка возможной природной дисперсии, которая может быть как предположительно заданной, так и найденной экспериментально при проведении рекогносцировочных опытов [формулы (41), (43)], с другой стороны.

Если исследование планируется в целях изучения особенностей пространственной неоднородности случайной величины (нахождение дисперсии, закона распределения), в формулах (41) и (43) вычитаемое не должно быть слишком большим, иначе аналитические погрешности затрудняют нахождение оценки для $\sigma_{\text{пр}}$. Добиваться заметного снижения вычитаемого тоже нет смысла.

¹ Кратность смешения — число индивидуальных образцов, из которых готовится один смешанный.

Видимо, оптимальным следует считать выбор такой повторности анализа отдельных образцов n_a и метода с такой аналитической дисперсией $s_{ан}^2$, чтобы $s_{ан}^2/n_a$ (или $s_{ан}^2$ при $n_a = 1$) не превышало $0,25 s_{пр}^2$, но и не было меньше $0,1 s_{пр}^2$, так как в этом нет особой нужды.

Когда целью исследования является получение среднего результата $\bar{X}$ с заданной величиной абсолютной погрешности $\hat{\Delta}_a$, причем аналитические дисперсии $s_{ан_l}^2$ методов, пригодных для проведения анализа, известны, можно применительно для каждого l -го метода ($l = 1, 2, \dots, m$, где m — число возможных методов) найти оценку общей дисперсии результатов анализов

$$s_l^2 = s_{пр}^2 + s_{ан_l}^2. \quad (66)$$

Пользуясь формулой (27), можно для разных $s = s_l$ найти необходимые повторности $\hat{n}_l$, а соответственно решить вопрос о выборе оптимального метода анализа.

Если $s_{пр}^2 > s_{ан_l}^2$, то сокращение числа анализов может быть достигнуто путем использования смешанных образцов, при условии, что природа изучаемого свойства допускает использование подобного способа. Кратность смешения $n_{см}$ подбирается с соблюдением условий, описанных формулами (45) и (46), после чего отыскивается величина $s_{см}^2$ по формуле (44). Далее с помощью формулы (27), считая $s = s_{см}$, отыскивается необходимое $\hat{n}$.

Допустим, требуется оценить среднее содержание валового Fe_2O_3 в некоторой почве на заданной глубине с $\hat{\Delta}_{0,05} = 0,2\%$. Природное варьирование содержания железа оценивается $s_{пр} = 0,40\%$. Для определения этого компонента почвы в принципе может быть использован любой из трех методов, имеющих $s_{ан_1} = 0,06\%$, $s_{ан_2} = 0,12\%$ и $s_{ан_3} = 0,30\%$.

Пользуясь формулой (66), получим $s_1 = 0,40$, $s_2 = 0,42$ и $s_3 = 0,050$ и требуемое число повторностей [с помощью формулы (27) и табл. XI] $\hat{n}_1 = 18$, $\hat{n}_2 = 19$ и $\hat{n}_3 = 26$. Учитывая, что анализ валового содержания железа не исключает использования смешанных образцов, оценим кратность смешения согласно формуле (45): $n_{см_1} = 44$, $n_{см_2} = 11$, $n_{см_3} = 2$. В случае использования для анализа соответствующим образом приготовленных смешанных образцов получим согласно формуле (44) следующие средние квадратические отклонения. $s_1 = 0,085$, $s_2 = 0,170$ и $s_3 = 0,41$. Число смешанных образцов, которое необходимо проанализировать для получения $\hat{\Delta}_{0,05} = 0,2\%$, оказывается при этом равным [формула (13), табл. XI]: $\hat{n}_1 = 4$, $\hat{n}_2 = 6$ и $\hat{n}_3 = 19$.

Итак, используя смешанные образцы, число анализов, достаточное для достижения желаемой точности, можно заметно сократить, но при этом нельзя упускать из виду возрастания трудностей по отбору образцов: для приготовления смешанных образцов,

анализируемых разными методами, в поле должно быть отобрано либо $44 \cdot 4 = 176$, либо $11 \cdot 6 = 66$, либо $2 \cdot 19 = 38$ индивидуальных образцов.

Очевидно, что без учета некоторых дополнительных сведений (сложности отбора образцов в поле, стоимости анализов, производительности труда и пр.) осуществить окончательный выбор метода, величин $n_{см}$ и повторности в анализе нельзя, так как невозможно с определенностью ответить на вопрос, что выгоднее: отобрать ли 176 образцов, приготовить смешанные образцы и сделать 4 анализа первым методом, отобрать 66 образцов и сделать 6 анализов вторым методом или отобрать 38 образцов и сделать 19 анализов третьим методом. По тем же причинам не исключено, что наиболее рационально делать анализ не смешанных образцов, а индивидуальных.

Заменять анализ n смешанных образцов, каждый из которых составлен из $n_{см}$ числа отличных индивидуальных образцов, n -кратным анализом одного смешанного образца, составленного из всех отобранных $n \cdot n_{см}$ индивидуальных образцов, нельзя, так как такой прием позволяет более точно найти оценку генерального среднего для отобранных образцов, но не оценку генерального среднего для того объекта, откуда были взяты образцы.

Если задача исследования состоит в сопоставлении средних значений величин, меняющихся во времени или пространстве, причем величина минимальных различий $\hat{D}$, которые можно считать значимыми с соответствующей вероятностью, задана, выбор подходящего метода анализа осуществляется с помощью оценки необходимого числа повторностей $\hat{n}$, зависящего от применяемого метода анализа. Нахождение $\hat{n}$ проводится с помощью величины k_2 , вычисляемой по формуле (62), где s^2 последовательно приравняется $s_i^2 = s_{пр}^2 + s_{ан_i}^2$, соответствующим разным методам анализа (для сопоставляемых выборок природная дисперсия предполагается одинаковой). При необходимости (и принципиальной допустимости) можно спланировать исследование с использованием смешанных образцов, аналогично тому, как это было показано выше.

Допустим, в профиле почвы содержание валового Fe_2O_3 может предположительно меняться от 2,5 до 5,0%. Для того чтобы можно было статистически обоснованно говорить о дифференциации профиля почвы по содержанию железа, достаточно принять $\hat{D} = 0,2$ ($5,0 - 2,5$) = 0,5%. Если $s_{пр} = 0,40$, а для трех возможных методов определения Fe_2O_3 $s_{ан_1} = 0,06$, $s_{ан_2} = 0,12$ и $s_{ан_3} = 0,30\%$, то $s_1^2 = 0,40^2 + 0,06^2 = 0,1636$, $s_2^2 = 0,1744$ и $s_3^2 = 0,2500$, откуда $k_{2_1} = 0,5^2 : (4 \cdot 0,1636) = 0,38$, $k_{2_2} = 0,36$ и $k_{2_3} = 0,25$. Пользуясь табл. XII, для $P = 0,95$ найдем $n_1 = 13$, $n_2 = 14$ и $n_3 = 18$, а следовательно, повторности в оценке отдельных средних должны быть $\hat{n}_1 = 7$, $\hat{n}_2 = 7$ и $\hat{n}_3 = 9$.

Как видим требуемая повторность в анализе разными методами оказалась достаточно близкой, поэтому в данном случае выбор метода можно осуществлять только исходя из практических соображений простоты проведения анализа.

ДИСПЕРСИОННЫЙ АНАЛИЗ

Дисперсионный анализ режимных наблюдений

Результаты режимных наблюдений над некоторой величиной X могут рассматриваться с точки зрения влияния на X различных факторов, как временных (влияние сроков в течение года, влияние разных лет), так и пространственных (разные площади для наблюдений, разные варианты обработки почвы и пр.).

Если градации (уровни) фактора фиксированны (устанавливаются исследователем не в случайном порядке), модель дисперсионного анализа относится к I типу. Так, если фактором является глубина отбора образцов, то разные глубины представляют собой фиксированные градации. Такими же фиксированными градами являются сроки наблюдений, участки с умышленно подобранными различными растительным покровом или обработкой.

Если градации фактора носят случайный характер, как, например, случайно выбранные модельные деревья, почва под которыми служит объектом исследований, модель дисперсионного анализа относится ко II типу.

При рассмотрении влияния на изучаемый признак одного фактора модель именуется однофакторной; если факторов учитывается несколько — двухфакторной, трехфакторной и т. д. Многофакторная модель дисперсионного анализа может относиться либо к I, либо ко II типу, а может относиться и к III типу, смешанному, если учитываемые факторы относятся к разным типам.

Наиболее просто дисперсионный анализ проводится в тех случаях, и это следует учитывать при планировании опытов, когда количество наблюдений по разным градам отдельными факторами одинаково. Такие модели именуются равномерными.

Изложение теоретических основ дисперсионного анализа можно найти в работах В. Ю. Урбаха (1964), Дж. Снедекора (1961) и др. Техника вычислений хорошо описана в работе Н. А. Плохинского (1961). Важно иметь в виду, что дисперсионный анализ строится в предположении, что величина X распределена нормально, причем дисперсия этой величины по разным градам факторов одинакова.

Основной задачей дисперсионного анализа, при его использовании в связи с обсуждением результатов наблюдений, является выяснение значимости влияния учитываемых факторов (и их сочетаний) на изучаемый признак и оценка роли соответствующих факторов в создании вариабельности случайной величины с по-

мощью соответствующих показателей (оценок дисперсий или аналогичных им показателей).

Для иллюстрации использования дисперсионного анализа рассмотрим двухфакторную модель I типа (фиксированные градации). При проведении дисперсионного анализа требуется вычислить ряд сумм и вспомогательных величин. Обозначим два учитываемых фактора буквами A и B, уровни (градации) которых соответственно есть $i = 1, 2, \dots, a$ и $j = 1, 2, \dots, b$, где a — число градаций фактора A, b — число градаций фактора B. Повторность определения значений случайной величины X при любых сочетаниях i и j обозначим n , а значения, соответствующие i -й градации фактора A, j -й градации фактора B, k -му измерению ($k = 1, 2, \dots, n$) — X_{ijk} . Общее число наблюдений, именуемое объемом дисперсионного комплекса, $N = abn$.

Вся схема основных вычислений представлена в табл. 4, где ради упрощения записи выражение $\sum_{ijk} X_{ijk}$, означающее суммирование всех значений X_{ijk} , заменено $\sum_{ijk}$; выражение $\sum_k X_{ijk}$, означающее суммирование X_{ijk} по k , т. е. всех n значений X_{ijk} при фиксированных i и j , заменено $\sum_k$ и т. д.

Величины N, N_A и другие являются подсобными для вычислений сумм квадратов центральных отклонений, обозначаемых C с индексом, соответствующим источнику варьирования. Буквой R обозначены случайные факторы, определяющие непостоянство k -х значений X_{ijk} при данном сочетании градаций i и j . В случайные факторы могут входить и только аналитические погрешности, и факторы природные.

Источником информации о влиянии отдельных учитываемых факторов служат средние квадраты Q , являющиеся оценкой либо некоторой одной дисперсии (так, $\bar{Q}_R = s_R^2$ есть оценка случайной дисперсии σ_R^2), либо некоторого сложного параметра (к таким относятся средние квадраты Q_A , Q_B и др.). Оценка значимости влияния факторов осуществляется с помощью критерия F, вычисление которого для моделей разного типа выполняется не одинаково (в табл. 4 дана схема для I модели). Вычисленные значения F сравниваются с критической величиной F_α (табл. IX), берущейся для чисел степеней свободы, соответствующих v , с которыми найдены Q , стоящие в числителе (v_1) и в знаменателе (v_2) при вычислении F (они указаны в табл. 4 рядом с F).

Если $F < F_\alpha$, влияние соответствующего фактора признается незначимым. При $F \geq F_\alpha$ фактор считается значимо влияющим в условиях рассматриваемого конкретного опыта. В таком случае можно найти величину, оценивающую варьирование средних значений случайной величины при разных градациях соответствующей

щего фактора или их сочетаний, например АВ. Если градации фактора случайны, то средние изучаемой величины для разных градаций фактора являются случайной величиной и их варьирование может быть охарактеризовано дисперсией и ее оценкой. Если градации фактора не случайны, фиксированы, то средние значения случайной величины для разных градаций фактора не есть значения случайной величины, поэтому охарактеризовать их неодинаковость с помощью дисперсии нельзя. Для характеристики степени различий таких средних используется величина, аналогичная дисперсии по технике ее вычисления, но в принципе не являющаяся дисперсией и обозначаемая в отличие от этой последней греческой буквой κ^2 (каппа).

Для нахождения различных сумм, необходимых для вычислений, схема которых была дана в табл. 4, исходные данные обычно располагаются в виде таблицы (рабочей). Чтобы проиллюстрировать технику построения такой таблицы и всю схему вычислений, рассмотрим случай определения запасов влаги в метровом слое почвы на двух разных участках (факторов В, $b = 2$) в течение трех сроков (фактор А, $a = 3$). Запасы влаги на каждом участке в каждый срок определялись два ($n = 2$) раза (бурилось две скважины и по каждой в отдельности вычислялись запасы X_{ijk}).

Результаты определений и все этапы нахождения различных сумм представлены в табл. 5. Дальнейшие вычисления понятны из табл. 6, являющейся примером того, как следует представлять данные дисперсионного анализа (конечно, без иллюстрации техники нахождения отдельных величин). Против значений F в правом столбце этой таблицы поставлены знаки, вынесенные в примечании к таблице, отражающие значимость F , а соответственно и значимость влияния соответствующего фактора.

Из приведенного дисперсионного анализа видно, что значимость влияния сроков наблюдений на запас влаги не вызывает сомнений (с 1%-ным уровнем значимости). Влияние индивидуальности участков, а также сочетания участков со сроком (АВ) значимыми считать нет оснований ($\alpha > 5\%$). В рамках проведенного наблюдения оценкой случайного варьирования запасов влаги в пределах одного участка и одного срока является $s_R^2 = 51$. Неодинаковость средних запасов по обоим участкам в разные сроки характеризуется $\kappa_A^2 = 186$.

Иерархическая модель.

Выявление минимальных однородных участков

При проведении режимных наблюдений местоположение точек опробования (буровых скважин, мест установки датчиков, разрезов и пр.) в пределах отведенной для исследований территории общей площадью S лучше всего рендомизировать. Если по тем или иным соображениям точки опробования в каждый из сроков

Таблица 4. Схема вычислений при дисперсионном анализе двухфакторного равномерного комплекса (модель I типа)

$$\begin{aligned}
 i &= 1, 2, \dots, a; & j &= 1, 2, \dots, b; & k &= 1, 2, \dots, n; & N &= abn; \\
 \sum_{ij\kappa} &= \sum_{ij\kappa} X_{ijk}; & \sum_{j\kappa} &= \sum_{j\kappa} X_{ij\kappa}; & \sum_{i\kappa} &= \sum_{i\kappa} X_{ijk}; & \sum_{\kappa} &= \sum_{\kappa} X_{ijk}; \\
 \sum X^2 &= \sum_{ij\kappa} X_{ijk}^2; & H &= \frac{\sum_{ij\kappa}^2}{N}; & H_A &= \frac{\sum_i \left(\sum_{j\kappa}^2 \right)}{bn}; \\
 H_B &= \frac{\sum_j \left(\sum_{i\kappa}^2 \right)}{an}; & H_{AB} &= \frac{\sum_{ij} \left(\sum_{\kappa}^2 \right)}{n}
 \end{aligned}$$

Источник варьиро- вания	v	C	Q	F
A	$v_A = a - 1$	$C_A = H_A - H$	$Q_A = \frac{C_A}{v_A}$	$F_A = \frac{Q_A}{Q_R} \quad \begin{matrix} v_1 = v_A \\ v_2 = v_R \end{matrix}$
B	$v_B = b - 1$	$C_B = H_B - H$	$Q_B = \frac{C_B}{v_B}$	$F_B = \frac{Q_B}{Q_R} \quad \begin{matrix} v_1 = v_B \\ v_2 = v_R \end{matrix}$
AB	$v_{AB} =$ $= v_A \cdot v_B$	$C_{AB} = H +$ $+ H_{AB} - H_A -$ $- H_B$	$Q_{AB} = \frac{C_{AB}}{v_{AB}}$	$F_{AB} = \frac{Q_{AB}}{Q_R} \quad \begin{matrix} v_1 = v_{AB} \\ v_2 = v_R \end{matrix}$
R	$v_R = ab(n-1)$	$C_R = \Sigma X^2 - H_{AB}$	$Q_R = \frac{C_R}{v_R}$	
Все источни- ки в сум- ме	$v = N - 1$	$C = \Sigma X^2 - H$	$Q = \frac{C}{v}$	

$$\begin{aligned}
 s_R^2 &= Q_R; & \kappa_A^2 &= \frac{Q_A - Q_{AB}}{bn}; & \kappa_B^2 &= \frac{Q_B - Q_{AB}}{an}; \\
 \kappa_{AB}^2 &= \frac{Q_{AB} - Q_R}{n}
 \end{aligned}$$

приходится располагать в пределах лишь части территории площадью S_γ , причем от срока к сроку местоположение этой части топографически меняется, то возникает опасность, что временная изменчивость изучаемого признака может быть «загрязнена» пространственной его неоднородностью по отдельным участкам площадью S_γ . Чтобы этого не произошло, нужно, чтобы отдельные участки площадью S_γ в отношении изучаемого признака могли бы считаться в пределах данной территории S однородными, т. е. такими, где варьирование средних значений величины для участков площадью S_γ было бы пренебрежимо мало сравнительно с

Таблица 5. Дисперсионный анализ (двухфакторная модель I типа) запасов влаги в метровом слое. Рабочая таблица для нахождения исходных сумм

Градации фактора А, i	Градации фактора В, j								$\sum_{jk}$	$\sum_{jk}^2$
	1				2					
	X_{ijk}	X_{ijk}^2	$\sum_k$	$\sum_k^2$	X_{ijk}	X_{ijk}^2	$\sum_k$	$\sum_k^2$		
1	170	28 900	331	109 561	158	24 964	327	106 929	658	432 964
2	161	25 921	272	73 984	169	28 561	322	103 684	594	352 836
	140	19 600			155	24 025				
3	132	17 424	264	69 696	167	27 889	271	73 441	535	286 225
	125	15 625			137	18 769				
	139	19 321			134	17 956				
$\sum_{ik}$	867				920				$\sum_{ijk} = 1787$	$\sum_i (\sum_{jk}^2) = 107\ 2025$
$\sum_{ik}^2$	751 689				846 400				$\sum_j (\sum_{ik}^2) = 1\ 598\ 089$	
$\sum_i (\sum_k^2)$	253 241				284 054				$\sum_{ij} (\sum_k^2) = 537\ 295$	
$\sum_{ik}^2$	126 791				142 164				$\sum X^2 = 268\ 955$	

Таблица 6. Результаты дисперсионного анализа (двухфакторная модель I типа) запасов влаги в почве двух участков в три срока наблюдений ($a = 3$, $b = 2$, $n = 2$, $N = 12$, $H = 266\ 114$, $H_A = 268\ 006$, $H_B = 266\ 348$, $H_{AB} = 268\ 648$)

Источник варьирования	ν	C	Q	F
A	3—1=2	268 006—266 114 = 1892	946	18,48 **
B	2—1=1	266 348—266 114 = 234	234	4,6 *
AB	2·1=2	266 114+268 648—268 006— 266 348=408	204	4,0 *
R	3·2(2—1)=6	268 955—268 648=307	51,2	
Все факторы в целом	12—4=11	268 955—266 114=2841	258	
	$s_R^2 = 51$	$\chi_A^2 = 186$		

* Влияние не значимо ($P < 0,95$).

** Влияние значимо при уровне значимости 0,01.

варьированием изучаемой величины X в пределах всей территории.

Практически однородными участками в пределах общей площади S можно считать такие, на которых природная дисперсия случайной величины $\sigma_{\text{пр}\gamma}^2$ составляет не менее некоторой доли $(1 - d)$ от природной дисперсии $\sigma_{\text{пр}}^2$ для всей площади S : $\sigma_{\text{пр}\gamma}^2 \geq (1 - d) \sigma_{\text{пр}}^2$ (Дмитриев, 1970б). Минимальными однородными участками будут участки такой площади S_{min} , для которых $\sigma_{\text{пр}\gamma}^2 = (1 - d) \sigma_{\text{пр}}^2$. Величина $d\sigma_{\text{пр}}^2$ есть та часть природной дисперсии, которой можно пренебречь в данном исследовании. Если $S_\gamma \geq S_{\text{min}}$, можно считать, что в пределах каждого участка площадью S_γ , взятого топографически единым массивом (а не в разных частях общей площади S), можно практически встретить все значения случайной величины, характерные для всей территории S . Точки опробования в каждый из сроков наблюдения должны располагаться в пределах площади не менее S_{min} . Топографически такие участки от срока к сроку могут перекрывать один другой.

Для отыскания S_{min} может быть использована иерархическая модель («выборка из выборок») дисперсионного анализа (Дмитриев, 1970б; Снедекор, 1961), согласно которой дисперсия σ^2 случайной величины X на площади S может быть разложена на сумму дисперсий, отражающих роль случайных факторов (аналитических погрешностей, природной неоднородности в пределах наименьшей площади исследования) и размеров площадей опробования.

Практически постановка подобного исследования сводится к тому, что вся площадь S , отведенная для режимных наблюдений,

делится на несколько участков площадью S_a и среди этих участков в случайном порядке (например, с помощью таблицы случайных чисел) выбирается a участков. Каждый из этих a участков в свою очередь делится на одинаковое число участков площадью S_b , среди которых выбирается, тоже в случайном порядке, b участков площадью S_b . Подобный процесс ведется до тех пор, пока площадь полученного участка не станет близкой к минимальной площади, технически достаточной для проведения наблюдений в один срок. На каждом из выделенных таким путем участков наименьшей площади проводится измерение случайной величины X с повторностью n .

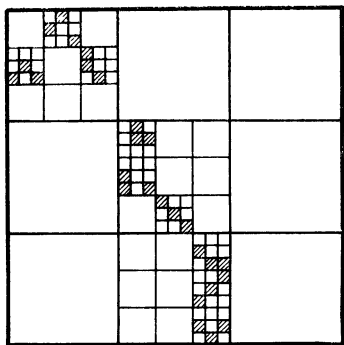


Рис. 1. Размещение случайно выбранных участков S_c (заштриховано) на общей площади опробования

Допустим, что для проведения режимных наблюдений отобрана территория площадью $S = 1$ га. Для определения площади минимального однородного участка S_{min} делим S на 9 равных частей и, случайно выбрав $a = 3$ участка площадью $S_a = 1/9$ га, делим их снова на 9 частей, из которых выбираем по $b = 3$ участка площадью $S_b = 1/81$ га в пределах каждого S_a . Разделив каждый из ab участков S_b на 9 частей, выбираем среди них по $c = 3$ участка площадью $S_c = 1/729$ га. Если нумерацию каждого из 9 участков вести слева направо и сверху вниз, то,

пользуясь табл. I (начиная со строки 00 и столбца 00 — 04, двигаясь по крайнему левому ряду цифр вниз), получим картину размещения участков S_c , представленную на рис. 1.

Если на каждом из 27 выделенных участков площадью S_c провести по $n = 2$ анализа, то объем дисперсионного комплекса будет равен $N = abc n = 54$.

Не касаясь теории дисперсионного анализа по этой схеме, опишем схему вычислений в рассматриваемой иерархической модели, где отдельные градации (индивидуальность участка данного размера) учитываемых факторов (размер участка) являются случайными (их выбор осуществляется в случайном порядке).

Для оценки роли отдельных источников варьирования изучаемой переменной случайной величины необходимо последовательно найти ряд сумм Σ и вспомогательных величин H , H_A и др., после чего вычислить числа степеней свободы, суммы квадратов центральных отклонений S и средние квадраты Q . Значимость влияния факторов оценивается с помощью критерия F . При условии значимости соответствующего фактора вычисляется оценка дисперсии (s_A^2 , s_B^2 и т. д.), характеризующая роль соответствующего источника варьирования. Обозначая буквами A , B , C учитываемые факторы

(учитываемые источники варьирования, например размер участков S_a , S_b и S_c), R — случайные факторы (неучитываемые, например, аналитические погрешности и причины, вызывающие варьирование в пределах площадок S_c), схему вычислений можно представить в виде табл. 7.

Таблица 7. Схема вычислений при дисперсионном анализе иерархического равномерного комплекса

X_{ijkl} — значение изучаемой величины; $i = 1, 2, \dots, a$; $j = 1, 2, \dots, b$; $k = 1, 2, \dots, c$; $l = 1, 2, \dots, n$; где a, b и c — числа градаций по А, В и С, n — число повторностей. Объем комплекса $N = abcn$.

$$\sum_l = \sum_l X_{ijkl}; \quad \sum_{\kappa l} = \sum_{kl} X_{ijkl}; \quad \sum_{j\kappa l} = \sum_{jkl} X_{ijkl}; \quad \sum_{ijkl} = \sum_{ijkl} X_{ijkl};$$

$$\sum X^2 = \sum_{ijkl} X_{ijkl}^2; \quad H = \frac{\sum_{ijkl}^2}{N}; \quad H_A = \frac{\sum_i \left(\sum_{jkl}^2 \right)}{bcn};$$

$$H_B = \frac{\sum_{ij} \left(\sum_{kl}^2 \right)}{cn}; \quad H_C = \frac{\sum_{ijk} \left(\sum_l^2 \right)}{n}$$

Источник варьирования	ν	C	Q	F
A	$\nu_A = a-1$	$C_A = H_A - H$	$Q_A = \frac{C_A}{\nu_A}$	$F_A = \frac{Q_A}{Q_B} \begin{matrix} \nu_1 = \nu_A \\ \nu_2 = \nu_B \end{matrix}$
B	$\nu_B = a(b-1)$	$C_B = H_B - H_A$	$Q_B = \frac{C_B}{\nu_B}$	$F_B = \frac{Q_B}{Q_C} \begin{matrix} \nu_1 = \nu_B \\ \nu_2 = \nu_C \end{matrix}$
C	$\nu_C = ab(c-1)$	$C_C = H_C - H_B$	$Q_C = \frac{C_C}{\nu_C}$	$F_C = \frac{Q_C}{Q_R} \begin{matrix} \nu_1 = \nu_C \\ \nu_2 = \nu_R \end{matrix}$
R	$\nu_R = abc \cdot \times (n-1)$	$C_R = \sum X^2 - H_C$	$Q_R = \frac{C_R}{\nu_R}$	
Сумма факторов	$\nu = N - 1$	$C = \sum X^2 - H$	$Q = \frac{C}{\nu}$	
$s_R^2 = Q_R; \quad s_A^2 = \frac{Q_A - Q_B}{bcn}; \quad s_B^2 = \frac{Q_B - Q_C}{cn}; \quad s_C^2 = \frac{Q_C - Q_R}{n}$				

Для проведения вычислений результаты наблюдений сводятся в таблицу. Примером может служить табл. 8, в которой представлены результаты определений обменного калия в образцах, отобранных на площадках S_c .

Приведенные в последней строке табл. 8 суммы позволяют вычислить вспомогательные величины (см. табл. 7):

$$H = \frac{1140^2}{54} = 24066,7; \quad H_A = \frac{444296}{3 \cdot 3 \cdot 2} = 24683,1;$$

$$H_B = \frac{152362}{3 \cdot 2} = 25393,7; \quad H_C = \frac{51574}{2} = 25787,0.$$

Дальнейшие вычисления, являющиеся числовым примером к табл. 7, представлены в табл. 9.

Влияние факторов В и С оказывается значимым, что позволяет найти оценки для дисперсий σ_B^2 и σ_C^2 , характеризующих варьирование средних значений содержания обменного калия на участках S_b в пределах S_a (s_B^2) и на участках S_c в пределах S_b (s_C^2):

$$s_B^2 = \frac{118,4 - 21,8}{3 \cdot 2} = 16,1 \text{ и } s_C^2 = \frac{21,8 - 4,26}{2} = 8,8.$$

Поскольку $F_A = 2,6 < F_{0,05} = 5,1$, влияние фактора А следует расценить как незначимое (т. е. по среднему содержанию обменного калия участки S_a нет достаточных оснований считать разными), а соответственно нулевая гипотеза, предполагающая, что $\sigma_A^2 = 0$, не отвергается. В подобных случаях обычно Q_A рассматривается как независимая оценка той же величины, что и Q_B , а это допускает усреднение Q_A и Q_B с учетом соответствующих чисел степеней свободы (Урбах, 1964; Снедекор, 1961):

$$Q_{B*} = \frac{Q_A v_A + Q_B v_B}{v_A + v_B} = \frac{C_A + C_B}{v_A + v_B}, \quad (67)$$

где Q_{B*} — усредненная оценка.

Однако в случае иерархической схемы дисперсионного анализа, когда «ступени» иерархической лестницы (фактор А, В, . . .) выбраны таким образом, что приращение общей дисперсии признака с увеличением площади опробования происходит сравнительно медленно, приращения дисперсий при переходе от одного размера площади опробования к следующему, большему размеру площади (например, от В к А) согласно критерию F могут оказаться незначимыми. Это явление особенно часто наблюдается для высших «ступеней» комплекса (для наибольших участков), где суммы квадратов отыскиваются с малым числом степеней свободы, в силу чего есть смысл число градаций по таким факторам брать побольше (можно и за счет уменьшения числа градаций факторов в нижних ступенях комплекса, чтобы не увеличивать объема работы).

Учитывая подобную особенность иерархического комплекса, можно рекомендовать усреднение тех средних квадратов, для которых $F < 1$. В случае, когда $1 < F < F_\alpha$, для соответствующего фактора можно вычислить оценку дисперсии, хотя она и будет статистически незначимой.

Таблица 8. Рабочая таблица для вычислений необходимых сумм при проведении дисперсионного анализа по иерархической схеме ($a = 3, b = 3, c = 3, n = 2, N = 54$)

$i(i=1, 2, \dots, a)$	$j(j=1, 2, \dots, b)$	$k(k=1, 2, \dots, c)$	X_{ijkl}	X^2_{ijkl}	$\sum_i$	$\sum^2_i$	$\sum_{kl}$	$\sum^2_{kl}$	$\sum_{jkl}$	$\sum^2_{jkl}$
1	1	1	27 33	729 1089	60	3600	179	32 041	464	215 296
		2	30 33	900 1089	63	3969				
		3	28 28	784 784	56	3136				
	2	1	24 20	576 400	44	1936	135	18 225		
		2	25 24	625 576	49	2401				
		3	18 24	324 576	42	1764				
	3	1	26 27	676 729	53	2809	150	22 500		
		2	25 26	625 676	51	2601				
		3	22 24	484 576	46	2116				
2	1	1	26 28	676 784	54	2916	135	18 225	354	125 316
		2	25 23	625 529	48	2304				
		3	17 16	289 256	33	1089				
	2	1	18 22	324 484	40	1600	132	17 424		
		2	21 21	441 441	42	1764				
		3	23 27	529 729	50	2500				
	3	1	12 16	144 256	28	784	87	7569		
		2	12 14	144 196	26	676				
		3	18 15	324 225	33	1089				
3	1	1	15 17	225 289	32	1024	104	10 816	322	103 684
		2	16 17	256 289	33	1089				
		3	18 21	324 441	39	1521				
	2	1	26 30	676 900	56	3136	139	19 321		
		2	17 18	289 324	35	1225				
		3	25 23	625 529	48	2304				
	3	1	10 11	100 121	21	441	79	6241		
		2	10 12	100 144	22	484				
		3	16 20	256 400	36	1296				
Σ			1140	25 902		51 574		152 362		444 296

Таблица 9. Дисперсионный анализ данных по содержанию обменного калия в почве

Источник варьирования	Число степеней свободы ν	Сумма квадратов S	Средний квадрат Q	F
А (участки S_a в пределах S)	$3-1=2$	$24\ 683,1 - 24\ 066,7 = 616,4$	$\frac{616,4}{2} = 308,2$	$\frac{308,2}{118,4} = 2,6^*$
В (участки S_b в пределах S_a)	$3(3-1)=6$	$25\ 393,7 - 24\ 683,1 = 710,6$	$\frac{710,6}{6} = 118,4$	$\frac{118,4}{21,8} = 5,4^{**}$
С (участки S_c в пределах S_b)	$3 \cdot 3(3-1)=18$	$25\ 787,0 - 25\ 393,7 = 393,3$	$\frac{393,3}{18} = 21,8$	$\frac{21,8}{4,26} = 5,1^{***}$
Р (случайные факторы в пределах S_c)	$3 \cdot 3 \cdot 3(2-1)=27$	$25\ 902 - 25\ 787,0 = 115,0$	$\frac{115,0}{27} = 4,26$	
Суммарные источники	$54-1=53$	$25\ 902 - 24\ 066,7 = 1835,3$	$\frac{1835,3}{53} = 34,6$	

* Влияние не значимо ($\alpha > 5\%$). ** Влияние значимо с 1%-ным уровнем значимости.

*** Влияние значимо с 0,1%-ным уровнем значимости.

Так, для σ_A^2 получим $s_A^2 = (308,2 - 118,4) / 3 \cdot 3 \cdot 2 = 10,5$. Оценкой случайного варьирования, обусловленного аналитическими погрешностями и природной неоднородностью содержания обменного калия в пределах отдельных участков S_c , служит $s_R^2 = Q_R = 4,3$. Оценкой для дисперсии σ^2 , характеризующей колебание значений X под влиянием всех учитываемых и случайных факторов, служит $s^2 = Q = 34,6$.

В рассматриваемом случае предполагается, что дисперсия σ^2 случайной величины X в пределах площади S может быть представлена в виде суммы:

$$\sigma^2 = \sigma_A^2 + \sigma_B^2 + \sigma_C^2 + \sigma_R^2.$$

Для соответствующих оценок дисперсий это равенство выдерживается лишь приблизительно (поскольку s^2 , s_A^2 и др. являются лишь оценками):

$$34,6 \approx 10,5 + 16,1 + 8,8 + 4,3 = 39,7.$$

В оценке случайной дисперсии s_R^2 участие принимают не только природные факторы (различия в содержании обменного калия в разных образцах в пределах участков S_c), но и аналитические погрешности. Эти последние могут быть оценены величиной $s_{ан}^2$, если на ряде образцов провести анализ с некоторой повторностью (Налимов, 1960; Дмитриев, 1968). Располагая оценками аналитической и случайной дисперсий $s_{ан}^2$ и s_R^2 , можно получить оценку

природной дисперсии в пределах участков S_c

$$s_{R_{\text{пр}}}^2 = s_R^2 - s_{\text{ан}}^2 \quad (68)$$

и оценку природной дисперсии $s_{\text{пр}}^2$ в пределах всей площади S , которую применительно к задаче, связанной с нахождением S_{min} , можно найти согласно выражению

$$s_{\text{пр}}^2 = s_A^2 + s_B^2 + s_C^2 + s_{R_{\text{пр}}}^2. \quad (69)$$

Так, если используемый метод определения обменного калия характеризуется $s_{\text{ан}}^2 = 2,7$, то $s_{R_{\text{пр}}}^2 = 4,3 - 2,7 = 1,6$ и $s_{\text{пр}}^2 = 10,5 + 16,1 + 8,8 + 1,6 = 37,0$.

Располагая полученными данными, можно оценить минимальную площадь S_{min} однородного в пределах S участка. Выбор S_{min} связан с тем, какой частью d общей природной дисперсии можно пренебречь, а это в немалой мере определяется временной изменчивостью изучаемой случайной величины, задачами исследования и другими причинами.

Действительно, если влажность почвы во времени меняется сравнительно с пространственным ее варьированием весьма существенно (не для всех почв, естественно), то содержание обменного калия во времени не претерпевает столь заметных изменений, а содержание гумуса и ряда других компонентов состава почвы меняется во времени очень незначительно. В связи с этим при проведении наблюдений за динамикой влажности почвы можно пренебречь заметной частью природной дисперсии, но этого нельзя допустить при наблюдении за процессами накопления или разрушения гумуса.

Для определения S_{min} можно воспользоваться следующими рассуждениями. Если дисперсия случайной величины X на площади S есть σ^2 , а аналитическая дисперсия равна $\sigma_{\text{ан}}^2$, то при родная дисперсия $\sigma_{\text{пр}}^2 = \sigma^2 - \sigma_{\text{ан}}^2$. Площадь S_{min} должна обеспечивать получение дисперсии величины X , составляющей не менее $(1 - d) \sigma_{\text{пр}}^2$. Если с площади S_{min} отбирается n образцов, то дисперсия $\sigma_{\bar{X}}^2$ выборочных оценок средних $\bar{X}$ по разным срокам, обусловленная только пространственным варьированием X в пределах S_{min} , переменной пространственного положения S_{min} и аналитическими погрешностями (изменения значения X в связи с временной динамикой не учитываются), оказывается равной

$$\sigma_{\bar{X}}^2 = \frac{\sigma_{\text{пр}}^2 (1 - d) + \sigma_{\text{ан}}^2}{n} + d \sigma_{\text{пр}}^2. \quad (70)$$

Величина $d \sigma_{\text{пр}}^2$ в формуле (70) есть та часть общей природной дисперсии, которой считается допустимым пренебречь в данном исследовании. Чтобы существенно не влиять на $\sigma_{\bar{X}}$, $d \sigma_{\text{пр}}^2$ должно быть в какое-то число p раз меньше второго слагаемого в формуле

(70). Можно показать, что для заданного p

$$d \leq \frac{\sigma_{\text{пр}}^2 + \sigma_{\text{ан}}^2}{\sigma_{\text{пр}}^2 (pn + 1)}. \quad (71)$$

Из полученного выражения следует, что доля d от общей дисперсии зависит от повторности n , однако n в свою очередь определяется величиной d , так как результаты анализов образцов, отобранных на площади $S_{\text{мин}}$, имеют дисперсию $(1 - d) \sigma_{\text{пр}}^2$, на которую приходится ориентироваться, оценивая повторность $\hat{n}$ при планировании эксперимента [см. формулы (62) и (63)]:

$$\hat{n} = \frac{2t_{\alpha}^2 [\sigma_{\text{пр}}^2 (1 - d) + \sigma_{\text{ан}}^2]}{\hat{D}^2}, \quad (72)$$

где $\hat{D}$ — минимальная величина различий между средними для соседних сроков. Подставляя выражение (72) в (71), получим

$$d \leq \frac{\hat{D}^2}{2pt_{\alpha}^2 \sigma_{\text{пр}}^2}. \quad (73)$$

Полученное выражение допустимо распространить на случай, когда вместо $\sigma_{\text{пр}}^2$ мы располагаем ее оценкой $s_{\text{пр}}^2$:

$$d \leq \frac{\hat{D}^2}{2pt_{\alpha}^2 s_{\text{пр}}^2}, \quad (74)$$

где t_{α} можно брать для $v = \infty$.

Таким образом, располагая оценкой природной дисперсии в пределах площади S и задав p , исходя из соображений, изложенных ранее (см. выше примечание к разделу «Ошибки функций случайных величин»), можно найти d , а соответственно оценить и $S_{\text{мин}}$, если обратиться к результатам проведенного дисперсионного анализа.

Так, если при наблюдении за динамикой содержания обменного калия, имея $s_{\text{пр}}^2 = 37,0$, принять $p = 4$ и $\hat{D} = 5$, то при $t_{0,05} = 1,96$ получим

$$d \leq \frac{5^2}{2 \cdot 4 \cdot 1,96^2 \cdot 37,0} = 0,021.$$

Следовательно, $S_{\text{мин}}$ должна быть такова, чтобы в ее пределах дисперсия оценивалась величиной $s_{\text{мин}}^2 = (1 - 0,021) 37,0 = 36,2$. Если бы природная дисперсия для содержания обменного калия равнялась полученной величине в пределах наименьшей из площадей (S_c), то за $S_{\text{мин}}$ можно было бы взять S_c . Однако в пределах этих площадей $s_{\text{пр}}^2 = 1,6$. В пределах одного участка площадью S_b величина оценки природной дисперсии увеличивается до $1,6 + + 8,8 = 10,4$, но это тоже меньше 36,2. В пределах S_a оценка дисперсии оказывается уже равной $1,6 + 8,8 + 16,1 = 26,5$, но по-

скольку $26,5 < 36,2$, приходится признать, что в данном случае S_{min} должна быть по размерам где-то между S_a и S , а поскольку сведений, могущих уточнить эту границу, нет, приходится признать $S_{min} = S$, т. е. каждый срок точки опробования должны характеризовать всю площадь S , размещаясь по территории лучше всего в случайном порядке. Необходимая повторность при этом согласно формуле (72), если там заменить дисперсии их оценками, оказывается $\hat{n} = 13$.

Если в рассмотренном примере взять $\hat{D} = 10$, оставив $p = 4$, то окажется, что S_{min} все же следует приравнять S , но необходимая повторность в исследовании сократится до $\hat{n} = 3$.

АНАЛИЗ ПРОСТРАНСТВЕННЫХ И ВРЕМЕННЫХ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЕЙ

В последнее время в почвоведении все чаще начинает находить применение корреляционный анализ. При этом нередко наблюдаются случаи некорректного использования этого анализа, что обычно связано с незнанием условий его применимости. Коэффициент корреляции, как показатель связи между случайными величинами X и Y , введен для случая, когда обе случайные величины, и X и Y , имеют нормальное распределение, а выборки являются случайными. Только при соблюдении этих условий можно оценить достоверность выборочного коэффициента корреляции r и интерпретировать его величину (Ezekiel, Fox, 1961).

Когда по обоим признакам выборки могут считаться случайными, но величина X или Y не имеет нормального распределения, вычисленное выборочное значение коэффициента корреляции r можно рассматривать как случайную оценку для генерального коэффициента корреляции ρ , однако оценка значимости, а равно и интерпретация величины ρ вызывают известные трудности и сомнения (Ezekiel, Fox, 1961). Еще более сложно обстоит дело, когда какая-либо из выборок не может считаться случайной, что бывает весьма часто.

Рассмотрение специфики почвенных исследований говорит о том, что условия, допускающие грамотное применение корреляционного анализа, встречаются далеко не так часто. Видимо, особенно мало оснований применять корреляционный анализ при режимных исследованиях, так как распределение случайных величин во времени практически всегда отлично от нормального.

Автокорреляционный анализ и радиус корреляции

Принципы корреляционного анализа тем не менее могут быть эффективно использованы при анализе закономерностей пространственной изменчивости переменной величины, без знания которых нельзя правильно спланировать наблюдения.

Если вдоль некоторой линии опробования через равные интервалы расстояния проводить измерения переменной величины (глубины горизонтов, влажности на определенной глубине и пр.), то значения этой переменной в соседних точках опробования могут оказаться не независимыми. Это проявляется в том, что значения X в соседних точках оказываются отличными друг от друга меньше (больше), чем это было бы при полной их независимости в данных условиях. Совершенно ясно, что чем ближе располагаются точки опробования одна от другой, тем эта связь должна быть больше. Наличие связи между членами одного ряда (пространственного или временного) получило название *автокорреляции*.

Степень автокорреляционной связи зависит от расстояния sk между сравниваемыми точками опробования, где s — расстояние между соседними точками, а k — число таких расстояний. Для разных k степень связи может быть измерена с помощью коэффициента автокорреляции ρ_k , оценкой которого является (Смирнов, Дунин-Барковский, 1969)

$$r_k = \frac{\sum_{i=1}^{n-k} (X_i - \bar{X})(X_{i+k} - \bar{X})}{\sqrt{\left[\sum_{i=1}^{n-k} (X_i - \bar{X})^2 \right] \left[\sum_{i=1}^{n-k} (X_{i+k} - \bar{X})^2 \right]}}, \quad (75)$$

где X_i — i -е значение переменной величины ($i = 1, 2, \dots, n$; n — число наблюдений); $\bar{X}$ — оценка среднего; $k = 0, 1, 2, \dots$

Каждое значение X_i в упорядоченной последовательности можно рассматривать как значение соответствующей случайной величины $X(t)$ в некоторой точке t . Пространственные и временные последовательности случайных величин $X(t)$ в статистике называются *случайным процессом* или *случайной функцией* (Уилкс, 1967; Вентцель, 1969). Случайная функция $X(t)$ называется *стационарной*, если все ее вероятностные характеристики (среднее, дисперсия и пр.) не зависят от t . *Нестационарная* функция характеризуется тем, что она имеет определенную тенденцию развития во времени или пространстве, или так называемый *тренд*. Характеристики такой функции зависят от начала отсчета в пространстве или времени.

В принципе мы можем взять не одну линию опробования, а несколько, каждой из которых будет соответствовать своя последовательность случайных величин $X(t)$. Каждая такая последовательность именуется *реализацией* случайной функции. Если характеристики случайной функции (среднее, дисперсия и др.) по одной реализации (достаточно длинной, т. е. при большом n) приближенно равны соответствующим характеристикам по множеству реализаций, то случайная функция считается *эргодической* и в таком случае о свойствах функции можно судить по одной реализации (Вентцель, 1969).

Как следует из формулы (75), при $k = 0$, т. е. когда X_i сопоставляются сами с собой, $r_0 = 1$. По мере увеличения k величина r_k с большей или меньшей скоростью уменьшается, после чего, в случае стационарности и эргодичности процесса, начинает колебаться около нулевого значения. Размах этих колебаний определяется объемом наблюдений n .

Для оценки значимости существования автокорреляции (проверяемая гипотеза состоит в том, что для $k \neq 0$ $\rho_k = 0$) можно воспользоваться сравнением r_1 с критическим значением $r_{k\alpha}$ (табл. XV). При условии, что $r_1 \geq r_{k\alpha}$ ($\rho_1 > 0$), аналогичным образом можно оценить значимость последующих r_k . Следует, однако, иметь в виду, что табл. XV (Ezekiel, Fox, 1961) составлена для так называемой циклической модели, когда по мере смещения ряда относительно самого себя последние члены ряда сопоставляются с первыми, считая, что при $i + k > n$ X_i сопоставляется с X_{i+k-n} . При этом все r_k вычисляются по n парам данных. По формуле (75) объем выборки зависит от k : каждому r_k соответствует $n_k = n - k$, что необходимо учитывать при оценке значимости r_k с помощью табл. XV.

Число наблюдений, необходимое для надежного обнаружения автокорреляции, должно быть достаточно большим (насчитывать многие десятки наблюдений), что в ряде случаев представляет известные трудности, но и при малом числе точек опробования можно получить полезную информацию о характере автокорреляции.

В качестве примера рассмотрим 30-кратное измерение мощности гор. А в некоторой почве через $c = 10$ см. Вычисляя r_k для полученной последовательности мощности гор. А ($n = 30$):

52	20	17	17	18	18	18	18	16	16	14	14	16	17	18	19
20	21	22	24	22	18	14	14	13	12	12	15	17	19		

Получим: $r_0 = 1,00$; $r_1 = 0,81$; $r_2 = 0,46$; $r_3 = 0,16$; $r_4 = -0,09$; $r_5 = -0,37$. . . Значимыми в этой последовательности оказываются r_1 и r_2 (для r_2 $n_2 = 28$ и по табл. XV $r_{k0,05} = 0,26$), следовательно, автокорреляция в рассматриваемом случае имеется и обнаруживается статистически значимо вплоть до $k = 2$, т. е. при расстоянии между точками опробования $ck = 10 \cdot 2 = 20$ см.

Минимальное расстояние между точками опробования $c_{\min}$, на котором корреляция между X_i и X_{i+k} отсутствует ($r_k = 0$), получило название *радиуса корреляции* (Бондарик, 1971). Оценка радиуса корреляции является весьма важным моментом в исследованиях. Если точки опробования оказываются расположенными ближе $c_{\min}$, значения переменной не являются уже в полной мере случайными, а это служит известным препятствием для статистической обработки соответствующих данных. Это, конечно, не означает, что такие данные не несут полезной информации, но ее количество может оказаться существенно меньшим, чем в выборке того же объема, но полученной по взаимно независимым наблю-

дениям, т. е. когда расстояние между точками опробования было по крайней мере равно $c_{\min}$ (Ezekiel, Fox, 1961).

В практическом отношении потеря информации означает, что n автокоррелированных измерений дают такую же информацию, как n_* независимых измерений (Ezekiel a. Fox, 1961):

$$n_* = \frac{n}{1 + 2r_1 + 2r_2 + \dots} \quad (76)$$

В основном отличие n от n_* определяется первыми, наиболее большими r_k , а нередко и только r_1 , если с увеличением k r_k быстро

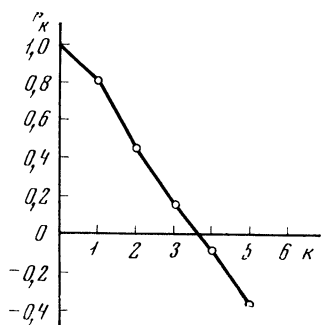
уменьшается. Так, для приведенного выше примера, ограничиваясь только значимыми коэффициентами автокорреляции $r_1 = 0,81$ и $r_2 = 0,46$, по формуле (76) получим

$$n_* = \frac{30}{1 + 2 \cdot 0,81 + 2 \cdot 0,46} = 8,47 \approx 8.$$

Следовательно, 30 автокоррелированных замеров мощности по своей информативности равноценны восьми измерениям взаимно независимым.

Нет оснований сомневаться в том, что радиус корреляции определяется особенностями конкретных почв, условиями их местонахождения, генезиса и использования, спецификой изучаемых признаков и пр., хотя

Рис 2 Зависимость коэффициента автокорреляции r_k от расстояния (в числе шагов k) между сравниваемыми точками



сведений по этому вопросу еще крайне мало (Козловский, 1970).

Величину радиуса корреляции можно найти графически, определив k , соответствующее $r_k = 0$. Поскольку (рис. 2) для $r_k = 0$ имеем $k = 3,7$, получим $c_{\min} = 3,7 \cdot 10 = 37$ см.

При достаточно большом n $c_{\min}$ можно вычислить согласно формуле, получаемой исходя из выражения (76):

$$c_{\min} = c(1 + 2r_1 + 2r_2 + \dots), \quad (77)$$

где $r_1, r_2, \dots$ — значимые значения r_k , а c — расстояние между соседними точками опробования в проведенном анализе. Так, если $c = 10$ см, а значимые r_k равны 0,81 и 0,46, получим:

$$c_{\min} = 10(1 + 2 \cdot 0,81 + 2 \cdot 0,46) = 35 \text{ см.}$$

Выявление линейного тренда с помощью коэффициента корреляции Спирмена

Наличие той или иной закономерности в последовательности значений переменной приводит к тому, что случайная функция оказывается нестационарной, что препятствует нахождению радиуса корреляции, поскольку в подобных случаях r_k не стремится к нулю.

Тренд может быть линейным и нелинейным, в том числе и циклическим, когда закономерное возрастание значений сменяется их уменьшением, и наоборот. Если есть подозрение в существовании линейного тренда, то в качестве критерия наличия тренда может быть использован ранговый коэффициент корреляции Спирмена r_s , оценивающий степень связи между экспериментально найденной последовательностью рангов (номеров мест в ранжированной последовательности) и последовательностью чисел от 1 до n . Коэффициент корреляции Спирмена находится согласно формуле

$$r_s = 1 - \frac{6 \sum d_i^2}{n(n^2 - 1)}, \quad (78)$$

где n — число элементов в ряду, а d_i — разность номеров мест, занимаемых отдельным элементом X_i в пространственном ряду и в ранжированном ряду (если несколько X_i имеют одинаковые значения, то в ранжированном ряду каждому из них приписывается ранг, соответствующий усредненному номеру занимаемых ими мест).

Чем больше линейный тренд, тем ближе r_s по абсолютной величине к единице. Значимость связи оценивается путем сравнения r_s с критическим значением r_{s_α} , извлекаемым из специальной таблицы (табл. XIV). При $n > 10$ хорошую оценку r_{s_α} можно получить согласно выражению

$$r_{s_\alpha} = \frac{t_\alpha}{\sqrt{n-1}} \left[1 - \frac{0,19}{n-1} (t_\alpha^2 - 3) \right], \quad (79)$$

где t_α берется из табл. VI для $\nu = \infty$ (Урбах, 1964).

Ниже приводится пример вычисления r_s для $n = 10$ измерений мощности гор. А, осуществленных через каждые 0,5 м расстояния (i — номер места в пространственной последовательности; R_i — ранг i -го элемента в ранжированной последовательности; $d_i = i - R_i$; X_i — значение мощности гор. А, см):

i	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
X_i	5	7	6	10	9	12	12	11	14	12
R_i	1	3	2	5	4	8	8	6	10	8
d_i	0	-1	+1	-1	+1	-2	-1	+2	-1	+2

Поскольку $\sum d_i^2 = 18$ и $n = 10$,

$$r_s = 1 - \frac{6 \cdot 18}{10(10^2 - 1)} = +0,89.$$

При $n = 10$ (табл. XIV) $r_{s_{0,01}} = 0,765$, а поэтому можно считать, что в рассматриваемой последовательности имеется линейный тренд.

Серийный критерий

Как тренд, так и автокорреляция являются причинами нарушения случайности в последовательности значений переменной. Наиболее просто проверку гипотезы о случайности в рассматриваемой последовательности можно осуществить с помощью серийного критерия (Урбах, 1964), обнаруживающего наличие как тренда, так и автокорреляции (Миллер, Кан, 1965).

Для этого, получив ряд X_i , отыскивают медиану Me , после чего, сопоставляя отдельные X_i с Me , заменяют последовательность X_i последовательностью плюсов и минусов (если первыми обозначать $X_i \geq Me$, а минусами $X_i < Me$). В полученном ряду подсчитывается число серий S , понимая под серией любую непрерывную последовательность плюсов или минусов. Так, $S = 5$ для ряда

+ - ++ - - +

При данном числе плюсов n_X и минусов n_Y случайно получить как слишком малое число серий, так и слишком большое оказывается маловероятным (Siegel, 1956), однако чаще этот критерий используют как односторонний, считая, что последовательность элементов случайна, если $S > S_\alpha$, где S_α — табулированные критические значения серийного критерия в зависимости от величин n_X и n_Y (табл. XIII). Если n_X (или n_Y) > 20 , а нулевая гипотеза состоящая в том, что последовательность плюсов и минусов случайна, верна, распределение S близко к нормальному с параметрами ($\hat{S}$ — среднее число серий при данных объемах n_X и n_Y ; σ_S^2 — дисперсия числа серий; Урбах, 1964):

$$\hat{S} = \frac{2n_X n_Y}{n} + 1 \quad (80)$$

и

$$\sigma_S^2 = \frac{2n_X n_Y (2n_X n_Y - n)}{n^2 (n - 1)}. \quad (81)$$

Поэтому, если при данных $n = n_X + n_Y$ и S $t = (\hat{S} - S - 0,5) / \sigma_S \geq t_\alpha$ при $v = \infty$, то последовательность X_i с соответствующей вероятностью считается отличной от случайной.

Этот критерий может быть использован для анализа признаков не только количественных, но и порядковых. К примеру, допустим, по радиусу от ствола дерева отобраны образцы из гор. А через каждые 20 см: $X_1, X_2, \dots, X_{20}$. Для нахождения медианы по цвету образцы были расположены в ранжированный ряд по степени выраженности серой окраски, что позволило первым десяти образцам (более светлым) приписать знак минус, а остальным — плюс. В пространственном ряду от X_1 до X_{20} последовательность знаков получалась при этом следующей:

+ + - - - - + + + + - + + - - + - - - +

Здесь $S = 9$, а при $n_x = n_y = 10$ (табл. XIII) $S_{0,05} = 6$, и, следовательно, нет каких-либо оснований считать, что последовательность образцов по окраске отлична от случайной.

Некоторые особенности временных рядов

Временные ряды, охватывающие достаточно продолжительный интервал времени, обычно обнаруживают определенную цикличность, связанную с цикличностью природных факторов. В зависимости от особенностей изучаемого признака циклы могут быть разной продолжительности. Для испаряемости, температуры почвы и воздуха, выделения CO_2 из почвы и др. характерна заметная суточная цикличность, происходящая на фоне годовой цикличности. Другие признаки, как содержание некоторых подвижных соединений в почве, агрегатный состав и пр., обнаруживают в основном годовую цикличность. В некоторых случаях цикличность имеет весьма сложный характер с переменной продолжительностью, как, например, для некоторых признаков, связанных с увлажнением почвы.

Циклы могут иметь продолжительность, измеряемую годами, десятилетиями и более длительными периодами времени. Если продолжительность временного ряда составляет лишь часть такого цикла, то временная изменчивость изучаемого признака может происходить на фоне определенной тенденции к закономерному возрастанию (убыванию) значений переменной. Аналогичная тенденция может быть также обусловлена существенным нарушением обычных условий протекания процессов, в силу чего вся система почва — окружающая среда оказывается в неустойчивом состоянии и закономерно развивается в сторону определенного динамического равновесия (например, при распахке целинных почв, при проведении различных мелиоративных мероприятий, при развитии почвообразовательных процессов на отвалах [грунтов и пр.]).

Общая картина временной изменчивости, получаемая в результате режимных наблюдений, может оказаться достаточно сложной из-за наложения циклических процессов разной продолжительности и наличия случайной вариации (методические погрешности, пространственная неоднородность объекта исследования). Характер влияния каждого из этих факторов на изучаемый признак может служить предметом специальных исследований, и в таком случае нужно либо исключить, либо учесть влияние всех остальных.

Для исключения влияния факторов, обуславливающих циклические составляющие с малой периодичностью, можно рекомендовать проведение наблюдений в какой-то один и тот же момент времени малого цикла (например, изучая динамику дыхания почвы в течение вегетационного периода, следует проводить опыты в одинаковое время суток). Полученные таким образом данные

могут укладываться в пределах одного цикла большой длительности (например, наблюдения в течение одного вегетационного сезона над дыханием почвы принадлежат к части годового цикла в этом процессе) или составлять некоторую часть направленного нециклического процесса (к примеру, содержание углерода в почве, определяемого в последовательный ряд лет после проведения дренажных работ на территории).

Для данных подобного рода можно установить значимость существования тренда (т. е. зависимость переменной от времени) с помощью дисперсионного анализа (при проведении режимных наблюдений с некоторой повторностью) и найти линию тренда либо путем сглаживания эмпирически полученной линии динамики признака во времени, либо путем более точных вычислений.

Если данные охватывают несколько циклов (например, данные по влажности, определенной примерно в одинаковые даты в течение ряда лет), то в этом случае можно определить не только усредненную по годам тенденцию изменения признака в течение года (Димо, Роде, 1968), но и характер изменчивости признака в разные моменты цикла (на одни и те же даты), что может представлять не меньший интерес для характеристики изучаемого признака, чем вид временной изменчивости самой переменной. Правда, природные факторы соседних лет наблюдения нельзя считать в полной мере независимыми, тем не менее вычисление дисперсий (или средних квадратических отклонений) для одинаковых сроков ряда лет можно считать оправданным, хотя из-за некоторой автокорреляции полученные оценки будут, видимо, занижены.

При необходимости изучения динамики явления в пределах короткого цикла опыт следует вести по возможности в такие сроки, в течение которых периодические составляющие большой длительности не оказывают существенного влияния. Если постановка таких исследований оказывается затрудненной и наличие тренда, обусловленного такими низкочастотными циклами, обнаруживается (серийным критерием, ранговым коэффициентом корреляции), можно этот тренд исключить. Для этого необходимо вычислить линию тренда, отражающую усредненную тенденцию в изменении изучаемой переменной, и отсчеты вести от этой линии.

Способ скользящей средней

Наиболее простым способом выравнивания рядов для обнаружения усредненной тенденции в развитии изучаемого признака является способ вычисления скользящей средней. В самом простом варианте можно усреднять соседние значения переменной. В таком случае эти усредненные величины будут соответствовать середине временных (или пространственных) интервалов между усредненными значениями. Если усреднение вести по трем соседним значениям, среднее будет соответствовать значению, занимающему среднее место их трех усредненных значений.

Наиболее эффективным способом выравнивания является способ, согласно которому значения X_i , для которых вычисляются соответствующие им усредненные величины $\tilde{X}_i$, берутся с большим весом, нежели соседние значения (например, X_{i-1} и X_{i+1}). Такой способ именуется способом взвешенной скользящей средней.

Если усреднение вести по пяти соседним значениям, то для каждого i -го элемента последовательности среднее взвешенное значение $\tilde{X}_i$ может быть найдено по формуле

$$\tilde{X}_i = \frac{X_{i-2} + 2X_{i-1} + 4X_i + 2X_{i+1} + X_{i+2}}{10} \quad (82)$$

Эта формула не позволяет вычислить $\tilde{X}_i$, соответствующие первым и последним двум значениям X_i . Чтобы не терять в ряду взвешенных скользящих средних четырех элементов, можно при $i < 3$ и $i > n - 2$ воспользоваться следующими формулами для вычисления $\tilde{X}_1$ и $\tilde{X}_2$ (Урбах, 1964):

$$\tilde{X}_1 = \frac{7X_1 + 5X_2 - X_3 - X_4}{10} \quad (83)$$

и

$$\tilde{X}_2 = \frac{3X_1 + 5X_2 + X_3 + X_4}{10} \quad (84)$$

Для нахождения $\tilde{X}_{n-1}$ и $\tilde{X}_n$ используют те же формулы, считая, что нумерация элементов последовательности начата с другого конца ряда. Если проведенное сглаживание покажется недостаточным, его можно повторить, используя уже полученный ряд $\tilde{X}_i$.

Для иллюстрации этого приема рассмотрим результаты определения дыхания почвы (X_i — в кг CO_2 на 1 га в час) в последовательные 10 дней наблюдения:

8,5 8,7 8,4 9,1 9,6 9,2 9,6 11,0 10,4 10,5

По формулам (83) и (84)

$$\tilde{X}_1 = \frac{7 \cdot 8,5 + 5 \cdot 8,7 - 8,4 - 9,1}{10} = 8,6,$$

$$\tilde{X}_2 = \frac{3 \cdot 8,5 + 5 \cdot 8,7 + 8,4 + 9,1}{10} = 8,6$$

и

$$\tilde{X}_{10} = \frac{7 \cdot 10,5 + 5 \cdot 10,4 - 11,0 - 9,6}{10} = 10,5,$$

$$\tilde{X}_9 = \frac{3 \cdot 10,5 + 5 \cdot 10,4 + 11,0 + 9,6}{10} = 10,4.$$

Для остальных X_i значения $\tilde{X}_i$ находятся по формуле (82):

$$\tilde{X}_3 = \frac{8,5 + 2 \cdot 8,7 + 4 \cdot 8,4 + 2 \cdot 9,1 + 9,6}{10} = 8,7 \text{ и т. д.}$$

После проведения вычислений получим ряд $\bar{X}_t$:

8,6 8,6 8,7 9,0 9,3 9,5 9,9 10,4 10,4 10,5

На рис. 3 показана исходная картина динамики интенсивности дыхания почвы (эмпирическая линия регрессии) и после сглаживания по способу взвешенной скользящей средней. Последняя может рассматриваться как линия тренда.

Сглаживание рядов не имеет прямого отношения к статистическим методам, однако этот прием очень полезен при анализе пространственных и временных последовательностей.

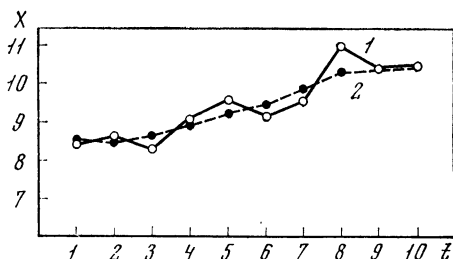


Рис. 3. Динамика процесса дыхания почвы

1 — эмпирически найденная;
2 — сглаженная по способу взвешенной скользящей средней;
t — число дней от начала опыта,
X — интенсивность дыхания в кг CO_2 на 1 га в час

Об использовании уравнений связи

Как было указано ранее, применимость корреляционного анализа ограничена довольно жесткими условиями. Значительно более обоснованным в почвенных исследованиях оказывается использование регрессионного анализа, поскольку условия его применимости менее жестки: зависимая переменная должна быть случайной нормально распределенной величиной для любого значения аргумента (времени, пространственной координаты и др.), а для обеспечения возможности оценки значимости параметров уравнения регрессии должно соблюдаться и условие однородности дисперсий зависимой переменной при различных значениях независимой переменной (Бейли, 1964; Ezekiel, Fox, 1961).

Предпочтительность использования регрессионного анализа определяется не только указанным выше обстоятельством, но и тем, что выводы в терминах теории корреляции вообще значительно менее интересны и показательны (Фишер, 1958; Финни, 1957).

Уравнение, описывающее количественную зависимость функции (зависимой переменной) от аргумента (независимой переменной), обычно именуется *уравнением регрессии*, а параметры, характеризующие количественную зависимость функции от аргумента (насколько меняется функция при изменении аргумента на единицу), получили название *коэффициентов регрессии*. Кривая, являющаяся графическим выражением уравнения, называется *теоретической линией регрессии*, в отличие от *эмпирической* линии, обычно ломаной, проводимой через эмпирически найденные точки.

Следует, однако, предостеречь от излишнего злоупотребления математическим описанием анализируемых зависимостей, если природа связи неизвестна и теоретически оправданных предположений о виде уравнения нет. Конечно, процесс подбора может завершиться нахождением уравнения, которое неплохо описывает изучаемое явление. Но не следует забывать, что не имеющее физического смысла уравнение может затушевывать весьма важные особенности явления или процесса.

Именно поэтому проведенная от руки линия регрессии или найденная путем сглаживания с помощью скользящей средней нередко оказывается гораздо более полезной, чем с большим трудом подобранное математическое описание. Следует помнить, что математическое выражение лишь тогда полезно, когда оно позволяет дополнительно вскрыть какие-то особенности процесса или помогает прогнозировать процесс, протекающий в аналогичных условиях.

В подавляющем большинстве случаев почвоведы не знают, какому уравнению подчиняется изучаемая связь, и вид подходящего уравнения выбирается лишь после получения соответствующих данных. Даже в случае, когда подобранное уравнение некоторого вида весьма удачно отражает особенности изучаемого явления, оно обычно оказывается трудно интерпретируемым, поскольку физическая его сущность остается неясной. Такие уравнения регрессии лишь *описывают, аппроксимируют* связь, но это не означает, что изучаемая связь подчиняется (или следует) соответствующему уравнению. Лишь в случае, когда уравнение выведено строго математически и фактические данные ему не противоречат, можно говорить о подчинении связи уравнению определенного вида.

В общем виде регрессионная модель зависимости Y от X может быть представлена в виде

$$Y = f(X) + \varepsilon,$$

где Y — отдельные значения случайной величины, функционально связанной с независимой переменной X уравнением определенного вида, обобщенным выражением чего служит $f(X)$, а ε — некоторая нормально распределенная случайная величина с параметрами $\mu = 0$ и дисперсией σ_R^2 (случайная составляющая, возникающая в результате воздействия на y неучтенных второстепенных факторов).

При аппроксимации связи, например уравнением прямой, каждое значение Y можно представить в виде

$$Y = \alpha + \beta X + \varepsilon,$$

где α и β — параметры уравнения, среди которых β — коэффициент регрессии, показывающий, насколько меняется Y при изменении X на единицу измерения.

Уравнение регрессии, соответствующее этой модели, имеет вид

$$y = \alpha + \beta X,$$

где $\bar{Y}$ — среднее значение функции при данном значении X (отдельные значения Y колеблются около $\bar{Y}$ с дисперсией σ_R^2). Располагая выборочными оценками a и b , для параметров α и β будем иметь

$$\tilde{Y} = a + bX,$$

где $\tilde{Y}$ — вычисленное «ожидаемое» среднее значение функционального признака при данном значении X . В общем случае чем лучше уравнение регрессии описывает зависимость между переменными, тем остаточная, случайная дисперсия σ_R^2 (и ее оценка s_R^2) будет меньше.

В большинстве случаев связи, с которыми исследователям приходится сталкиваться, относятся к криволинейным. Даже когда связь по внешнему виду приближается к прямолинейной, это очень часто оказывается следствием узкого интервала значений аргумента, в пределах которого связь изучается.

Вычисление параметров (правильнее, оценок параметров) уравнений связи, особенно когда связь оказывается сложного вида, представляет известные трудности. Эти трудности еще более возрастают, когда возникает необходимость эмпирического подбора уравнения наиболее удачного вида. В подобных случаях целесообразно использовать наиболее простые способы вычисления параметров (если для вычислений не используются ЭВМ).

Определение параметров уравнения связи по способу избранных точек

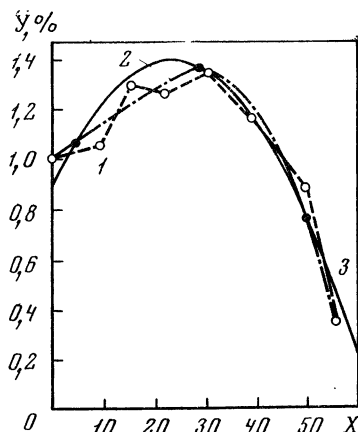
Наиболее просто параметры уравнения, предположительно описывающего рассматриваемую связь, можно найти по способу избранных точек. Для этого строится точечный график (координаты точек соответствуют значениям зависимой и независимой переменных) и от руки проводится плавная линия, отражающая усредненную тенденцию развития процесса. Линия проводится таким образом, чтобы при любом значении независимой переменной X число значений зависимой переменной Y было по обе стороны от линии примерно одинаково.

На этой линии выбирается столько точек, сколько неизвестных параметров содержится в аппроксимирующем уравнении. Точки желательно располагать подалеже одна от другой, в наиболее характерных местах кривой (в точках перегибов, например). Координаты выбранных точек подставляются в уравнения, и полученная система уравнений решается относительно определяемых параметров.

Этот метод не дает точных значений параметров, но им удобно пользоваться при подборе уравнения наиболее удачного вида, а также в тех случаях, когда уравнение регрессии содержит более трех параметров.

Рис. 4. Содержание углекислоты в почвенном воздухе ($\bar{Y}$) в зависимости от числа дней с начала наблюдения (X)

1 — эмпирическая линия регрессии;
2 — от руки проведенная линия регрессии;
3 — теоретическая линия регрессии, соответствующая уравнению параболы второго порядка



Допустим, что в почве на глубине 50 см в последовательные сроки определялось содержание CO_2 в почвенном воздухе. Рассматривая содержание CO_2 ($\bar{Y}$) как функцию от числа X дней с начала наблюдения, получим следующий ряд чисел:

| | | | | | | | | |
|-----------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| X | 0 | 9 | 16 | 22 | 31 | 39 | 50 | 56 |
| $\bar{Y}$ | 1,00 | 1,06 | 1,29 | 1,26 | 1,35 | 1,18 | 0,87 | 0,35 |

Построив точечный график (рис. 4), проведем от руки линию регрессии и, считая, что полученный вид связи может быть аппроксимирован уравнением параболы 2-го порядка вида

$$\bar{Y} = a + b_1X + b_2X^2,$$

в котором нужно определить три коэффициента a , b_1 и b_2 , возьмем на проведенной от руки кривой три точки с координатами $X_1 = 5$, $\bar{Y}_1 = 1,07$, $X_2 = 30$, $\bar{Y}_2 = 1,35$ и $X_3 = 50$, $\bar{Y}_3 = 0,76$. Подставив эти данные в уравнение параболы, получим систему из трех уравнений:

$$\begin{cases} a + 5b_1 + 5^2b_2 = 1,07, \\ a + 30b_1 + 30^2b_2 = 1,35, \\ a + 50b_1 + 50^2b_2 = 0,76, \end{cases}$$

решая которую относительно a , b_1 и b_2 , получим

$$a = 0,88, \quad b_1 = 0,043 \text{ и } b_2 = -0,00090.$$

Итак, уравнение регрессии, отражающее зависимость среднего содержания CO_2 в почвенном воздухе $\bar{Y}$ от числа дней с начала опыта X , имеет вид

$$\bar{Y} = 0,88 + 0,043X - 0,00090X^2.$$

Этому уравнению соответствует теоретическая линия регрессной (см. рис. 4), которая, как видно, с известным приближением может быть использована для описания изучаемой динамики.

Способ наименьшей средней ошибки

Согласно этому способу все n пар значений Y и X подставляются в уравнение, параметры которого оцениваются, что дает n уравнений. Разделив всю группу уравнений на столько примерно равных частей, сколько нужно получить оценок, уравнения в пределах этих частей суммируют, что дает систему из нужного числа уравнений, которая и решается относительно определяемых оценок.

Практически для составления k уравнений (k — число определяемых оценок) все n пар значений X и Y разбивают на k групп и в каждой группе вычисляют суммы X , Y и необходимых функций

Таблица 10. Вычисление сумм для отыскания оценок параметров уравнения параболы 2-го порядка по способу наименьшей средней ошибки

| 1 | | | 2 | | | 3 | | |
|------|----------------|------|----|----------------|------|-----|----------------|------|
| X | X ² | Y | X | X ² | Y | X | X ² | Y |
| 0 | 0 | 1,00 | 22 | 484 | 1,26 | 50 | 2500 | 0,87 |
| 9 | 81 | 1,06 | 31 | 961 | 1,35 | 56 | 3136 | 0,35 |
| 16 | 256 | 1,29 | 39 | 1521 | 1,18 | | | |
| Σ 25 | 337 | 3,35 | 92 | 2966 | 3,79 | 106 | 5636 | 1,22 |

от них, которые затем и подставляют в уравнения (коэффициентом при свободном члене a берется объем соответствующей группы).

В рассмотренном выше примере при описании связи параболой 2-го порядка для каждой группы следует найти суммы X , Y и X^2 . Разбив $n = 8$ пар на три группы, вычислим нужные нам суммы (табл. 10) и получим систему уравнений:

$$\begin{cases} 3a + 25b_1 + 337b_2 = 3,35 \\ 3a + 92b_1 + 2966b_2 = 3,79. \\ 2a + 106b_1 + 5636b_2 = 1,22. \end{cases}$$

Решив ее, найдем $a = 0,88$, $b_1 = 0,039$, $b_2 = -0,00084$, а следовательно, уравнение регрессии имеет вид

$$\tilde{Y} = 0,88 + 0,039X - 0,00084X^2.$$

Способ наименьших квадратов

Наиболее точно параметры уравнения связи могут быть оценены по способу наименьших квадратов, получившему такое название потому, что вычисленные им оценки параметров обеспечивают нахождение таких значений $\tilde{Y}$, что сумма квадратов отклонений $\tilde{Y}$ от соответствующих эмпирически найденных значений Y является наименьшей из всех возможных для уравнения данного вида: $\Sigma (Y - \tilde{Y})^2 = \min$. Этот способ позволяет вычислить искомые оценки параметров при условии, что уравнение относительно параметров линейно.

Для вычисления оценок параметров составляется система из стольких уравнений, сколько оценок требуется найти. Для получения первого уравнения системы все члены исходного уравнения, которым аппроксимируется связь, умножаются на коэффициент при первом неизвестном параметре. В полученное таким образом уравнение подставляются последовательно все n пар значений X и Y , после чего все n уравнений суммируются, что и дает первое уравнение системы.

Для получения второго уравнения системы все члены исходного уравнения умножаются на коэффициент при втором неизвестном параметре и после подстановки в полученное выражение значений X и Y все n уравнений суммируются. Аналогичным образом находят все остальные уравнения системы, решая которую, вычисляют оценки параметров уравнения связи.

Применительно к случаю, когда связь аппроксимируется уравнением

$$Y = a + b_1X + b_2X^2,$$

система уравнений для n попарно связанных значений X и Y будет иметь следующий вид (заметим, что коэффициенты при неизвестных параметрах, а следовательно, и их оценках a , b_1 и b_2 соот-

Таблица 11. Вычисление необходимых сумм (способ наименьших квадратов)

| Y | X | X* | X² | X³ | XY | X²Y |
|---------------|------------|--------------|---------------|-------------------|---------------|----------------|
| 1,00 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| 1,06 | 9 | 81 | 729 | 6 561 | 9,54 | 85,86 |
| 1,29 | 16 | 256 | 4096 | 65 536 | 20,64 | 330,24 |
| 1,26 | 22 | 484 | 10648 | 234 256 | 27,72 | 609,84 |
| 1,35 | 31 | 961 | 29791 | 923 521 | 41,85 | 1297,35 |
| 1,18 | 39 | 1 521 | 59319 | 2 313 441 | 46,02 | 1794,78 |
| 0,87 | 50 | 2 500 | 125000 | 6 250 000 | 43,50 | 2175,00 |
| 0,35 | 56 | 3 136 | 175616 | 9 834 496 | 19,60 | 1097,60 |
| Σ 8,36 | 223 | 8 939 | 405199 | 19 627 811 | 208,87 | 7390,67 |

ветственно равны 1, X и X^2):

$$\begin{cases} na + b_1 \Sigma X + b_2 \Sigma X^2 = \Sigma Y \\ a \Sigma X + b_1 \Sigma X^2 + b_2 \Sigma X^3 = \Sigma XY, \\ a \Sigma X^2 + b_1 \Sigma X^3 + b_2 \Sigma X^4 = \Sigma X^2 Y. \end{cases} \quad (85)$$

Для нахождения сумм, входящих в уравнения системы, обычно составляется подсобная таблица. Для иллюстрации техники вычислений при нахождении оценок параметров по способу наименьших квадратов обратимся к знакомому нам примеру с содержанием CO_2 в почвенном воздухе (Y) в зависимости от числа дней с начала наблюдений (X). После нахождения всех необходимых сумм (табл. 11) и учитывая, что $n = 8$, получим следующую систему уравнений, соответствующую системе (85):

$$\begin{cases} 8a + 223b_1 + 8939b_2 = 8,36, \\ 223a + 8939b_1 + 495199b_2 = 208,87, \\ 8939a + 405199b_1 + 19627811b_2 = 7390,67, \end{cases}$$

решая которую, получим уравнение связи

$$\tilde{Y} = 0,90 + 0,038X - 0,00081X^2.$$

Оценка значимости связи

Любое из полученных нами разными способами выражений связи Y от X в общем неплохо описывает эмпирически выявленную картину динамики содержания CO_2 в почвенном воздухе. Тем не менее утверждать, что этот процесс подчиняется уравнению параболы 2-го порядка, по меньшей мере неосторожно хотя бы потому, что с увеличением X (а ограничений на X не накладывается) значение Y , согласно любому из полученных уравнений связи, может сделаться отрицательным, чего физически быть не может.

Не вкладывая какого-либо физического смысла в вычисленное уравнение связи, его можно использовать для оценки уверенности, что зависимость Y от X существует. Для этого, используя принципы дисперсионного анализа, можно общую сумму квадратов отклонений отдельных значений Y от общей средней $\bar{Y}$ (C) разложить на две части: на сумму квадратов отклонений вычисленных значений $\tilde{Y}$ от $\bar{Y}$ (C_f) и на сумму квадратов отклонений Y от $\tilde{Y}$ (C_R) при всех значениях переменной X . Соответственно и общее число степеней свободы $v = n - 1$ будет разложено на две части: $v_f = k$ (k — число коэффициентов регрессии) и $v_R = n - k - 1 = v - v_f$.

Отношение Q_f/Q_R , где

$$Q_f = \frac{C_f}{v_f} \quad \text{и} \quad Q_R = \frac{C_R}{v_R}, \quad (86)$$

можно считать распределенным как F с $\nu_1 = \nu_f$ и $\nu_2 = \nu_R$, поэтому при $F \geq F_\alpha$ с соответствующей вероятностью можно утверждать, что связь между Y и X имеется.

Учитывая, что]

$$C = C_f + C_R, \quad (87)$$

можно вычислить C_f по разности, если найдены C и C_R . Величину C можно рассчитать, как в дисперсионном анализе, по формуле

$$C = \Sigma Y^2 - \frac{(\Sigma Y)^2}{n}, \quad (88)$$

а C_R — по аналогичной формуле, где вместо Y будут стоять $Z = Y - \tilde{Y}$. Если $\tilde{Y}$ вычисляются по уравнению, параметры которого найдены по способу наименьших квадратов, то $\Sigma Z = 0$ и

$$C_R = \Sigma Z^2.$$

Обращаясь к рассмотренному выше примеру и пользуясь уравнением

$$\tilde{Y} = 0,88 + 0,043X - 0,00090X^2,$$

параметры которого найдены по способу избранных точек, получим следующий ряд значений X , Y , $\tilde{Y}$ и $Z = Y - \tilde{Y}$:

| | | | | | | | | |
|-------------|------|-------|-------|-------|------|-------|------|-------|
| X | 0 | 9 | 16 | 22 | 31 | 39 | 50 | 56 |
| Y | 1,00 | 1,06 | 1,29 | 1,26 | 1,35 | 1,18 | 0,87 | 0,35 |
| $\tilde{Y}$ | 0,88 | 1,19 | 1,34 | 1,39 | 1,35 | 1,19 | 0,78 | 0,47 |
| Z | 0,12 | -0,13 | -0,05 | -0,13 | 0,00 | -0,01 | 0,09 | -1,12 |

Для значений Y и Z находим суммы $\Sigma Y = 8,36$ и $\Sigma Z = -0,23$ и суммы их квадратов $\Sigma Y^2 = 9,4696$ и $\Sigma Z^2 = 0,0733$. Отсюда согласно формуле (88)

$$C = 9,4696 - \frac{8,36^2}{8} = 0,7334 \text{ и } C_R = 0,0733 - \frac{(-0,23)^2}{8} = 0,0667.$$

Из формулы (87) $C_f = 0,7334 - 0,0667 = 0,6667$.

Поскольку в уравнении параболы 2-го порядка число коэффициентов регрессии $k = 2$, а $n = 8$, получим $\nu_f = 2$ и $\nu_R = 5$. Вычислив

$$Q_f = \frac{0,6667}{2} = 0,333 \text{ и } Q_R = \frac{0,0667}{5} = 0,0133,$$

получим $F = 0,333 : 0,0133 = 25,0 > F_{0,01} = 13,3$. Итак, особых сомнений в том, что содержание CO_2 в почвенном воздухе меняется во время наблюдений, быть не может. Оценкой случайных колебаний Y вокруг линии регрессии может служить величина $\sqrt{Q_R} = s_R = 0,12$, найденная с $\nu = 5$.

Особых преимуществ математическое описание рассматриваемого процесса по сравнению с графическим сглаживанием от руки,

однако, не имеет. По крайней мере последний способ (см. рис. 4, кривая 2) более правильно отражает тенденцию развития процесса сравнительно с теоретической линией регрессии, соответствующей математическому описанию (кривая 3).

Проведение линии регрессии от руки, конечно, отражает субъективное представление исследователя о характере связи, но в этом есть и положительная сторона, поскольку, зная особенности процесса, исследователь может более правильно наметить характер связи в области крайних значений аргумента X .

Значимость связи, отображенной от руки проведенной линией регрессии, может быть оценена с помощью критерия F . Для этого по эмпирически полученному ряду значений Y отыскивается сумма квадратов S согласно формуле (88). На точечном графике $Y = f(X)$ с проведенной от руки линией регрессии промеряются отклонения всех n эмпирических значений Y от линии регрессии $Z = Y - \tilde{Y}$ (по оси $Y!$), после чего по формуле (88), заменяя Y на Z , вычисляется остаточная сумма квадратов S_R . По разности $S - S_R$ находится сумма квадратов S_f , обусловленная существованием зависимости $Y = f(X)$.

Для нахождения чисел степеней свободы, которым соответствуют S_R и S_f , приходится по внешнему виду проведенной линии регрессии (здесь нужен известный опыт) определить, какому виду уравнения связи может кривая соответствовать. Число коэффициентов регрессии k , входящих в это уравнение, следует считать числом степеней свободы ν_f для S_f . Тогда S_R будет найдено с $\nu_R = n - k - 1$. Вычислив оценки Q_f и Q_R согласно формуле (86), находят их отношение $F = Q_f/Q_R$, и если $F \geq F_\alpha$ ($\nu_1 = \nu_f$ и $\nu_2 = \nu_R$), то связь считают значимо существующей (Ezekiel, Fox, 1961).

Множественная регрессия

Исзуемая переменная величина может рассматриваться в качестве функции нескольких переменных X , Z , U и т. д. Такая регрессия именуется *множественной*. Если зависимость от каждой из независимых переменных аппроксимируется линейной зависимостью, множественная регрессия называется *линейной*.

Проведение множественного регрессионного анализа (вычисление коэффициентов регрессии и оценка их значимости) правомерно при условии, что распределение Y при всех значениях независимых переменных близко к нормальному и имеет одинаковую дисперсию.

Наиболее простым случаем множественного регрессионного анализа является тот, когда Y рассматривается в качестве функции двух независимых переменных X и Z . Для этого случая уравнение регрессии имеет вид (линейная модель)

$$\tilde{Y} = a + b_1X + b_2Z,$$

где $\bar{Y}$ — усредненное значение Y при данных значениях X и Z а b_1 и b_2 — так называемые *частные коэффициенты регрессии* (точнее, выборочные оценки для β_1 и β_2), характеризующие изменение Y при изменении X и Z на единицу при неизменном значении второй независимой переменной.

Вычисление коэффициентов b_1 и b_2 можно осуществить по формулам

$$b_1 = \frac{C_Z C_{YX} - C_{XZ} C_{YZ}}{C_X C_Z - C_{XZ}^2} \quad (89)$$

и

$$b_2 = \frac{C_X C_{YZ} - C_{XZ} C_{YX}}{C_X C_Z - C_{XZ}^2} \quad (90)$$

Свободный член уравнения регрессии a находится по формуле

$$a = \bar{Y} - b_1 \bar{X} - b_2 \bar{Z}. \quad (91)$$

В приведенных формулах, если число групп взаимно связанных значений Y , X и Z есть n , $i = 1, 2, \dots, n$: $C_X = \sum_i (X_i - \bar{X})^2$,

$$C_Z = \sum_i (Z_i - \bar{Z})^2, C_{XZ} = \sum_i (X_i - \bar{X})(Z_i - \bar{Z}), C_{YX} = \sum_i (Y_i - \bar{Y})(X_i - \bar{X}) \text{ и } C_{YZ} = \sum_i (Y_i - \bar{Y})(Z_i - \bar{Z}),$$

а $\bar{X}$, $\bar{Z}$ и $\bar{Y}$ — средние для соответствующих переменных.

Переменная Y в том случае может считаться зависимой (линейно, поскольку модель линейная) от учитываемой независимой переменной, например от X , если соответствующий коэффициент регрессии $\beta_1 \neq 0$. Выборочные оценки коэффициентов регрессии практически никогда не получаются равными нулю, даже если $\beta = 0$. В связи с этим одной из задач регрессионного анализа является установление значимости соответствующих коэффициентов регрессии (проверяемая нулевая гипотеза есть $\beta = 0$). Для этого требуется найти остаточную сумму квадратов C_R :

$$C_R = C_Y - b_1 C_{YX} - b_2 C_{YZ}, \quad (92)$$

$$\text{где } C_Y = \sum_i (Y_i - \bar{Y})^2.$$

Сумме квадратов C_R соответствует число степеней свободы $\nu_R = n - k - 1$, где k — число независимых переменных. Для $k = 2$ $\nu_R = n - 3$. Располагая C_R и ν_R , можно вычислить оценку случайной (остаточной) дисперсии $Q_R = s_R^2 = C_R / \nu_R$,

а затем и ошибки коэффициентов регрессии s_{b_1} и s_{b_2} :

$$s_{b_1} = \frac{s_R}{\sqrt{C_X - \frac{C_{XZ}^2}{C_Z}}}; \quad (93)$$

$$s_{b_2} = \frac{s_R}{\sqrt{C_Z - \frac{C_{XZ}^2}{C_X}}}. \quad (94)$$

Отношение коэффициентов регрессии к своим ошибкам считается распределенным как t Стьюдента с $\nu = \nu_R$. Поэтому если

$$t_1 = \frac{|b_1|}{s_{b_1}} \geq t_\alpha \quad \text{и} \quad t_2 = \frac{|b_2|}{s_{b_2}} \geq t_\alpha,$$

то соответствующие коэффициенты считаются значимыми (У статистически значимо зависит от соответствующей независимой переменной).

Вычисление величин C , необходимых для нахождения как коэффициентов регрессии, так и их ошибок, проще всего вести по формуле общего вида

$$C = \sum_i u_i v_i - \frac{\sum_i u_i \sum_i v_i}{n}. \quad (95)$$

Подставляя в формулу (95) вместо u_i и v_i соответствующие переменные X , Y , Z , получим либо C_X , если $u_i = v_i = X_i$, либо C_Y , если $u_i = v_i = Y_i$, либо C_{XZ} , если $u_i = X_i$, а $v_i = Z_i$, и т. д.

В качестве примера применения множественного регрессионного анализа возьмем случай, когда изменение запаса (Y , мм) продуктивной влаги в 0,25-метровом слое почвы за одинаковые интервалы времени (10 дней) рассматривается как линейная функция средней температуры (X) и количества осадков (Z) за соответствующий период. Число интервалов, для которых были определены Y , X и Z , $n = 10$.

Для нахождения различных C по формуле (95) необходимо вычислить суммы X , Z , Y и некоторых функций от них. Все эти вычисления представлены в табл. 12.

Подставляя приведенные в последней строке табл. 12 суммы в формулу (95), найдем $C_X = 72,4$; $C_Z = 451,6$; $C_Y = 430,30$; $C_{XZ} = -44,2$; $C_{XY} = -140,3$; $C_{ZY} = 131,2$, откуда [по формулам (89), (90) и (94)]

$$b_1 = \frac{451,6 \cdot (-140,3) - (-44,2) \cdot 131,2}{72,4 \cdot 451,6 - (-44,2)^2} = -1,87,$$

$$b_2 = \frac{72,4 \cdot 131,2 - (-44,2) \cdot (-140,3)}{72,4 \cdot 451,6 - (-44,2)^2} = 0,11,$$

$$a = -5,2 - (-1,87) \cdot 16,4 - 0,11 \cdot 6,8 = 24,7$$

(средние для Y , X и Z соответственно равны; $\bar{Y} = -5,2$, $\bar{X} = 16,4$ и $\bar{Z} = 6,8$).

Таблица. 12. Вычисление сумм при проведении множественного регрессионного анализа

| Y | X | Z | X ² | Z ² | Y ² | XZ | XY | ZY |
|--------|-----|----|----------------|----------------|----------------|------|---------|--------|
| -2,2 | 17 | 7 | 289 | 49 | 4,84 | 119 | -37,4 | -15,4 |
| -5,2 | 14 | 8 | 196 | 64 | 27,04 | 112 | -72,8 | -41,6 |
| 0,6 | 15 | 24 | 225 | 576 | 0,36 | 360 | 9,0 | 14,4 |
| -10,0 | 18 | 12 | 324 | 144 | 100,00 | 216 | -180,0 | -120,0 |
| -20,4 | 21 | 4 | 441 | 16 | 416,16 | 84 | -428,4 | 81,6 |
| -8,5 | 21 | 0 | 441 | 0 | 72,25 | 0 | -178,5 | 0,0 |
| -7,6 | 15 | 0 | 225 | 0 | 57,76 | 0 | -114,0 | 0,0 |
| -4,0 | 16 | 2 | 256 | 4 | 16,00 | 32 | -64,0 | -8,0 |
| 2,4 | 14 | 5 | 196 | 25 | 5,76 | 70 | 33,6 | 12,0 |
| 2,4 | 13 | 6 | 169 | 36 | 5,76 | 78 | 31,2 | 14,4 |
| Σ-52,5 | 164 | 68 | 2762 | 914 | 705,93 | 1071 | -1001,3 | -225,8 |

Итак, уравнение множественной регрессии среднего приращения запаса влаги в 0,25-метровом слое почвы за 10 дней ($\tilde{Y}$) от средних за этот период температуры (X) и количества выпавших осадков (Z) имеет вид

$$\tilde{Y} = 24,7 - 1,87X + 0,11Z.$$

Коэффициент регрессии $b_1 = -1,87$ показывает, что повышение среднедекадной температуры воздуха на 1° при неизменной величине суммы осадков за тот же период приводит к снижению запасов влаги в 0,25-метровом слое почвы за 10 дней на 1,87 мм. Коэффициент регрессии $b_2 = 0,11$ свидетельствует о том, что при константной температуре каждый 1 мм осадков за декаду увеличивает запас влаги в почве на 0,11 мм.

Для оценки значимости коэффициентов регрессии вычислим сумму квадратов C_R [по формуле (92)], s_R и ошибки s_{b_1} и s_{b_2} [по формулам (93) и (94)]:

$$C_R = 430,30 - (-1,87) \cdot (-140,3) - 0,11 \cdot 131,2 = 153,51;$$

$$s_R^2 = \frac{153,51}{10 - 2 - 1} = 21,9; \quad s_R = 4,68;$$

$$s_{b_1} = \frac{4,68}{\sqrt{72,4 - \frac{58,2^2}{451,6}}} = 0,58;$$

$$s_{b_2} = \frac{4,68}{\sqrt{451,6 - \frac{58,2^2}{72,4}}} = 0,23,$$

откуда $t_1 = 1,87 : 0,58 = 3,22$; $t_2 = 0,11 : 0,23 = 0,48$.

Для $v = v_R = 7 t_{0,05} = 2,36$, что меньше полученного нами t_1 , поэтому с $P = 0,95$ можно утверждать, что статистически значимая зависимость изменения запасов влаги в почве от X (температуры) имеется. В отношении осадков вопрос остается открытым, поскольку отсутствие значимого влияния не есть доказательство его отсутствия. В подобных ситуациях обычно рекомендуется факторы, не оказывающие статистически значимого влияния, исключать и регрессионный анализ проводить заново.

При увеличении числа независимых переменных проведение множественного регрессионного анализа заметно усложняется в связи с возрастанием вычислительных работ. Наиболее доступно техника этих вычислений изложена у Бейли (1964).

При проведении регрессионного анализа данных режимных наблюдений нужно иметь в виду одно очень важное обстоятельство: режимные наблюдения дают сведения о процессах, в которые человек обычно не вмешивается. По сути дела мы ведем наблюдения над экспериментом, который проводит природа. Мы не можем по своему усмотрению регулировать скорость ветра, инсоляцию, влажность воздуха, температуру почвы и пр. Эксперименты такого рода являются пассивными, а в пассивных экспериментах наблюдаемые независимые переменные, как правило, сильно коррелированы с неучитываемыми факторами, что ведет к смещению оценок коэффициентов регрессии. Это смещение бывает настолько значительным, что разумная интерпретация получаемых коэффициентов оказывается затруднительной, если не невозможной, а сам регрессионный анализ иногда теряет всякий смысл (Налимов, 1971).

Литература

- Бейли Н. Статистические методы в биологии. М., «Мир», 1964.
- Большаков В. А., Дмитриев Е. А., Иванов Д. Н., Фридланд В. М. О точности почвенных и агрохимических исследований. «Почвоведение», 1973, № 8.
- Бондарик Г. К. Основы теории изменчивости инженерно-геологических свойств горных пород. М., «Недра», 1971.
- Ван дер Варден Б. Л. Математическая статистика. М., ИЛ, 1960.
- Введение в теорию порядковых статистик. М., «Статистика», 1970.
- Вентцель Е. С. Теория вероятностей. М., «Наука», 1969.
- Димо В. Н., Роде А. А. Тепловой и водный режим почв СССР. М., «Наука», 1968.
- Дмитриев Е. А. О природе ошибок результатов анализов и их оценке. — В сб.: Методы определения микроэлементов в природных объектах. Изд-во МГУ, 1968.
- Дмитриев Е. А. О доверительных границах случайной величины. — Биологические науки, 1969, № 9.
- Дмитриев Е. А. Об оценке достаточного объема выборочных наблюдений. — В сб.: Закономерности пространственного варьирования свойств почв и информационно-статистические методы их изучения. М., «Наука», 1970а.
- Дмитриев Е. А. Об использовании дисперсионного анализа при изучении пространственной вариабельности свойств почв. — В сб.: Закономерности пространственного варьирования свойств почв и информационно-статистические методы их изучения. М., «Наука», 1970б.

- Дмитриев Е. А.* Об использовании математической статистики в почвоведении. — Почвоведение, 1972, № 5.
- Козловский Ф. И.* Почвенный индивидуум и методы его определения. — В сб.: Закономерности пространственного варьирования свойств почв и информационно-статистические методы их изучения. М., «Наука», 1970.
- Крамбейн У., Грейбилл Ф.* Статистические модели в геологии. «Мир», 1969.
- Миллер Р., Кан Д.* Статистический анализ в геологических науках. М., «Мир», 1965.
- Налимов В. В.* Применение математической статистики при анализе вещества. М., Физматгиз, 1960.
- Налимов В. В.* Теория эксперимента. М., «Наука», 1971.
- Немчинов В. С.* Сельскохозяйственная статистика с основами общей теории. М., Сельхозгиз, 1945.
- Нейман Ю.* Вводный курс теории вероятностей и математической статистики. М., «Наука», 1968.
- Плохинский Н. А.* Биометрия. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1961.
- Роде А. А.* Основы учения о почвенной влаге, т. II. Методы изучения водного режима почв. Л., Гидрометеониздат, 1969.
- Смирнов Н. В., Дунин-Барковский И. В.* Курс теории вероятностей и математической статистики. М., «Наука», 1969.
- Снедекор Дж. У.* Статистические методы в применении к исследованиям в сельском хозяйстве и биологии. М., Сельхозгиз, 1961.
- Уилкс С.* Математическая статистика. М., «Наука», 1967.
- Урбах В. Ю.* Биометрические методы. М., «Наука», 1964.
- Финни Д. Д.* Применение статистики в опытном деле. М., Госстатиздат, 1957.
- Фишер Р. А.* Статистические методы для исследователей. М., Госстатиздат, 1958.
- Хикс Ч.* Основные принципы планирования эксперимента. М., «Мир», 1967.
- Ezekiel M., Fox K. A.* Methods of correlation and regression analysis. John Wiley a. Sons, Inc., New York, London, 1961.
- Siegel S.* Nonparametrik statistics for the behavioral sciences. McGraw — Hill Book Company, New York, 1956.

Таблица I. Таблица случайных чисел (2500 случайных цифр)

| | 00-04 | 05-09 | 10-14 | 15-19 | 20-24 | 25-29 | 30-34 | 35-39 | 40-44 | 45-49 |
|----|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 00 | 54463 | 22662 | 65905 | 70639 | 79365 | 67382 | 29085 | 69831 | 47058 | 08186 |
| 01 | 15389 | 85205 | 18850 | 39226 | 42249 | 90669 | 96325 | 23248 | 60933 | 26927 |
| 02 | 85941 | 40756 | 82414 | 02015 | 13858 | 78030 | 16269 | 65978 | 01385 | 15345 |
| 03 | 61149 | 69440 | 11286 | 88218 | 58925 | 03638 | 52862 | 62733 | 33451 | 77455 |
| 04 | 05219 | 81619 | 10651 | 67079 | 92511 | 59888 | 84502 | 72095 | 83463 | 75577 |
| 05 | 41417 | 98326 | 87719 | 92294 | 46614 | 50948 | 64886 | 20002 | 97365 | 30976 |
| 06 | 28357 | 94070 | 20652 | 35774 | 16249 | 75019 | 21145 | 05217 | 47286 | 76305 |
| 07 | 17783 | 00015 | 10806 | 83091 | 91530 | 36466 | 39981 | 62481 | 49177 | 75779 |
| 08 | 40950 | 84820 | 29881 | 85966 | 62800 | 70326 | 84740 | 62660 | 77379 | 90279 |
| 09 | 82995 | 64157 | 66164 | 41180 | 10089 | 41757 | 78258 | 96488 | 88629 | 37231 |
| 10 | 96754 | 17676 | 55659 | 44105 | 47361 | 34833 | 86679 | 23930 | 53249 | 27083 |
| 11 | 34357 | 88040 | 53364 | 71726 | 45690 | 66334 | 60332 | 22554 | 90600 | 71113 |
| 12 | 06318 | 37403 | 49927 | 57715 | 50423 | 67372 | 63116 | 48888 | 21505 | 80182 |
| 13 | 62111 | 52820 | 07243 | 79931 | 89292 | 84767 | 85693 | 73947 | 22278 | 11551 |
| 14 | 47534 | 09243 | 67879 | 00544 | 23410 | 12740 | 02540 | 54440 | 32949 | 13491 |
| 15 | 98614 | 75993 | 84460 | 62846 | 59844 | 14922 | 48730 | 73443 | 48167 | 34770 |
| 16 | 24856 | 03648 | 44898 | 09351 | 98795 | 18644 | 39765 | 71058 | 90368 | 44104 |
| 17 | 96887 | 12479 | 80621 | 66223 | 86085 | 78285 | 02432 | 53342 | 42846 | 94771 |
| 18 | 90801 | 21472 | 42815 | 77408 | 37390 | 76766 | 52615 | 32141 | 30268 | 18106 |
| 19 | 55165 | 77312 | 83666 | 36028 | 28420 | 70219 | 81369 | 41943 | 47366 | 41067 |
| 20 | 75884 | 12952 | 84318 | 95108 | 72305 | 64620 | 91318 | 89872 | 45375 | 85436 |
| 21 | 16777 | 37116 | 58550 | 42958 | 21460 | 43910 | 01175 | 87894 | 81378 | 19620 |
| 22 | 46230 | 43877 | 80207 | 88877 | 89380 | 32992 | 91380 | 03164 | 98656 | 59337 |
| 23 | 42902 | 66892 | 46134 | 01432 | 94710 | 23474 | 20423 | 60137 | 60609 | 13119 |
| 24 | 81007 | 00333 | 39693 | 28039 | 10154 | 95425 | 39220 | 19774 | 31782 | 49037 |
| 25 | 68089 | 01121 | 51111 | 72373 | 06902 | 74373 | 96199 | 97017 | 41273 | 21546 |
| 26 | 20411 | 67081 | 89950 | 16944 | 93054 | 87687 | 96693 | 87236 | 77054 | 33848 |
| 27 | 58212 | 13160 | 06468 | 15718 | 82627 | 76999 | 05999 | 58680 | 96739 | 63700 |
| 28 | 70577 | 42866 | 24969 | 61210 | 76046 | 67699 | 42054 | 12696 | 93758 | 03283 |
| 29 | 94522 | 74358 | 71659 | 62038 | 79643 | 79169 | 44741 | 05437 | 39038 | 13163 |
| 30 | 42626 | 86819 | 85651 | 88678 | 17401 | 03252 | 99548 | 32404 | 17918 | 62880 |
| 31 | 16051 | 33763 | 57194 | 16752 | 54450 | 19031 | 58580 | 47629 | 54132 | 60631 |
| 32 | 08244 | 27647 | 33851 | 44705 | 94211 | 46716 | 11738 | 55784 | 95374 | 72655 |
| 33 | 59497 | 04392 | 09419 | 89964 | 51211 | 04894 | 72882 | 17805 | 21896 | 83864 |
| 34 | 97155 | 13428 | 40293 | 09985 | 58434 | 01412 | 69124 | 82171 | 59058 | 82859 |
| 35 | 98409 | 66162 | 95763 | 47420 | 20792 | 61527 | 20441 | 39435 | 11859 | 41567 |
| 36 | 45476 | 84882 | 65109 | 96597 | 25930 | 66790 | 65706 | 61203 | 53634 | 22557 |
| 37 | 89300 | 69700 | 50741 | 30329 | 11658 | 23166 | 05400 | 66669 | 48708 | 03887 |
| 38 | 50051 | 95137 | 91631 | 66315 | 91428 | 12275 | 24816 | 68091 | 71710 | 33258 |
| 39 | 31753 | 85178 | 31310 | 89642 | 98364 | 02306 | 84617 | 09609 | 83942 | 22716 |
| 40 | 79152 | 53829 | 77250 | 20190 | 56535 | 18760 | 69942 | 77448 | 33278 | 44805 |

Таблица I (окончание)

| | 00-04 | 05-09 | 10-14 | 15-19 | 20-24 | 29-29 | 30-34 | 35-39 | 40-44 | 45-49 |
|----|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 41 | 44560 | 38750 | 83635 | 56540 | 64900 | 42912 | 13953 | 79149 | 18710 | 68618 |
| 42 | 68328 | 83378 | 63369 | 71381 | 39564 | 05615 | 42451 | 64559 | 97501 | 65747 |
| 43 | 46939 | 38689 | 58625 | 08342 | 30459 | 85863 | 20781 | 09284 | 26333 | 91777 |
| 44 | 83544 | 86141 | 15707 | 86256 | 23068 | 13782 | 08467 | 89469 | 93842 | 55349 |
| 45 | 91621 | 00881 | 04900 | 54224 | 46177 | 55309 | 17852 | 27491 | 89415 | 23466 |
| 46 | 91896 | 67126 | 04151 | 03795 | 59077 | 11848 | 12630 | 98375 | 52068 | 60142 |
| 47 | 55751 | 62515 | 21108 | 80830 | 02263 | 29303 | 37204 | 96926 | 30506 | 09808 |
| 48 | 85156 | 87689 | 95493 | 88842 | 00664 | 55017 | 55539 | 17771 | 69448 | 87530 |
| 49 | 07521 | 56898 | 12236 | 60277 | 39102 | 62315 | 12239 | 07105 | 11844 | 01117 |

Таблица II. Интеграл вероятностей $\Phi(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_0^x e^{-\frac{x^2}{2}} \cdot dx$

(нуль целых и запятая опущены)

| x | 0 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|-----|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 0,0 | 00000 | 00399 | 00798 | 01197 | 01595 | 01994 | 02392 | 02790 | 03188 | 03586 |
| 0,1 | 03983 | 04380 | 04776 | 05172 | 05567 | 05962 | 06356 | 06749 | 07142 | 07535 |
| 0,2 | 07926 | 08317 | 08706 | 09095 | 09483 | 09871 | 10257 | 10642 | 11026 | 11409 |
| 0,3 | 11791 | 12172 | 12552 | 12930 | 13307 | 13683 | 14058 | 14431 | 14803 | 15173 |
| 0,4 | 15542 | 15910 | 16276 | 16640 | 17003 | 17364 | 17724 | 18082 | 18439 | 18793 |
| 0,5 | 19146 | 19497 | 19847 | 20194 | 20540 | 20884 | 21226 | 21566 | 21904 | 22240 |
| 0,6 | 22575 | 22907 | 23237 | 23565 | 23891 | 24215 | 24537 | 24857 | 25175 | 25490 |
| 0,7 | 25804 | 26115 | 26424 | 26730 | 27035 | 27337 | 27637 | 27935 | 28230 | 28524 |
| 0,8 | 28814 | 29108 | 29389 | 29673 | 29955 | 30234 | 30511 | 30785 | 31057 | 31327 |
| 0,9 | 31594 | 31859 | 32121 | 32381 | 32639 | 32894 | 33147 | 33398 | 33646 | 33891 |
| 1,0 | 34134 | 34375 | 34614 | 34850 | 35083 | 35314 | 35543 | 35769 | 35993 | 36214 |
| 1,1 | 36433 | 36650 | 36864 | 37076 | 37286 | 37403 | 37698 | 37900 | 38100 | 38298 |
| 1,2 | 38493 | 38686 | 38877 | 39065 | 39251 | 39435 | 39617 | 39796 | 39973 | 40147 |
| 1,3 | 40320 | 40490 | 40658 | 40824 | 40988 | 41149 | 41308 | 41466 | 41621 | 41774 |
| 1,4 | 41924 | 42073 | 42220 | 42364 | 42507 | 42647 | 42786 | 42922 | 43056 | 43189 |
| 1,5 | 43319 | 43448 | 43574 | 43699 | 43822 | 43943 | 44062 | 44179 | 44295 | 44408 |
| 1,6 | 44520 | 44630 | 44738 | 44845 | 44950 | 45053 | 45154 | 45254 | 45352 | 45449 |
| 1,7 | 44543 | 45637 | 45728 | 45818 | 45907 | 45994 | 46080 | 46164 | 46246 | 46327 |
| 1,8 | 46407 | 46485 | 46562 | 46638 | 46712 | 46784 | 46856 | 46926 | 46995 | 47062 |
| 1,9 | 47128 | 47193 | 47257 | 47320 | 47381 | 47441 | 47500 | 47558 | 47615 | 47670 |
| 2,0 | 47725 | 47778 | 47831 | 47882 | 47932 | 47982 | 48030 | 48077 | 48124 | 48169 |
| 2,1 | 48214 | 48257 | 48300 | 48341 | 48382 | 48422 | 48461 | 48500 | 48537 | 48574 |

Таблица II (окончание)

| x | 0 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|-----|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| 2,2 | 48610 | 48645 | 48679 | 48713 | 48745 | 48778 | 48809 | 48840 | 48870 | 48899 |
| 2,3 | 48928 | 48956 | 48983 | 49010 | 49036 | 49061 | 49086 | 49111 | 49134 | 49158 |
| 2,4 | 49180 | 49202 | 49224 | 49245 | 49266 | 49286 | 49305 | 49324 | 49343 | 49361 |
| 2,5 | 49379 | 49396 | 49413 | 49430 | 49446 | 49461 | 49477 | 49492 | 49506 | 49520 |
| 2,6 | 49534 | 49547 | 49560 | 49573 | 49585 | 49598 | 49609 | 49621 | 49632 | 49643 |
| 2,7 | 49653 | 49664 | 49674 | 49683 | 49693 | 49702 | 49711 | 49720 | 49728 | 49736 |
| 2,8 | 49744 | 49752 | 49760 | 49767 | 49774 | 49781 | 49788 | 49795 | 49801 | 49807 |
| 2,9 | 49813 | 49819 | 49825 | 49831 | 49836 | 49841 | 49846 | 49851 | 49856 | 49861 |
| 3,0 | 49865 | 49869 | 49874 | 49878 | 49882 | 49886 | 49889 | 49893 | 49896 | 49900 |
| 3,1 | 49903 | 49906 | 49910 | 49913 | 49916 | 49918 | 49921 | 49924 | 49926 | 49929 |
| 3,2 | 49931 | 49934 | 49936 | 49938 | 49940 | 49942 | 49944 | 49946 | 49948 | 49950 |
| 3,3 | 49952 | 49953 | 49955 | 49957 | 49958 | 49960 | 49961 | 49962 | 49964 | 49965 |
| 3,4 | 49966 | 49968 | 49969 | 49970 | 49971 | 49972 | 49973 | 49974 | 49975 | 49976 |
| 3,5 | 49977 | 49978 | 49978 | 49979 | 49980 | 49981 | 49981 | 49982 | 49983 | 49983 |
| 3,6 | 49984 | 49985 | 49985 | 39986 | 49986 | 49987 | 49987 | 49988 | 49988 | 49989 |
| 3,7 | 49989 | 49990 | 49990 | 49990 | 49991 | 49991 | 49992 | 49992 | 49992 | 49992 |
| 3,8 | 49993 | 49993 | 49993 | 49994 | 49994 | 49994 | 49994 | 49995 | 49995 | 49995 |
| 3,9 | 49995 | 49995 | 49995 | 49996 | 49996 | 49996 | 49996 | 49996 | 49997 | 49997 |
| 4,0 | 49997 | 49998 | 49999 | 49999 | 49999 | — | — | — | — | — |

Таблица III. Значения критерия τ_α в зависимости от объема выборки n и уровня значимости α (вероятность $\tau \geq \tau_\alpha$ равна α)

| n | Уровень значимости α | | n | Уровень значимости α | |
|-----|-----------------------------|-------|-----|-----------------------------|-------|
| | 0,05 | 0,01 | | 0,05 | 0,01 |
| 4 | 0,955 | 0,991 | 18 | 0,349 | 0,449 |
| 5 | 0,807 | 0,916 | 19 | 0,341 | 0,439 |
| 6 | 0,689 | 0,805 | 20 | 0,334 | 0,430 |
| 7 | 0,610 | 0,740 | 21 | 0,327 | 0,421 |
| 8 | 0,544 | 0,683 | 22 | 0,320 | 0,414 |
| 9 | 0,512 | 0,635 | 23 | 0,314 | 0,407 |
| 10 | 0,477 | 0,597 | 24 | 0,309 | 0,400 |
| 11 | 0,450 | 0,566 | 25 | 0,304 | 0,394 |
| 12 | 0,428 | 0,541 | 26 | 0,299 | 0,389 |
| 13 | 0,410 | 0,520 | 27 | 0,295 | 0,383 |
| 14 | 0,395 | 0,502 | 28 | 0,291 | 0,378 |
| 15 | 0,381 | 0,486 | 29 | 0,287 | 0,374 |
| 16 | 0,369 | 0,472 | 30 | 0,283 | 0,369 |
| 17 | 0,359 | 0,460 | | | |

Таблица IV. Критические значения критерия $\tau_{\max\alpha}$ в зависимости от объема выборки n (вероятность $\tau_{\max} \geq \tau_{\max\alpha}$ равна α)

| n | Уровень значимости α | | n | Уровень значимости α | |
|----|-----------------------------|------|------|-----------------------------|------|
| | 0,05 | 0,01 | | 0,05 | 0,01 |
| 3 | 1,41 | 1,42 | 28 | 2,93 | 3,26 |
| 4 | 1,71 | 1,73 | 29 | 2,94 | 3,28 |
| 5 | 1,92 | 1,97 | 30 | 2,96 | 3,29 |
| 6 | 2,07 | 2,16 | 35 | 3,02 | 3,36 |
| 7 | 2,18 | 2,31 | 40 | 3,08 | 3,42 |
| 8 | 2,27 | 2,43 | 45 | 3,12 | 3,48 |
| 9 | 2,35 | 2,53 | 50 | 3,16 | 3,52 |
| 10 | 2,41 | 2,62 | 60 | 3,22 | 3,58 |
| 11 | 2,47 | 2,69 | 70 | 3,28 | 3,64 |
| 12 | 2,52 | 2,75 | 80 | 3,33 | 3,70 |
| 13 | 2,56 | 2,81 | 90 | 3,37 | 3,74 |
| 14 | 2,60 | 2,86 | 100 | 3,40 | 3,77 |
| 15 | 2,64 | 2,90 | 120 | 3,46 | 3,83 |
| 16 | 2,67 | 2,94 | 150 | 3,53 | 3,90 |
| 17 | 2,70 | 2,98 | 200 | 3,61 | 3,98 |
| 18 | 2,73 | 3,02 | 300 | 3,73 | 4,09 |
| 19 | 2,75 | 3,05 | 400 | 3,80 | 4,17 |
| 20 | 2,78 | 3,08 | 500 | 3,87 | 4,24 |
| 21 | 2,80 | 3,11 | 600 | 3,92 | 4,28 |
| 22 | 2,82 | 3,13 | 700 | 3,96 | 4,32 |
| 23 | 2,84 | 3,16 | 800 | 3,99 | 4,35 |
| 24 | 2,86 | 3,18 | 900 | 4,02 | 4,38 |
| 25 | 2,88 | 3,20 | 1000 | 4,05 | 4,41 |
| 26 | 2,90 | 3,22 | 1500 | 4,14 | 4,50 |
| 27 | 2,91 | 3,24 | 2000 | 4,21 | 4,56 |

Таблица V. Критические значения χ^2_α в зависимости от числа степеней свободы ν для трех уровней значимости α (вероятность $\chi^2 \geq \chi^2_\alpha$ равна α)

| ν | Уровень значимости α | | | ν | Уровень значимости α | | |
|-------|-----------------------------|------|-------|-------|-----------------------------|------|-------|
| | 0,05 | 0,01 | 0,001 | | 0,05 | 0,01 | 0,001 |
| 1 | 3,8 | 6,6 | 10,8 | 6 | 12,6 | 16,8 | 22,5 |
| 2 | 6,0 | 9,2 | 13,8 | 7 | 14,1 | 18,5 | 24,3 |
| 3 | 7,8 | 11,3 | 16,3 | 8 | 15,5 | 20,1 | 26,1 |
| 4 | 9,5 | 13,3 | 18,5 | 9 | 16,9 | 21,7 | 27,9 |
| 5 | 11,1 | 15,1 | 20,5 | 10 | 18,3 | 23,2 | 29,6 |

Таблица V (окончание)

| v | Уровень значимости α | | | v | Уровень значимости α | | |
|----|-----------------------------|------|-------|-----|-----------------------------|-------|-------|
| | 0,05 | 0,01 | 0,001 | | 0,05 | 0,01 | 0,001 |
| 11 | 19,7 | 24,7 | 31,3 | 32 | 46,2 | 53,5 | 62,4 |
| 12 | 21,0 | 26,2 | 32,9 | 34 | 48,6 | 56,0 | 65,2 |
| 13 | 22,4 | 27,7 | 34,5 | 36 | 51,0 | 58,6 | 67,9 |
| 14 | 23,7 | 29,1 | 36,1 | 38 | 53,4 | 61,1 | 70,7 |
| 15 | 25,0 | 30,6 | 37,7 | 40 | 55,8 | 63,7 | 73,4 |
| 16 | 26,3 | 32,0 | 39,3 | 42 | 58,1 | 66,2 | 76,1 |
| 17 | 27,6 | 33,4 | 40,8 | 44 | 60,5 | 68,7 | 78,7 |
| 18 | 28,9 | 34,8 | 42,3 | 46 | 62,8 | 71,2 | 81,4 |
| 19 | 30,1 | 36,2 | 43,8 | 48 | 65,2 | 73,7 | 84,0 |
| 20 | 31,4 | 37,6 | 45,3 | 50 | 67,5 | 76,2 | 86,7 |
| 21 | 32,7 | 38,9 | 46,8 | 55 | 73,3 | 82,3 | 93,2 |
| 22 | 33,9 | 40,3 | 48,3 | 60 | 79,1 | 88,4 | 99,6 |
| 23 | 35,2 | 41,6 | 49,7 | 65 | 89,8 | 94,4 | 106,0 |
| 24 | 36,4 | 43,0 | 51,2 | 70 | 90,5 | 100,4 | 112,3 |
| 25 | 37,7 | 44,3 | 52,6 | 75 | 96,2 | 106,4 | 118,5 |
| 26 | 38,9 | 45,6 | 54,1 | 80 | 101,9 | 112,3 | 124,8 |
| 27 | 40,1 | 47,0 | 55,5 | 85 | 107,5 | 118,2 | 131,0 |
| 28 | 41,3 | 48,3 | 56,9 | 90 | 113,1 | 124,1 | 137,1 |
| 29 | 42,6 | 49,6 | 58,3 | 95 | 118,7 | 130,0 | 143,3 |
| 30 | 43,8 | 50,9 | 59,7 | 100 | 124,3 | 135,8 | 149,4 |

Таблица VI. Критические значения критерия Стьюдента t_α при различном числе степеней свободы v (вероятность $|t| \geq t_\alpha$ равна α)

| v | Доверительная вероятность P | | | | | | | |
|---|-----------------------------|------|------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | 0,50 | 0,80 | 0,90 | 0,95 | 0,98 | 0,99 | 0,998 | 0,999 |
| | Уровень значимости α | | | | | | | |
| | 0,50 | 0,20 | 0,10 | 0,05 | 0,02 | 0,01 | 0,002 | 0,001 |
| 1 | 1,00 | 3,08 | 6,31 | 12,71 | 31,82 | 63,66 | 318,3 | 636,6 |
| 2 | 0,82 | 1,89 | 2,92 | 4,30 | 6,96 | 9,92 | 22,33 | 31,60 |
| 3 | 0,76 | 1,64 | 2,35 | 3,18 | 4,54 | 5,84 | 10,21 | 12,94 |
| 4 | 0,74 | 1,53 | 2,13 | 2,78 | 3,75 | 4,60 | 7,17 | 8,61 |
| 5 | 0,73 | 1,48 | 2,02 | 2,57 | 3,36 | 4,03 | 5,89 | 6,86 |
| 6 | 0,72 | 1,44 | 1,94 | 2,45 | 3,14 | 3,71 | 5,21 | 5,06 |
| 7 | 0,71 | 1,42 | 1,90 | 2,36 | 3,00 | 3,50 | 4,78 | 5,40 |
| 8 | 0,71 | 1,40 | 1,86 | 2,31 | 2,90 | 3,36 | 4,50 | 5,04 |

Таблица VI (окончание)

| v | Доверительная вероятность Р | | | | | | | |
|----------|-----------------------------|------|------|------|------|------|-------|-------|
| | 0,50 | 0,80 | 0,90 | 0,95 | 0,98 | 0,99 | 0,998 | 0,999 |
| | Уровень значимости α | | | | | | | |
| | 0,50 | 0,20 | 0,10 | 0,05 | 0,02 | 0,01 | 0,002 | 0,001 |
| 9 | 0,70 | 1,38 | 1,83 | 2,26 | 2,82 | 3,25 | 4,30 | 4,78 |
| 10 | 0,70 | 1,37 | 1,81 | 2,23 | 2,76 | 3,17 | 4,14 | 4,59 |
| 11 | 0,70 | 1,36 | 1,80 | 2,20 | 2,72 | 3,11 | 4,02 | 4,44 |
| 12 | 0,70 | 1,36 | 1,78 | 2,18 | 2,68 | 3,06 | 3,93 | 4,32 |
| 13 | 0,69 | 1,35 | 1,77 | 2,16 | 2,65 | 3,01 | 3,85 | 4,22 |
| 14 | 0,69 | 1,34 | 1,76 | 2,14 | 2,62 | 2,98 | 3,79 | 4,14 |
| 15 | 0,69 | 1,34 | 1,75 | 2,13 | 2,60 | 2,95 | 3,73 | 4,07 |
| 16 | 0,69 | 1,34 | 1,75 | 2,12 | 2,58 | 2,92 | 3,69 | 4,02 |
| 17 | 0,69 | 1,33 | 1,74 | 2,11 | 2,57 | 2,90 | 3,65 | 3,96 |
| 18 | 0,69 | 1,33 | 1,73 | 2,10 | 2,55 | 2,88 | 3,61 | 3,92 |
| 19 | 0,69 | 1,33 | 1,73 | 2,09 | 2,54 | 2,86 | 3,58 | 3,88 |
| 20 | 0,69 | 1,32 | 1,72 | 2,09 | 2,53 | 2,84 | 3,55 | 3,85 |
| 21 | 0,69 | 1,32 | 1,72 | 2,08 | 2,52 | 2,83 | 3,53 | 3,82 |
| 22 | 0,69 | 1,32 | 1,72 | 2,07 | 2,51 | 2,82 | 3,50 | 3,79 |
| 23 | 0,68 | 1,32 | 1,71 | 2,07 | 2,50 | 2,81 | 3,48 | 3,77 |
| 24 | 0,68 | 1,32 | 1,71 | 2,06 | 2,49 | 2,80 | 3,47 | 3,74 |
| 25 | 0,68 | 1,32 | 1,71 | 2,06 | 2,48 | 2,79 | 3,45 | 3,72 |
| 26 | 0,68 | 1,32 | 1,71 | 2,06 | 2,48 | 2,78 | 3,44 | 3,71 |
| 27 | 0,68 | 1,31 | 1,70 | 2,05 | 2,47 | 2,77 | 3,42 | 3,69 |
| 28 | 0,68 | 1,31 | 1,70 | 2,05 | 2,47 | 2,76 | 3,41 | 3,67 |
| 29 | 0,68 | 1,31 | 1,70 | 2,04 | 2,46 | 2,76 | 3,40 | 3,66 |
| 30 | 0,68 | 1,31 | 1,70 | 2,04 | 2,46 | 2,75 | 3,38 | 3,65 |
| 40 | 0,68 | 1,30 | 1,68 | 2,02 | 2,42 | 2,70 | 3,30 | 3,55 |
| 60 | 0,68 | 1,30 | 1,67 | 2,00 | 2,39 | 2,66 | 3,23 | 3,46 |
| 120 | 0,68 | 1,29 | 1,66 | 1,98 | 2,36 | 2,62 | 3,16 | 3,37 |
| ∞ | 0,67 | 1,28 | 1,64 | 1,96 | 2,33 | 2,58 | 3,09 | 3,29 |

Таблица VII. Значения величины $\theta_\alpha = t_\alpha \sqrt{\frac{n+1}{n}}$ для различных уровней значимости α в зависимости от числа степеней свободы $\nu = n - 1$ (для нормально распределенной величины X вероятность $\bar{X} - \theta_\alpha s \geq X \geq \bar{X} + \theta_\alpha s$ равна α)

| ν | Доверительная вероятность Р | | | | | | | |
|----------|-----------------------------|------|------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | 0,50 | 0,80 | 0,90 | 0,95 | 0,98 | 0,99 | 0,998 | 0,999 |
| | Уровень значимости α | | | | | | | |
| | 0,50 | 0,20 | 0,10 | 0,05 | 0,02 | 0,01 | 0,002 | 0,001 |
| 1 | 1,22 | 3,77 | 7,73 | 15,56 | 38,97 | 77,96 | 389,7 | 779,7 |
| 2 | 0,94 | 2,48 | 3,37 | 4,97 | 8,04 | 11,46 | 25,78 | 36,49 |
| 3 | 0,86 | 1,83 | 2,63 | 3,56 | 5,08 | 6,53 | 11,42 | 14,47 |
| 4 | 0,81 | 1,68 | 2,33 | 3,04 | 4,10 | 5,04 | 7,85 | 9,43 |
| 5 | 0,79 | 1,59 | 2,18 | 2,78 | 3,63 | 4,36 | 6,36 | 7,41 |
| 6 | 0,77 | 1,54 | 2,08 | 2,62 | 3,36 | 3,96 | 5,57 | 6,37 |
| 7 | 0,75 | 1,50 | 2,01 | 2,51 | 3,18 | 3,71 | 5,07 | 5,73 |
| 8 | 0,74 | 1,47 | 1,96 | 2,43 | 3,05 | 3,54 | 4,74 | 5,91 |
| 9 | 0,74 | 1,45 | 1,92 | 2,37 | 2,96 | 3,41 | 4,51 | 5,01 |
| 10 | 0,73 | 1,43 | 1,89 | 2,33 | 2,89 | 3,31 | 4,32 | 4,79 |
| 11 | 0,73 | 1,42 | 1,87 | 2,29 | 2,83 | 3,23 | 4,18 | 4,62 |
| 12 | 0,72 | 1,41 | 1,85 | 2,26 | 2,78 | 3,17 | 4,08 | 4,48 |
| 13 | 0,72 | 1,40 | 1,83 | 2,24 | 2,74 | 3,12 | 3,98 | 4,37 |
| 14 | 0,71 | 1,39 | 1,82 | 2,22 | 2,71 | 3,07 | 3,91 | 4,28 |
| 15 | 0,71 | 1,38 | 1,81 | 2,20 | 2,68 | 3,04 | 3,84 | 4,20 |
| 16 | 0,71 | 1,38 | 1,80 | 2,18 | 2,66 | 3,01 | 3,80 | 4,13 |
| 17 | 0,71 | 1,37 | 1,79 | 2,17 | 2,64 | 2,98 | 3,75 | 4,07 |
| 18 | 0,71 | 1,36 | 1,78 | 2,15 | 2,62 | 2,95 | 3,70 | 4,02 |
| 19 | 0,70 | 1,36 | 1,77 | 2,14 | 2,60 | 2,93 | 3,67 | 3,98 |
| 20 | 0,70 | 1,36 | 1,77 | 2,14 | 2,59 | 2,91 | 3,63 | 3,94 |
| 21 | 0,70 | 1,35 | 1,76 | 2,13 | 2,57 | 2,89 | 3,61 | 3,91 |
| 22 | 0,70 | 1,35 | 1,75 | 2,12 | 2,56 | 2,88 | 3,58 | 3,87 |
| 23 | 0,70 | 1,35 | 1,75 | 2,11 | 2,55 | 2,86 | 3,55 | 3,84 |
| 24 | 0,70 | 1,34 | 1,74 | 2,10 | 2,54 | 2,85 | 3,54 | 3,82 |
| 25 | 0,70 | 1,34 | 1,74 | 2,10 | 2,53 | 2,84 | 3,51 | 3,80 |
| 26 | 0,70 | 1,34 | 1,74 | 2,09 | 2,52 | 2,83 | 3,50 | 3,78 |
| 27 | 0,70 | 1,34 | 1,73 | 2,09 | 2,52 | 2,82 | 3,48 | 3,75 |
| 28 | 0,69 | 1,34 | 1,73 | 2,08 | 2,51 | 2,81 | 3,47 | 3,74 |
| 29 | 0,69 | 1,33 | 1,73 | 2,08 | 2,50 | 2,80 | 3,46 | 3,72 |
| 30 | 0,69 | 1,33 | 1,72 | 2,07 | 2,50 | 2,79 | 3,44 | 3,70 |
| 40 | 0,69 | 1,32 | 1,70 | 2,04 | 2,45 | 2,74 | 3,34 | 3,59 |
| 60 | 0,68 | 1,31 | 1,68 | 2,02 | 2,41 | 2,68 | 3,26 | 3,49 |
| 120 | 0,68 | 1,29 | 1,66 | 1,99 | 2,37 | 2,63 | 3,17 | 3,39 |
| ∞ | 0,67 | 1,28 | 1,64 | 1,96 | 2,33 | 2,58 | 3,09 | 3,29 |

Таблица VIII. Критические значения $F_{\max, 0,05} = \frac{s_{\max}^2}{s_{\min}^2}$ (ν — число степеней свободы, с которыми найдены оценки дисперсий, k — число сравниваемых оценок дисперсий)

| ν | k | | | | | | | | | | |
|----------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
| 2 | 39,0 | 87,5 | 142 | 202 | 266 | 333 | 403 | 475 | 550 | 626 | 704 |
| 3 | 15,4 | 27,8 | 39,2 | 50,7 | 62,0 | 72,9 | 83,5 | 93,9 | 104 | 114 | 124 |
| 4 | 9,60 | 15,5 | 20,6 | 25,2 | 29,5 | 33,6 | 37,5 | 41,1 | 44,6 | 48,0 | 51,4 |
| 5 | 7,15 | 10,8 | 13,7 | 16,3 | 18,7 | 20,8 | 22,9 | 24,7 | 26,5 | 28,2 | 29,9 |
| 6 | 5,82 | 8,38 | 10,4 | 12,1 | 13,7 | 15,0 | 16,3 | 17,5 | 18,6 | 19,7 | 20,7 |
| 7 | 4,99 | 6,94 | 8,44 | 9,70 | 10,8 | 11,8 | 12,7 | 13,5 | 14,3 | 15,1 | 15,8 |
| 8 | 4,43 | 6,00 | 7,18 | 8,12 | 9,03 | 9,78 | 10,5 | 11,1 | 11,7 | 12,2 | 12,7 |
| 9 | 4,03 | 5,44 | 6,31 | 7,11 | 7,80 | 8,41 | 8,95 | 9,45 | 9,91 | 10,3 | 10,7 |
| 10 | 3,72 | 4,85 | 5,67 | 6,34 | 6,92 | 7,42 | 7,87 | 8,28 | 8,66 | 9,01 | 9,34 |
| 12 | 3,28 | 4,16 | 4,79 | 5,30 | 5,72 | 6,09 | 6,42 | 6,72 | 7,00 | 7,25 | 7,48 |
| 15 | 2,86 | 3,54 | 4,01 | 4,37 | 4,68 | 4,95 | 5,19 | 5,40 | 5,59 | 5,77 | 5,93 |
| 20 | 2,46 | 2,95 | 3,29 | 3,54 | 3,76 | 3,94 | 4,10 | 4,24 | 4,37 | 4,49 | 4,59 |
| 30 | 2,07 | 2,40 | 2,61 | 2,78 | 2,91 | 3,02 | 3,12 | 3,21 | 3,29 | 3,36 | 3,39 |
| 60 | 1,67 | 1,85 | 1,96 | 2,04 | 2,11 | 2,17 | 2,22 | 2,26 | 2,30 | 2,33 | 2,36 |
| ∞ | 1,00 | 1,00 | 1,00 | 1,00 | 1,00 | 1,00 | 1,00 | 1,00 | 1,00 | 1,00 | 1,00 |

Таблица IX (окончание)

| v ₂ | v ₁ | | | | | | | | | | | |
|----------------|----------------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
| 20 | 8,1 | 5,8 | 4,9 | 4,4 | 4,1 | 3,9 | 3,7 | 3,6 | 3,4 | 3,4 | 3,3 | 3,2 |
| | 4,3 | 3,5 | 3,1 | 2,9 | 2,7 | 2,6 | 2,5 | 2,4 | 2,4 | 2,3 | 2,3 | 2,3 |
| 21 | 8,0 | 5,8 | 4,9 | 4,4 | 4,0 | 3,8 | 3,6 | 3,5 | 3,4 | 3,3 | 3,2 | 3,2 |
| | 4,3 | 3,5 | 3,1 | 2,8 | 2,7 | 2,6 | 2,5 | 2,4 | 2,4 | 2,3 | 2,3 | 2,2 |
| 22 | 7,9 | 5,7 | 4,8 | 4,3 | 4,0 | 3,8 | 3,6 | 3,4 | 3,3 | 3,3 | 3,2 | 3,1 |
| | 4,3 | 3,4 | 3,0 | 2,8 | 2,7 | 2,6 | 2,5 | 2,4 | 2,3 | 2,3 | 2,3 | 2,2 |
| 23 | 7,9 | 5,7 | 4,8 | 4,3 | 4,0 | 3,7 | 3,5 | 3,4 | 3,3 | 3,2 | 3,1 | 3,1 |
| | 4,3 | 3,4 | 3,0 | 2,8 | 2,6 | 2,5 | 2,4 | 2,4 | 2,4 | 2,3 | 2,2 | 2,2 |
| 24 | 7,8 | 5,6 | 4,7 | 4,2 | 3,9 | 3,7 | 3,5 | 3,4 | 3,2 | 3,2 | 3,1 | 3,0 |
| | 4,3 | 3,4 | 3,0 | 2,8 | 2,6 | 2,5 | 2,4 | 2,4 | 2,3 | 2,3 | 2,2 | 2,2 |
| 25 | 7,8 | 5,6 | 4,7 | 4,2 | 3,9 | 3,6 | 3,5 | 3,3 | 3,2 | 3,1 | 3,0 | 3,0 |
| | 4,2 | 3,4 | 3,0 | 2,8 | 2,6 | 2,5 | 2,4 | 2,3 | 2,3 | 2,2 | 2,2 | 2,2 |
| 26 | 7,7 | 5,5 | 4,6 | 4,1 | 3,8 | 3,6 | 3,4 | 3,3 | 3,2 | 3,1 | 3,0 | 3,0 |
| | 4,2 | 3,4 | 3,0 | 2,7 | 2,6 | 2,5 | 2,4 | 2,3 | 2,3 | 2,2 | 2,2 | 2,1 |
| 27 | 7,7 | 5,5 | 4,6 | 4,1 | 3,8 | 3,6 | 3,4 | 3,3 | 3,1 | 3,1 | 3,0 | 2,9 |
| | 4,2 | 3,3 | 3,0 | 2,7 | 2,6 | 2,5 | 2,4 | 2,3 | 2,2 | 2,2 | 2,2 | 2,1 |
| 28 | 7,6 | 5,4 | 4,6 | 4,1 | 3,8 | 3,5 | 3,4 | 3,2 | 3,1 | 3,0 | 2,9 | 2,9 |
| | 4,2 | 3,3 | 2,9 | 2,7 | 2,6 | 2,4 | 2,4 | 2,3 | 2,2 | 2,2 | 2,1 | 2,1 |
| 29 | 7,6 | 5,4 | 4,5 | 4,0 | 3,7 | 3,5 | 3,3 | 3,2 | 3,1 | 3,0 | 2,9 | 2,9 |
| | 4,2 | 3,3 | 2,9 | 2,7 | 2,5 | 2,4 | 2,3 | 2,3 | 2,2 | 2,2 | 2,1 | 2,1 |
| 30 | 7,6 | 5,4 | 4,5 | 4,0 | 3,7 | 3,5 | 3,3 | 3,2 | 3,1 | 3,0 | 2,9 | 2,8 |
| | 4,2 | 3,3 | 2,9 | 2,7 | 2,5 | 2,4 | 2,3 | 2,3 | 2,2 | 2,2 | 2,1 | 2,1 |
| 32 | 7,5 | 5,3 | 4,5 | 4,0 | 3,7 | 3,4 | 3,2 | 3,1 | 3,0 | 2,9 | 2,9 | 2,8 |
| | 4,1 | 3,3 | 2,9 | 2,7 | 2,5 | 2,4 | 2,3 | 2,2 | 2,2 | 2,1 | 2,1 | 2,1 |
| 34 | 7,4 | 5,3 | 4,4 | 3,9 | 3,6 | 3,4 | 3,2 | 3,1 | 3,0 | 2,9 | 2,8 | 2,8 |
| | 4,1 | 3,3 | 2,9 | 2,6 | 2,5 | 2,4 | 2,3 | 2,2 | 2,1 | 2,1 | 2,1 | 2,0 |
| 36 | 7,4 | 5,2 | 4,4 | 3,9 | 3,6 | 3,3 | 3,2 | 3,0 | 2,9 | 2,9 | 2,8 | 2,7 |
| | 4,1 | 3,3 | 2,9 | 2,6 | 2,5 | 2,4 | 2,3 | 2,2 | 2,1 | 2,1 | 2,1 | 2,0 |
| 38 | 7,3 | 5,2 | 4,3 | 3,9 | 3,5 | 3,3 | 3,1 | 3,0 | 2,9 | 2,8 | 2,7 | 2,7 |
| | 4,1 | 3,2 | 2,8 | 2,6 | 2,5 | 2,3 | 2,3 | 2,2 | 2,1 | 2,1 | 2,1 | 2,0 |
| 40 | 7,3 | 5,2 | 4,3 | 3,8 | 3,5 | 3,3 | 3,1 | 3,0 | 2,9 | 2,8 | 2,7 | 2,7 |
| | 4,1 | 3,2 | 2,8 | 2,6 | 2,4 | 2,3 | 2,2 | 2,2 | 2,1 | 2,1 | 2,0 | 2,0 |
| 50 | 7,2 | 5,1 | 4,2 | 3,7 | 3,4 | 3,2 | 3,0 | 2,9 | 2,8 | 2,7 | 2,6 | 2,6 |
| | 4,0 | 3,2 | 2,8 | 2,6 | 2,4 | 2,3 | 2,2 | 2,1 | 2,1 | 2,0 | 2,0 | 1,9 |
| 70 | 7,0 | 4,9 | 4,1 | 3,6 | 3,3 | 3,1 | 2,9 | 2,8 | 2,7 | 2,6 | 2,5 | 2,4 |
| | 4,0 | 3,1 | 2,7 | 2,5 | 2,3 | 2,2 | 2,1 | 2,1 | 2,0 | 2,0 | 1,9 | 1,9 |
| 100 | 6,9 | 4,8 | 4,0 | 3,5 | 3,2 | 3,0 | 2,8 | 2,7 | 2,6 | 2,5 | 2,4 | 2,4 |
| | 3,9 | 3,1 | 2,7 | 2,5 | 2,3 | 2,2 | 2,1 | 2,0 | 2,0 | 1,9 | 1,9 | 1,8 |
| 400 | 6,7 | 4,7 | 3,8 | 3,4 | 3,1 | 2,8 | 2,7 | 2,5 | 2,5 | 2,4 | 2,3 | 2,2 |
| | 3,9 | 3,0 | 2,6 | 2,4 | 2,2 | 2,1 | 2,0 | 2,0 | 1,9 | 1,8 | 1,8 | 1,8 |
| ∞ | 6,6 | 4,6 | 3,8 | 3,3 | 3,0 | 2,8 | 2,5 | 2,5 | 2,4 | 2,3 | 2,2 | 2,2 |
| | 3,8 | 3,0 | 2,6 | 2,4 | 2,2 | 2,1 | 1,0 | 1,9 | 1,9 | 1,8 | 1,8 | 1,7 |

| 14 | 16 | 20 | 24 | 30 | 40 | 50 | 75 | 100 | 200 | 500 | ∞ |
|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| 3,1 | 3,0 | 2,9 | 2,9 | 2,8 | 2,7 | 2,6 | 2,6 | 2,5 | 2,5 | 2,4 | 2,4 |
| 2,2 | 2,2 | 2,1 | 2,1 | 2,0 | 2,0 | 2,0 | 1,9 | 1,9 | 1,9 | 1,8 | 1,8 |
| 3,1 | 3,0 | 2,9 | 2,8 | 2,7 | 2,6 | 2,6 | 2,5 | 2,5 | 2,4 | 2,4 | 2,4 |
| 2,2 | 2,1 | 2,1 | 2,0 | 2,0 | 2,0 | 1,9 | 1,9 | 1,9 | 1,8 | 1,8 | 1,8 |
| 3,0 | 2,9 | 2,8 | 2,7 | 2,7 | 2,6 | 2,5 | 2,5 | 2,4 | 2,4 | 2,3 | 2,3 |
| 2,2 | 2,1 | 2,1 | 2,0 | 2,0 | 1,9 | 1,9 | 1,8 | 1,8 | 1,8 | 1,8 | 1,8 |
| 3,0 | 2,9 | 2,8 | 2,7 | 2,6 | 2,5 | 2,5 | 2,4 | 2,4 | 2,3 | 2,3 | 2,3 |
| 2,1 | 2,1 | 2,0 | 2,0 | 2,0 | 1,9 | 1,9 | 1,8 | 1,8 | 1,8 | 1,8 | 1,8 |
| 2,9 | 2,8 | 2,7 | 2,7 | 2,6 | 2,5 | 2,4 | 2,4 | 2,3 | 2,3 | 2,2 | 2,2 |
| 2,1 | 2,1 | 2,0 | 2,0 | 1,9 | 1,9 | 1,9 | 1,8 | 1,8 | 1,8 | 1,7 | 1,7 |
| 2,9 | 2,8 | 2,7 | 2,6 | 2,5 | 2,4 | 2,4 | 2,3 | 2,3 | 2,2 | 2,2 | 2,2 |
| 2,1 | 2,1 | 2,0 | 2,0 | 1,9 | 1,9 | 1,8 | 1,8 | 1,8 | 1,7 | 1,7 | 1,7 |
| 2,9 | 2,8 | 2,7 | 2,6 | 2,5 | 2,4 | 2,4 | 2,3 | 2,2 | 2,2 | 2,1 | 2,1 |
| 2,1 | 2,0 | 2,0 | 1,9 | 1,9 | 1,8 | 1,8 | 1,8 | 1,8 | 1,7 | 1,7 | 1,7 |
| 2,8 | 2,7 | 2,6 | 2,5 | 2,5 | 2,4 | 2,3 | 2,2 | 2,2 | 2,2 | 2,1 | 2,1 |
| 2,1 | 2,0 | 2,0 | 1,9 | 1,9 | 1,8 | 1,8 | 1,8 | 1,7 | 1,7 | 1,7 | 1,7 |
| 2,8 | 2,7 | 2,6 | 2,5 | 2,4 | 2,3 | 2,3 | 2,2 | 2,2 | 2,1 | 2,1 | 2,1 |
| 2,1 | 2,0 | 2,0 | 1,9 | 1,9 | 1,8 | 1,8 | 1,7 | 1,7 | 1,7 | 1,7 | 1,7 |
| 2,8 | 2,7 | 2,6 | 2,5 | 2,4 | 2,3 | 2,3 | 2,2 | 2,1 | 2,1 | 2,1 | 2,0 |
| 2,0 | 2,0 | 1,9 | 1,9 | 1,8 | 1,8 | 1,8 | 1,7 | 1,7 | 1,7 | 1,6 | 1,6 |
| 2,7 | 2,7 | 2,5 | 2,5 | 2,4 | 2,3 | 2,2 | 2,2 | 2,1 | 2,1 | 2,0 | 2,0 |
| 2,0 | 2,0 | 1,9 | 1,9 | 1,8 | 1,8 | 1,8 | 1,7 | 1,7 | 1,7 | 1,6 | 1,6 |
| 2,7 | 2,6 | 2,4 | 2,4 | 2,3 | 2,2 | 2,2 | 2,1 | 2,1 | 2,0 | 2,0 | 2,0 |
| 2,0 | 2,0 | 1,9 | 1,9 | 1,8 | 1,8 | 1,7 | 1,7 | 1,7 | 1,6 | 1,6 | 1,6 |
| 2,7 | 2,6 | 2,5 | 2,4 | 2,3 | 2,2 | 2,1 | 2,1 | 2,0 | 2,0 | 1,9 | 1,9 |
| 2,0 | 1,9 | 1,9 | 1,8 | 1,8 | 1,7 | 1,7 | 1,6 | 1,6 | 1,6 | 1,6 | 1,5 |
| 2,6 | 2,5 | 2,4 | 2,3 | 2,3 | 2,2 | 2,1 | 2,0 | 2,0 | 1,9 | 1,9 | 1,9 |
| 2,0 | 1,9 | 1,9 | 1,8 | 1,8 | 1,7 | 1,7 | 1,6 | 1,6 | 1,6 | 1,6 | 1,5 |
| 2,6 | 2,5 | 2,4 | 2,3 | 2,2 | 2,1 | 2,1 | 2,0 | 2,0 | 1,9 | 1,9 | 1,8 |
| 2,0 | 1,9 | 1,9 | 1,8 | 1,8 | 1,7 | 1,7 | 1,6 | 1,6 | 1,6 | 1,5 | 1,5 |
| 2,6 | 2,5 | 2,4 | 2,3 | 2,2 | 2,1 | 2,0 | 2,0 | 1,9 | 1,9 | 1,8 | 1,8 |
| 1,9 | 1,9 | 1,8 | 1,8 | 1,7 | 1,7 | 1,7 | 1,6 | 1,6 | 1,5 | 1,5 | 1,5 |
| 2,5 | 2,4 | 2,3 | 2,2 | 2,1 | 2,0 | 1,9 | 1,9 | 1,8 | 1,8 | 1,7 | 1,7 |
| 1,9 | 1,8 | 1,7 | 1,7 | 1,7 | 1,6 | 1,6 | 1,5 | 1,5 | 1,5 | 1,5 | 1,4 |
| 2,3 | 2,3 | 2,1 | 2,1 | 2,0 | 1,9 | 1,8 | 1,7 | 1,7 | 1,6 | 1,6 | 1,5 |
| 1,8 | 1,8 | 1,7 | 1,7 | 1,6 | 1,6 | 1,5 | 1,5 | 1,4 | 1,4 | 1,4 | 1,3 |
| 2,3 | 2,2 | 2,1 | 2,0 | 1,9 | 1,8 | 1,7 | 1,6 | 1,6 | 1,5 | 1,5 | 1,4 |
| 1,8 | 1,7 | 1,7 | 1,6 | 1,6 | 1,5 | 1,5 | 1,4 | 1,4 | 1,3 | 1,3 | 1,3 |
| 2,1 | 2,0 | 1,9 | 1,8 | 1,7 | 1,6 | 1,6 | 1,5 | 1,4 | 1,3 | 1,2 | 1,2 |
| 1,7 | 1,7 | 1,6 | 1,5 | 1,5 | 1,4 | 1,4 | 1,3 | 1,3 | 1,2 | 1,2 | 1,1 |
| 2,1 | 2,0 | 1,9 | 1,8 | 1,7 | 1,6 | 1,5 | 1,4 | 1,4 | 1,2 | 1,1 | 1,0 |
| 1,7 | 1,6 | 1,6 | 1,5 | 1,5 | 1,4 | 1,3 | 1,3 | 1,2 | 1,2 | 1,1 | 1,0 |

Таблица X. Критические значения критерия Дункана $q_{\alpha(v, k)}$ для $\alpha = 0,05$ (v — число степеней свободы, k — число сопоставляемых оценок среднего)

| v | k | | | | | | | | | | | | | | | |
|-----|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 12 | 14 | 16 | 18 | 20 | 50 | 100 |
| 1 | 17,97 | 17,97 | 17,97 | 17,97 | 17,97 | 17,97 | 17,97 | 17,97 | 17,97 | 17,97 | 17,97 | 17,97 | 17,97 | 17,97 | 17,97 | 17,97 |
| 2 | 6,08 | 6,08 | 6,08 | 6,08 | 6,08 | 6,08 | 6,08 | 6,08 | 6,08 | 6,08 | 6,08 | 6,08 | 6,08 | 6,08 | 6,08 | 6,08 |
| 3 | 4,50 | 4,52 | 4,52 | 4,52 | 4,52 | 4,52 | 4,52 | 4,52 | 4,52 | 4,52 | 4,52 | 4,52 | 4,52 | 4,52 | 4,52 | 4,52 |
| 4 | 3,93 | 4,01 | 4,03 | 4,03 | 4,03 | 4,03 | 4,03 | 4,03 | 4,03 | 4,03 | 4,03 | 4,03 | 4,03 | 4,03 | 4,03 | 4,03 |
| 5 | 3,64 | 3,75 | 3,80 | 3,81 | 3,81 | 3,81 | 3,81 | 3,81 | 3,81 | 3,81 | 3,81 | 3,81 | 3,81 | 3,81 | 3,81 | 3,81 |
| 6 | 3,46 | 3,59 | 3,65 | 3,68 | 3,69 | 3,70 | 3,70 | 3,70 | 3,70 | 3,70 | 3,70 | 3,70 | 3,70 | 3,70 | 3,70 | 3,70 |
| 7 | 3,34 | 3,48 | 3,55 | 3,59 | 3,61 | 3,62 | 3,63 | 3,63 | 3,63 | 3,63 | 3,63 | 3,63 | 3,63 | 3,63 | 3,63 | 3,63 |
| 8 | 3,26 | 3,40 | 3,48 | 3,52 | 3,55 | 3,57 | 3,58 | 3,58 | 3,58 | 3,58 | 3,58 | 3,58 | 3,58 | 3,58 | 3,58 | 3,58 |
| 9 | 3,20 | 3,34 | 3,42 | 3,47 | 3,50 | 3,52 | 3,54 | 3,54 | 3,55 | 3,55 | 3,55 | 3,55 | 3,55 | 3,55 | 3,55 | 3,55 |
| 10 | 3,15 | 3,29 | 3,38 | 3,43 | 3,46 | 3,49 | 3,50 | 3,52 | 3,52 | 3,53 | 3,53 | 3,53 | 3,53 | 3,53 | 3,53 | 3,53 |
| 11 | 3,11 | 3,26 | 3,34 | 3,40 | 3,44 | 3,46 | 3,48 | 3,49 | 3,50 | 3,51 | 3,51 | 3,51 | 3,51 | 3,51 | 3,51 | 3,51 |
| 12 | 3,08 | 3,22 | 3,31 | 3,37 | 3,41 | 3,44 | 3,46 | 3,47 | 3,48 | 3,50 | 3,50 | 3,50 | 3,50 | 3,50 | 3,50 | 3,50 |
| 13 | 3,06 | 3,20 | 3,29 | 3,35 | 3,39 | 3,42 | 3,44 | 3,46 | 3,47 | 3,48 | 3,49 | 3,49 | 3,49 | 3,49 | 3,49 | 3,49 |
| 14 | 3,03 | 3,18 | 3,27 | 3,33 | 3,37 | 3,40 | 3,43 | 3,44 | 3,46 | 3,47 | 3,48 | 3,48 | 3,48 | 3,48 | 3,48 | 3,48 |
| 15 | 3,01 | 3,16 | 3,25 | 3,31 | 3,36 | 3,39 | 3,41 | 3,43 | 3,45 | 3,46 | 3,48 | 3,48 | 3,48 | 3,48 | 3,48 | 3,48 |
| 16 | 3,00 | 3,14 | 3,24 | 3,30 | 3,34 | 3,38 | 3,40 | 3,42 | 3,44 | 3,46 | 3,47 | 3,48 | 3,48 | 3,48 | 3,48 | 3,48 |
| 17 | 2,98 | 3,13 | 3,22 | 3,28 | 3,33 | 3,37 | 3,39 | 3,41 | 3,43 | 3,45 | 3,46 | 3,47 | 3,48 | 3,48 | 3,48 | 3,48 |
| 18 | 2,97 | 3,12 | 3,21 | 3,27 | 3,32 | 3,36 | 3,38 | 3,40 | 3,42 | 3,44 | 3,46 | 3,47 | 3,47 | 3,47 | 3,47 | 3,47 |
| 19 | 2,96 | 3,11 | 3,20 | 3,26 | 3,31 | 3,35 | 3,38 | 3,40 | 3,42 | 3,44 | 3,45 | 4,47 | 3,47 | 3,47 | 3,47 | 3,47 |
| 20 | 2,95 | 3,10 | 3,19 | 3,26 | 3,30 | 3,34 | 3,37 | 3,39 | 3,41 | 3,44 | 3,45 | 4,46 | 3,47 | 3,47 | 3,47 | 3,47 |
| 24 | 2,92 | 3,07 | 3,16 | 3,23 | 3,28 | 3,32 | 3,34 | 3,37 | 3,39 | 3,42 | 3,44 | 3,46 | 3,46 | 3,47 | 3,48 | 3,48 |
| 30 | 2,89 | 3,04 | 3,13 | 3,20 | 3,25 | 3,29 | 3,32 | 3,35 | 3,37 | 3,40 | 3,43 | 3,45 | 3,46 | 3,47 | 3,49 | 3,49 |
| 40 | 2,86 | 3,01 | 3,10 | 3,17 | 3,22 | 3,27 | 3,30 | 3,33 | 3,35 | 3,39 | 3,42 | 3,44 | 3,46 | 3,47 | 3,50 | 3,50 |
| 60 | 2,83 | 2,98 | 3,07 | 3,14 | 3,20 | 3,24 | 3,28 | 3,31 | 3,33 | 3,37 | 3,41 | 3,43 | 3,45 | 3,47 | 3,54 | 3,54 |
| 120 | 2,80 | 2,95 | 3,04 | 3,12 | 3,17 | 3,22 | 3,25 | 3,29 | 3,31 | 3,36 | 3,39 | 3,42 | 3,45 | 3,47 | 3,58 | 3,60 |
| ∞ | 2,77 | 2,92 | 3,02 | 3,09 | 3,15 | 3,19 | 3,23 | 3,26 | 3,29 | 3,34 | 3,38 | 3,41 | 3,44 | 3,47 | 3,64 | 3,74 |

Таблица XI. Достаточная численность выборки $n \left(n = f \left(\frac{t_\alpha}{\sqrt{n}} \right) \right)$, где t_α соответствует числу степеней свободы $\nu = n - 1$

| $\frac{t_\alpha}{\sqrt{n}}$ | Уровень значимости α | | | | $\frac{t_\alpha}{\sqrt{n}}$ | Уровень значимости α | | | | |
|-----------------------------|-----------------------------|------|------|------|-----------------------------|-----------------------------|------|-------------|-------------|--------------|
| | 0,20 | 0,10 | 0,05 | 0,01 | | 0,20 | 0,10 | 0,05 | 0,01 | 0,001 |
| $>9,0$ | 2 | 2 | 2 | 3 | 4 | 6 | 9 | 13 | 21 | 33 |
| 4,46—9,0 | 2 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 10 | 13 | 22 | 35 |
| 2,48—4,45 | 2 | 3 | 3 | 5 | 7 | 7 | 10 | 14 | 23 | 37 |
| 2,18—2,47 | 2 | 3 | 4 | 5 | 8 | 7 | 11 | 15 | 24 | 39 |
| 1,68—2,17 | 3 | 3 | 4 | 6 | 9 | 7 | 11 | 15 | 26 | 42 |
| 1,40—1,67 | 3 | 4 | 5 | 7 | 11 | 8 | 12 | 16 | 28 | 44 |
| 1,28—1,39 | 3 | 4 | 5 | 8 | 12 | 8 | 13 | 17 | 29 | 47 |
| 1,18—1,27 | 3 | 4 | 6 | 9 | 14 | 8 | 13 | 18 | 30 | 49 |
| 1,09—1,17 | 3 | 5 | 6 | 10 | 15 | 9 | 13 | 19 | 32 | 51 |
| 1,03—1,08 | 4 | 5 | 7 | 10 | 16 | 9 | 14 | 19 | 33 | 53 |
| 0,97—1,02 | 4 | 5 | 7 | 11 | 17 | 9 | 14 | 20 | 34 | 55 |
| 0,93—0,96 | 4 | 6 | 7 | 12 | 18 | 10 | 15 | 21 | 35 | 58 |
| 0,89—0,92 | 4 | 6 | 8 | 13 | 20 | 10 | 15 | 22 | 37 | 60 |
| 0,85—0,88 | 4 | 6 | 8 | 13 | 21 | 10 | 16 | 22 | 38 | 63 |
| 0,82—0,84 | 4 | 6 | 9 | 14 | 22 | 10 | 17 | 23 | 40 | 65 |
| 0,80—0,81 | 5 | 7 | 9 | 14 | 23 | 10 | 17 | 24 | 42 | 68 |
| 0,77—0,79 | 5 | 7 | 9 | 15 | 24 | 11 | 18 | 25 | 44 | 71 |
| 0,75—0,76 | 5 | 7 | 10 | 16 | 25 | 12 | 19 | 26 | 46 | 75 |
| 0,73—0,74 | 5 | 7 | 10 | 17 | 26 | 12 | 20 | 28 | 48 | 79 |
| 0,71—0,72 | 5 | 8 | 10 | 17 | 27 | 13 | 21 | 29 | 50 | 83 |
| 0,69—0,70 | 5 | 8 | 11 | 18 | 29 | 14 | 22 | 30 | 53 | 88 |
| 0,67—0,68 | 6 | 8 | 11 | 19 | 30 | $1,7/k_1^2$ | | $4,0/k_1^2$ | $6,8/k_1^2$ | $11,5/k_1^2$ |
| 0,65—0,66 | 6 | 9 | 12 | 20 | 31 | $<0,37$ | | $2,9/k_1^2$ | | |

Таблица XII. Достаточная суммарная численность двух выборок $n \left[n = f \left(\frac{t^2_{\alpha}}{n} \right) \right]$, где t_{α} соответствует числу степеней свободы $\nu = n - 2$

| $\frac{t^2_{\alpha}}{n}$ | Уровень значимости α | | | | | $\frac{t^2_{\alpha}}{n}$ | Уровень значимости α | | | | |
|--------------------------|-----------------------------|------|------|------|-------|--------------------------|-----------------------------|------------|------------|------------|-------------|
| | 0,20 | 0,10 | 0,05 | 0,01 | 0,001 | | 0,20 | 0,10 | 0,05 | 0,01 | 0,001 |
| | | | | | | | | | | | |
| $\geq 24,6$ | 4 | 4 | 4 | 4 | 6 | 0,39—0,41 | 6 | 10 | 13 | 21 | 34 |
| 12,2—24,5 | 4 | 4 | 4 | 5 | 7 | 0,37—0,38 | 7 | 10 | 13 | 22 | 35 |
| 4,62—12,1 | 4 | 4 | 4 | 6 | 8 | 0,35—0,36 | 7 | 10 | 14 | 23 | 37 |
| 3,24—4,61 | 4 | 4 | 5 | 7 | 9 | 0,33—0,34 | 7 | 11 | 15 | 24 | 39 |
| 2,32—3,23 | 4 | 4 | 5 | 7 | 11 | 0,31—0,32 | 7 | 11 | 15 | 26 | 41 |
| 2,02—2,31 | 4 | 5 | 5 | 8 | 12 | 0,29—0,30 | 8 | 12 | 16 | 27 | 43 |
| 1,61—2,01 | 4 | 5 | 6 | 9 | 13 | 0,27—0,28 | 8 | 12 | 17 | 29 | 46 |
| 1,29—1,60 | 4 | 5 | 6 | 10 | 15 | 0,25—0,26 | 9 | 13 | 18 | 30 | 49 |
| 1,10—1,28 | 4 | 5 | 7 | 11 | 16 | 0,23—0,24 | 9 | 14 | 19 | 33 | 53 |
| 1,00—1,09 | 4 | 6 | 7 | 11 | 17 | 0,22 | 9 | 15 | 20 | 34 | 56 |
| 0,94—0,99 | 4 | 6 | 7 | 12 | 18 | 0,21 | 10 | 15 | 21 | 36 | 58 |
| 0,82—0,93 | 5 | 6 | 8 | 13 | 19 | 0,20 | 10 | 16 | 22 | 37 | 61 |
| 0,75—0,81 | 5 | 7 | 8 | 13 | 21 | 0,19 | 11 | 16 | 23 | 39 | 64 |
| 0,70—0,74 | 5 | 7 | 9 | 14 | 22 | 0,18 | 11 | 17 | 24 | 41 | 67 |
| 0,62—0,69 | 5 | 7 | 9 | 15 | 24 | 0,17 | 11 | 18 | 25 | 44 | 71 |
| 0,57—0,61 | 5 | 8 | 10 | 16 | 25 | 0,16 | 12 | 19 | 26 | 46 | 75 |
| 0,54—0,56 | 5 | 8 | 10 | 17 | 26 | 0,15 | 13 | 20 | 28 | 49 | 80 |
| 0,51—0,53 | 5 | 8 | 11 | 17 | 27 | 0,14 | 13 | 21 | 30 | 51 | 86 |
| 0,47—0,50 | 6 | 8 | 11 | 18 | 29 | 0,13 | 14 | 22 | 33 | 55 | 92 |
| 0,45—0,46 | 6 | 9 | 12 | 19 | 30 | $< 0,13$ | 1,7/ k_2 | 2,9/ k_2 | 4,0/ k_2 | 6,8/ k_2 | 11,5/ k_2 |
| 0,42—0,44 | 6 | 9 | 12 | 20 | 32 | | | | | | |

Таблица XIII. Критические значения числа серий $S_{0,05}$

| n_X | n_Y | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|-------|-------|---|---|---|---|---|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|--|
| | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | |
| 6 | 3 | 3 | 3 | | | | | | | | | | | | | | | |
| 7 | 3 | 3 | 4 | 4 | | | | | | | | | | | | | | |
| 8 | 3 | 3 | 4 | 4 | 5 | | | | | | | | | | | | | |
| 9 | 3 | 4 | 4 | 5 | 5 | 6 | | | | | | | | | | | | |
| 10 | 3 | 4 | 5 | 5 | 6 | 6 | 6 | | | | | | | | | | | |
| 11 | 3 | 4 | 5 | 5 | 6 | 6 | 7 | 7 | | | | | | | | | | |
| 12 | 4 | 4 | 5 | 6 | 6 | 7 | 7 | 8 | 8 | | | | | | | | | |
| 13 | 4 | 4 | 5 | 6 | 6 | 7 | 8 | 8 | 9 | 9 | | | | | | | | |
| 14 | 4 | 5 | 5 | 6 | 7 | 7 | 8 | 8 | 9 | 9 | 10 | | | | | | | |
| 15 | 4 | 5 | 6 | 6 | 7 | 8 | 8 | 9 | 9 | 10 | 10 | 11 | | | | | | |
| 16 | 4 | 5 | 6 | 6 | 7 | 8 | 8 | 9 | 10 | 10 | 11 | 11 | 11 | | | | | |
| 17 | 4 | 5 | 6 | 7 | 7 | 8 | 9 | 9 | 10 | 10 | 11 | 11 | 12 | 12 | | | | |
| 18 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 8 | 9 | 10 | 10 | 11 | 11 | 12 | 12 | 13 | 13 | | | |
| 19 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 8 | 9 | 10 | 10 | 11 | 12 | 12 | 13 | 13 | 14 | 14 | | |
| 20 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 9 | 10 | 11 | 11 | 12 | 12 | 13 | 13 | 14 | 14 | 15 | |

Таблица XIV. Критические значения коэффициента корреляции Спирмена $r_{S\alpha}$ (r_S значим с $P = 1 - \alpha$, если $r_S \geq r_{S\alpha}$)

| n | α | | n | α | | n | α | |
|-----|----------|------|-----|----------|------|-----|----------|------|
| | 0,05 | 0,01 | | 0,05 | 0,01 | | 0,05 | 0,01 |
| 5 | 0,94 | | 17 | 0,48 | 0,62 | 29 | 0,37 | 0,48 |
| 6 | 0,85 | | 18 | 0,47 | 0,60 | 30 | 0,36 | 0,47 |
| 7 | 0,78 | 0,94 | 19 | 0,46 | 0,58 | 31 | 0,36 | 0,46 |
| 8 | 0,72 | 0,88 | 20 | 0,45 | 0,57 | 32 | 0,36 | 0,45 |
| 9 | 0,68 | 0,83 | 21 | 0,44 | 0,56 | 33 | 0,34 | 0,45 |
| 10 | 0,64 | 0,79 | 22 | 0,43 | 0,54 | 34 | 0,34 | 0,44 |
| 11 | 0,61 | 0,76 | 23 | 0,42 | 0,53 | 35 | 0,33 | 0,43 |
| 12 | 0,58 | 0,73 | 24 | 0,41 | 0,52 | 36 | 0,33 | 0,43 |
| 13 | 0,56 | 0,70 | 25 | 0,40 | 0,51 | 37 | 0,33 | 0,42 |
| 14 | 0,54 | 0,68 | 26 | 0,39 | 0,50 | 38 | 0,32 | 0,41 |
| 15 | 0,52 | 0,66 | 27 | 0,38 | 0,49 | 39 | 0,32 | 0,41 |
| 16 | 0,50 | 0,64 | 28 | 0,38 | 0,48 | 40 | 0,31 | 0,40 |

Таблица XV. Критические значения коэффициента автокорреляции $r_{k\alpha}$
(коэффициент автокорреляции признается значимым, если выборочная
оценка $r_k \geq r_{k\alpha}$ или $r_k < -r_{k\alpha}$) (Ezekiel, Fox, 1961)

| Объем выбор-
ки, n | Положительная область | | Отрицательная область | |
|-------------------------|-----------------------|-----------------|-----------------------|-----------------|
| | $\alpha = 0,05$ | $\alpha = 0,01$ | $\alpha = 0,05$ | $\alpha = 0,01$ |
| 5 | 0,253 | 0,297 | -0,753 | -0,798 |
| 6 | 0,345 | 0,447 | -0,708 | -0,863 |
| 7 | 0,370 | 0,510 | -0,674 | -0,799 |
| 8 | 0,371 | 0,531 | -0,625 | -0,764 |
| 9 | 0,366 | 0,533 | -0,593 | -0,737 |
| 10 | 0,360 | 0,525 | -0,564 | -0,705 |
| 11 | 0,353 | 0,515 | -0,539 | -0,679 |
| 12 | 0,348 | 0,505 | -0,516 | -0,655 |
| 13 | 0,341 | 0,495 | -0,497 | -0,634 |
| 14 | 0,335 | 0,485 | -0,479 | -0,615 |
| 15 | 0,328 | 0,475 | -0,462 | -0,597 |
| 20 | 0,299 | 0,432 | -0,399 | -0,524 |
| 25 | 0,276 | 0,398 | -0,356 | -0,473 |
| 30 | 0,257 | 0,370 | -0,324 | -0,433 |
| 35 | 0,242 | 0,347 | -0,300 | -0,401 |
| 40 | 0,229 | 0,329 | -0,279 | -0,376 |
| 45 | 0,218 | 0,313 | -0,262 | -0,356 |
| 50 | 0,208 | 0,301 | -0,248 | -0,339 |
| 55 | 0,199 | 0,289 | -0,236 | -0,324 |
| 60 | 0,191 | 0,278 | -0,225 | -0,310 |
| 65 | 0,184 | 0,268 | -0,216 | -0,298 |
| 70 | 0,178 | 0,259 | -0,207 | -0,287 |
| 75 | 0,174 | 0,250 | -0,201 | -0,276 |
| 80 | 0,170 | 0,246 | -0,195 | -0,271 |
| 85 | 0,165 | 0,239 | -0,189 | -0,263 |
| 90 | 0,161 | 0,233 | -0,184 | -0,255 |
| 95 | 0,157 | 0,227 | -0,179 | -0,248 |
| 100 | 0,154 | 0,221 | -0,174 | -0,242 |

СОДЕРЖАНИЕ

| | |
|---|----------|
| Предисловие | 3 |
| Принципы организации стационарных исследований почвенных процессов | |
| <i>А. А. Роде</i> | |
| Почвообразовательные процессы и их изучение стационарным методом | 5 |
| <i>Ф. И. Козловский</i> | |
| О принципах стационарного исследования почв | 34 |
| <i>Ф. И. Козловский, А. А. Роде</i> | |
| Выбор участков для стационарных исследований, их первичное изучение и организация наблюдений на них | 62 |
| Методы изучения водного и теплового режима почв | |
| <i>Г. С. Базыкина, А. А. Роде</i> | |
| Методы изучения водного режима почв | 95 |
| <i>Е. П. Чернышев</i> | |
| Исследование склонового и внутripочвенного стока | 199 |
| <i>И. И. Судницын</i> | |
| Использование термодинамических принципов и методов при стационарных исследованиях водного режима почв и влагообеспеченности растений | 216 |
| <i>В. Н. Димо</i> | |
| Методы изучения теплового режима и теплофизических характеристик почв. | 246 |
| Методы математической обработки материалов стационарных исследований | |
| <i>Е. А. Дмитриев</i> | |
| Использование статистических методов при проведении режимных наблюдений | 302 |

Принципы организации и методы стационарного изучения почв

Утверждено к печати
Почвенным институтом им. В. В. Докучаева

Редактор М. Н. Польский
Редактор издательства М. Е. Анцелович
Художник Г. А. Астафьева
Художественный редактор В. А. Чернецов
Технический редактор Т. С. Жарикова
Корректор Л. И. Кириллова

Сдано в набор 14/V 1976 г. Подпис. к печ. 30/IX 1976 г.
Формат 60×90^{1/16}. Бумага типографская № 1
Усл. печ. л. 26. Уч.-изд. л. 27,5. Тираж 1850
Т-16542. Тип. зак. 725
Цена 2 р. 16 коп.

Издательство «Наука»
103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука»
121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

ИСПРАВЛЕНИЯ И ОПЕЧАТКИ

| Страница | Строка | Напечатано | Должно быть |
|----------|-----------|-----------------------------|--------------------------------------|
| 110 | 9 св. | $B_0 - B_K/B_0 \cdot 100$ | $(B_0 - B_K)/B_0 \cdot 100$ |
| 305 | 17 св. | Σ или даже Σ | $\frac{\Sigma}{i}$ или даже Σ |
| 327 | Ф-ла (15) | $\sum_j \tilde{X}_{jj} f_j$ | $\sum_j \tilde{X}_{jj}^2 f_j$ |

Таблица IX. Критические значения F_α для $\alpha = 0,01$ (верхнее число) и v_2 (знаменателя) (различия значимы при $F \geq F_\alpha$)

| v_2 | v_1 | | | | | | | | | | | |
|-------|-------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
| 1 | 4052 | 4999 | 5403 | 5625 | 5764 | 5859 | 5928 | 5981 | 6022 | 6056 | 6082 | 6106 |
| 2 | 161 | 200 | 216 | 225 | 230 | 234 | 237 | 239 | 241 | 242 | 243 | 244 |
| 3 | 98,5 | 99,0 | 99,2 | 99,2 | 99,3 | 99,3 | 99,3 | 99,4 | 99,4 | 99,4 | 99,4 | 99,4 |
| 4 | 18,5 | 19,0 | 19,2 | 19,2 | 19,3 | 19,3 | 19,4 | 19,4 | 19,4 | 19,4 | 19,4 | 19,4 |
| 5 | 34,1 | 30,8 | 29,5 | 28,7 | 28,2 | 27,9 | 27,7 | 27,5 | 27,4 | 27,2 | 27,1 | 27,1 |
| 6 | 10,1 | 9,6 | 9,3 | 9,1 | 9,0 | 8,9 | 8,9 | 8,8 | 8,8 | 8,8 | 8,8 | 8,7 |
| 7 | 21,2 | 18,8 | 16,7 | 16,0 | 15,5 | 15,2 | 15,0 | 14,8 | 14,7 | 14,7 | 14,5 | 14,4 |
| 8 | 7,7 | 6,9 | 6,6 | 6,4 | 6,3 | 6,2 | 6,1 | 6,0 | 6,0 | 6,0 | 5,9 | 5,9 |
| 9 | 16,3 | 13,3 | 12,1 | 11,4 | 11,0 | 10,7 | 10,5 | 10,3 | 10,2 | 10,1 | 10,0 | 9,9 |
| 10 | 6,6 | 5,8 | 5,4 | 5,2 | 5,1 | 5,0 | 4,9 | 4,8 | 4,8 | 4,7 | 4,7 | 4,7 |
| 11 | 13,4 | 10,9 | 9,8 | 9,2 | 8,8 | 8,5 | 8,3 | 8,1 | 8,0 | 7,9 | 7,8 | 7,7 |
| 12 | 6,0 | 5,1 | 4,8 | 4,5 | 4,4 | 4,3 | 4,2 | 4,1 | 4,1 | 4,1 | 4,0 | 4,0 |
| 13 | 12,3 | 9,6 | 8,5 | 7,9 | 7,5 | 7,2 | 7,0 | 6,8 | 6,7 | 6,6 | 6,5 | 6,5 |
| 14 | 5,6 | 4,7 | 4,4 | 4,1 | 4,0 | 3,9 | 3,8 | 3,7 | 3,7 | 3,6 | 3,6 | 3,6 |
| 15 | 11,3 | 8,7 | 7,6 | 7,0 | 6,6 | 6,4 | 6,2 | 6,0 | 5,9 | 5,8 | 5,7 | 5,7 |
| 16 | 5,3 | 4,6 | 4,1 | 3,8 | 3,7 | 3,6 | 3,5 | 3,4 | 3,4 | 3,3 | 3,1 | 3,3 |
| 17 | 10,6 | 8,0 | 7,0 | 6,4 | 6,1 | 5,8 | 5,6 | 5,5 | 5,4 | 5,3 | 5,2 | 5,1 |
| 18 | 5,1 | 4,3 | 3,6 | 3,6 | 3,5 | 3,4 | 3,3 | 3,2 | 3,2 | 3,1 | 3,1 | 3,1 |
| 19 | 10,0 | 7,9 | 6,6 | 6,0 | 5,6 | 5,4 | 5,2 | 5,1 | 5,0 | 4,9 | 4,8 | 4,7 |
| 20 | 5,0 | 4,1 | 3,7 | 3,5 | 3,3 | 3,2 | 3,1 | 3,1 | 3,0 | 3,0 | 2,9 | 2,9 |
| 21 | 9,7 | 7,2 | 6,2 | 5,7 | 5,3 | 5,1 | 4,9 | 4,7 | 4,6 | 4,5 | 4,5 | 4,4 |
| 22 | 4,8 | 4,0 | 3,6 | 3,4 | 3,2 | 3,1 | 3,0 | 3,0 | 2,9 | 2,9 | 2,8 | 2,8 |
| 23 | 9,3 | 6,9 | 6,0 | 5,4 | 5,1 | 4,8 | 4,7 | 4,5 | 4,4 | 4,3 | 4,2 | 4,2 |
| 24 | 4,8 | 3,9 | 3,5 | 3,3 | 3,1 | 3,0 | 2,9 | 2,9 | 2,8 | 2,8 | 2,7 | 2,7 |
| 25 | 9,1 | 6,7 | 5,7 | 5,2 | 4,9 | 4,6 | 4,4 | 4,3 | 4,2 | 4,1 | 4,0 | 4,0 |
| 26 | 4,7 | 3,8 | 3,4 | 3,2 | 3,0 | 2,9 | 2,8 | 2,8 | 2,7 | 2,7 | 2,6 | 2,6 |
| 27 | 8,9 | 6,5 | 5,6 | 5,0 | 4,7 | 4,5 | 4,3 | 4,1 | 4,0 | 3,9 | 3,9 | 3,8 |
| 28 | 4,6 | 3,7 | 3,3 | 3,1 | 3,0 | 2,9 | 2,8 | 2,7 | 2,7 | 2,6 | 2,6 | 2,5 |
| 29 | 8,7 | 6,4 | 5,4 | 4,9 | 4,6 | 4,3 | 4,1 | 4,0 | 3,9 | 3,8 | 3,7 | 3,7 |
| 30 | 4,5 | 3,7 | 3,3 | 3,1 | 2,9 | 2,8 | 2,7 | 2,6 | 2,6 | 2,6 | 2,5 | 2,5 |
| 31 | 8,5 | 6,2 | 5,3 | 4,8 | 4,4 | 4,2 | 4,0 | 3,9 | 3,8 | 3,7 | 3,6 | 3,5 |
| 32 | 4,5 | 3,6 | 3,2 | 3,0 | 2,9 | 2,7 | 2,7 | 2,6 | 2,5 | 2,5 | 2,5 | 2,4 |
| 33 | 8,4 | 6,1 | 5,2 | 4,7 | 4,3 | 4,1 | 3,9 | 3,8 | 3,7 | 3,6 | 3,5 | 3,5 |
| 34 | 4,5 | 3,6 | 3,2 | 3,0 | 2,8 | 2,7 | 2,6 | 2,6 | 2,5 | 2,5 | 2,4 | 2,4 |
| 35 | 8,3 | 6,0 | 5,1 | 4,6 | 4,2 | 4,0 | 3,8 | 3,7 | 3,6 | 3,5 | 3,4 | 3,4 |
| 36 | 4,4 | 3,5 | 3,2 | 2,9 | 2,8 | 2,7 | 2,6 | 2,5 | 2,5 | 2,4 | 2,4 | 2,3 |
| 37 | 8,2 | 5,9 | 5,0 | 4,5 | 4,2 | 3,9 | 3,8 | 3,6 | 3,5 | 3,4 | 3,4 | 3,3 |
| 38 | 4,4 | 3,5 | 3,1 | 2,9 | 2,7 | 2,6 | 2,5 | 2,5 | 2,4 | 2,4 | 2,3 | 2,3 |

$\alpha = 0,05$ (нижнее число) в зависимости от чисел степеней свободы ν_1

| ν_1 | | | | | | | | | | | |
|---------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|----------|
| 14 | 16 | 20 | 24 | 30 | 40 | 50 | 75 | 100 | 200 | 500 | ∞ |
| 6142 | 6169 | 6208 | 6234 | 6258 | 6286 | 6302 | 6323 | 6334 | 6352 | 6361 | 6366 |
| 245 | 246 | 248 | 249 | 250 | 251 | 252 | 253 | 253 | 254 | 254 | 254 |
| 99,4 | 99,4 | 99,5 | 99,5 | 99,5 | 99,5 | 99,5 | 99,5 | 99,5 | 99,5 | 99,5 | 99,5 |
| 19,4 | 19,4 | 19,4 | 19,4 | 19,5 | 19,5 | 19,5 | 19,5 | 19,5 | 19,5 | 19,5 | 19,5 |
| 26,9 | 26,8 | 26,7 | 26,6 | 26,5 | 26,4 | 26,4 | 26,3 | 26,2 | 26,2 | 26,1 | 26,1 |
| 8,7 | 8,7 | 8,7 | 8,6 | 8,6 | 8,6 | 8,6 | 8,6 | 8,6 | 8,5 | 8,5 | 8,5 |
| 14,2 | 14,1 | 14,0 | 13,9 | 13,8 | 13,7 | 13,7 | 13,6 | 13,5 | 13,5 | 13,5 | 13,5 |
| 5,9 | 5,8 | 5,8 | 5,8 | 5,7 | 5,7 | 5,7 | 5,7 | 5,7 | 5,7 | 5,6 | 5,6 |
| 9,8 | 9,7 | 9,6 | 9,5 | 9,4 | 9,3 | 9,2 | 9,1 | 9,1 | 9,1 | 9,0 | 9,0 |
| 4,6 | 4,6 | 4,6 | 4,5 | 4,5 | 4,5 | 4,4 | 4,4 | 4,4 | 4,4 | 4,4 | 4,4 |
| 7,6 | 7,5 | 7,4 | 7,3 | 7,2 | 7,1 | 7,1 | 7,0 | 7,0 | 6,9 | 6,9 | 6,9 |
| 4,0 | 3,9 | 3,9 | 3,8 | 3,8 | 3,8 | 3,8 | 3,7 | 3,7 | 3,7 | 3,7 | 3,7 |
| 6,4 | 6,3 | 6,2 | 6,1 | 6,0 | 5,9 | 5,9 | 5,8 | 5,8 | 5,7 | 5,7 | 5,7 |
| 3,5 | 3,5 | 3,4 | 3,4 | 3,4 | 3,3 | 3,3 | 3,3 | 3,3 | 3,3 | 3,2 | 3,2 |
| 5,6 | 5,5 | 5,4 | 5,3 | 5,2 | 5,1 | 5,1 | 5,0 | 5,0 | 4,9 | 4,9 | 4,9 |
| 3,2 | 3,2 | 3,2 | 3,1 | 3,1 | 3,1 | 3,0 | 3,0 | 3,0 | 3,0 | 2,9 | 2,9 |
| 5,0 | 4,9 | 4,8 | 4,7 | 4,6 | 4,6 | 4,5 | 4,5 | 4,4 | 4,4 | 4,3 | 4,3 |
| 3,0 | 3,0 | 2,9 | 2,9 | 2,9 | 2,8 | 2,8 | 2,8 | 2,8 | 2,7 | 2,7 | 2,7 |
| 4,6 | 4,5 | 4,4 | 4,3 | 4,3 | 4,2 | 4,1 | 4,1 | 4,0 | 4,0 | 3,9 | 3,9 |
| 2,9 | 2,8 | 2,8 | 2,7 | 2,7 | 2,7 | 2,6 | 2,6 | 2,6 | 2,6 | 2,6 | 2,5 |
| 4,3 | 4,2 | 4,1 | 4,0 | 3,9 | 3,9 | 3,8 | 3,7 | 3,7 | 3,7 | 3,6 | 3,6 |
| 2,7 | 2,7 | 2,7 | 2,6 | 2,6 | 2,5 | 2,5 | 2,5 | 2,5 | 2,4 | 2,4 | 2,4 |
| 4,1 | 4,0 | 3,9 | 3,8 | 3,7 | 3,6 | 3,6 | 3,5 | 3,5 | 3,4 | 3,4 | 3,4 |
| 2,6 | 2,6 | 2,5 | 2,5 | 2,5 | 2,4 | 2,4 | 2,4 | 2,4 | 2,3 | 2,3 | 2,3 |
| 3,9 | 3,8 | 3,7 | 3,6 | 3,5 | 3,4 | 3,4 | 3,3 | 3,3 | 3,3 | 3,2 | 3,2 |
| 2,6 | 2,5 | 2,5 | 2,4 | 2,4 | 2,3 | 2,3 | 2,3 | 2,3 | 2,2 | 2,2 | 2,2 |
| 3,7 | 3,6 | 3,5 | 3,4 | 3,3 | 3,3 | 3,2 | 3,1 | 3,1 | 3,1 | 3,0 | 3,0 |
| 2,5 | 2,4 | 2,4 | 2,4 | 2,3 | 2,3 | 2,2 | 2,2 | 2,2 | 2,2 | 2,1 | 2,1 |
| 3,6 | 3,5 | 3,4 | 3,3 | 3,2 | 3,2 | 3,1 | 3,0 | 3,0 | 2,9 | 2,9 | 2,9 |
| 2,4 | 2,4 | 2,3 | 2,3 | 2,3 | 2,2 | 2,2 | 2,9 | 2,1 | 2,1 | 2,1 | 2,1 |
| 3,5 | 3,4 | 3,3 | 3,2 | 3,1 | 3,0 | 3,0 | 2,9 | 2,9 | 2,8 | 2,8 | 2,8 |
| 2,4 | 2,3 | 2,3 | 2,2 | 2,2 | 2,2 | 2,1 | 2,1 | 2,1 | 2,0 | 2,0 | 2,0 |
| 3,4 | 3,3 | 3,2 | 3,1 | 3,0 | 1,9 | 2,9 | 2,8 | 2,8 | 2,7 | 2,7 | 2,7 |
| 2,3 | 2,3 | 1,2 | 2,2 | 2,2 | 2,1 | 2,1 | 2,0 | 2,0 | 2,0 | 2,0 | 2,0 |
| 3,3 | 3,2 | 3,1 | 3,0 | 2,9 | 2,8 | 2,8 | 2,7 | 2,7 | 2,6 | 2,6 | 2,6 |
| 2,3 | 2,2 | 2,2 | 2,1 | 2,1 | 2,1 | 2,0 | 2,0 | 2,0 | 1,9 | 1,9 | 1,9 |
| 3,2 | 3,1 | 3,0 | 2,9 | 2,9 | 2,8 | 2,7 | 2,6 | 2,6 | 2,5 | 2,5 | 2,5 |
| 2,3 | 2,2 | 2,1 | 2,1 | 2,1 | 2,0 | 2,0 | 2,0 | 1,9 | 1,9 | 1,9 | 1,9 |