

ГЛАВА 11. ИЗМЕРЕНИЕ ВЛАЖНОСТИ ПОЧВЫ

11.1 ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Влажность почвы является важным компонентом атмосферного водного цикла как в небольшом сельскохозяйственном масштабе, так и в крупномасштабном моделировании взаимодействия суши/атмосферы. Растительность и сельскохозяйственные культуры всегда в большей степени зависят от состояния влажности на корневом уровне, нежели от выпадения осадков. Составление водного баланса для планирования ирригации, а также составление фактического графика ирригационных мероприятий требует наличия информации о влажности почвы на местном уровне. Наличие информации о степени влажности почвы способствует пониманию начала конвективных явлений и прогнозированию риска быстроразвивающихся паводков или образования тумана.

Тем не менее, на метеорологических станциях редко проводятся регулярные наблюдения за состоянием влажности почвы. Документация о влажности почвы обычно ограничивалась описанием «состояния почвы» в соответствии с кодовыми таблицами ВМО 0901 и 0975, а его измерение оставлялось на усмотрение гидрологов, специалистов сельского хозяйства и других весьма заинтересованных сторон. Примерно в 1990 г. метеорологи стали проявлять больший интерес к измерению влажности почвы. Отчасти это объяснялось тем, что по результатам новаторской работы Диадорффа (Deardorff, 1978) численные модели атмосферы различных масштабов стали в большей мере приспособлены к работе с данными о потоках явного и скрытого тепла в поверхностных слоях почвы. Кроме того, новые разработанные методы измерения влажности почвы являются более практически применимыми для метеорологических станций по сравнению с большинством классических методов.

Для удовлетворения возрастающей потребности в определении состояния влажности почвы будут рассмотрены наиболее распространенные методы и приборы, в том числе их преимущества и недостатки. Будут также упомянуты некоторые менее распространенные методы наблюдений. В данной главе рассматриваются вопросы измерений влажности почвы как *in situ*, так и с помощью дистанционного зондирования. Также охватываются вопросы дистанционного зондирования из космоса, дополненные информацией в томе IV настоящего Руководства.

11.1.1 Определения

При определении влажности почвы измеряются либо содержание почвенной влаги, либо потенциал почвенной влаги.

Содержание почвенной влаги. Выражается в виде массы или объема влаги в почве, при этом энергетическое состояние почвенной влаги выражается в виде потенциала почвенной влаги. Отношение между содержанием и потенциалом не является универсальным и зависит от характеристик местной почвы, таких как плотность почвы и текстура почвы.

Содержание влаги в почве, определяемое на основе массы, выражается в виде гравиметрического содержания влаги в почве — θ_g , определяемого формулой:

$$\theta_g = M_{\text{water}} / M_{\text{soil}} \quad (11.1)$$

где M_{water} — масса воды в образце почвы, а M_{soil} — масса сухой почвы, содержащейся в почвенном образце. Значения θ_g обычно выражаются в метеорологии в %.

Поскольку параметры осадков, суммарного испарения и переноса растворенных веществ обычно выражаются в виде потока, объемное выражение содержания влаги в почве часто является более полезным. Объемное содержание влаги в почве в почвенном образце — θ_v выражается формулой:

$$\theta_v = V_{\text{water}} / V_{\text{sample}} \quad (11.2)$$

где V_{water} — это объем воды в почвенном образце, а V_{sample} — общий объем сухой почвы + воздух + вода в образце. И в этом случае, данное отношение обычно выражается в %, хотя многие научно-исследовательские сообщества в настоящее время принимают объемное содержание влаги ($\text{м}^3/\text{м}^3$) в качестве стандарта для выражения влажности почвы. Зависимость между гравиметрическим и объемным содержанием влаги выражается формулой:

$$\theta_v = \theta_g (\rho_b / \rho_w) \quad (11.3)$$

где ρ_b — плотность сухой почвы, а ρ_w — плотность почвенной воды.

Основным способом измерения влагосодержания почвы является гравиметрический метод, описанный ниже в 11.2. Поскольку в основе этого метода лежат прямые измерения, он является стандартом, по которому сравниваются все другие методы. К сожалению, взятие гравиметрических проб нарушает структуру почвы и делает невозможным повторные измерения на том же самом почвенном образце. Ввиду трудностей точного измерения объемов сухой почвы и воды объемные содержания влаги обычно не определяются непосредственным образом.

Потенциал влажности почвы. Это является описанием энергетического состояния почвенной влаги и важным параметром для анализа переноса воды, оценок запаса воды и определения взаимосвязей в системе почва–растения–вода. Разность потенциалов почвенной влаги между двумя участками почвы характеризует тенденцию перетока воды от участка с высоким потенциалом к участку с низким потенциалом. При высыхании почвы потенциал ее влажности становится более отрицательным и поэтому увеличивается объем работы, который должен быть выполнен для извлечения воды из почвы. В результате этого затрудняется извлечение воды растениями и, таким образом, водный потенциал в растениях уменьшается, что приводит к нагрузке на растения и, в конечном итоге, к их ускоренному увяданию.

Формально потенциал влажности почвы является мерой измерения способности почвенной влаги совершать работу или, в случае отрицательного потенциала, — работу, которую необходимо совершить для извлечения воды из почвы. Общий потенциал почвенной влаги ψ_t — совокупный эффект всех силовых полей — выражается в виде формулы:

$$\psi_t = \psi_z + \psi_m + \psi_o + \psi_p \quad (11.4)$$

где ψ_z — гравитационный потенциал, определяемый высотой места над средним уровнем моря (СУМ); ψ_m — матричный потенциал (благодаря которому происходит всасывание воды почвенной матрицей); ψ_o — осмотический потенциал, являющийся результатом энергетических эффектов растворенных в воде веществ; ψ_p — потенциал давления, т. е. гидростатическое давление ниже поверхности воды.

Совокупность потенциалов, не связанных с составом воды или почвы, именуется гидравлическим потенциалом — ψ_h . В случае насыщенной почвы он выражается в виде формулы $\psi_h = \psi_z + \psi_p$, а в случае ненасыщенной почвы — формулой $\psi_h = \psi_z + \psi_m$. При использовании фразы «водный потенциал», иногда с символом ψ_w , рекомендуется проверять данное автором определение, поскольку этот термин может быть использован для формулы $\psi_m + \psi_z$, а также для формулы $\psi_m + \psi_o$.

Градиенты отдельных потенциалов не всегда будут достаточно эффективными в создании стока. Например, ψ_o требует наличия полупроницаемой мембраны для создания стока, а ψ_p будет существовать в условиях насыщения или подпора, однако в большинстве случаев практических применений почва является ненасыщенной.

11.1.2 Единицы измерения

При решении уравнений баланса массы или неразрывности применительно к воде необходимо помнить о том, что компоненты набора параметров содержания воды не являются безразмерными. Гравиметрическое содержание влаги в почве выражается в виде веса почвенной влаги, содержащейся в единице веса почвы (кг воды/кг сухой почвы). Аналогично этому, объемное содержание влаги является объемной долей (м^3 воды/ м^3 почвы).

Базовой единицей водного потенциала является единица энергии (в джоулях = $\text{кг} \cdot \text{м}^2 \cdot \text{с}^{-2}$) на единицу массы — $\text{Дж} \cdot \text{кг}^{-1}$. При ином способе описания энергия на единицу объема ($\text{Дж} \cdot \text{м}^{-3}$) является эквивалентом давления, выраженного в паскалях ($\text{Па} = \text{кг} \cdot \text{м}^{-1} \cdot \text{с}^{-2}$). Единицами измерения, встречающимися в более ранней литературе, являются бар (= 100 кПа), атмосфера (= 101,32 кПа) или фунты на квадратный дюйм (= 6,895 кПа). Третьим классом единиц измерения являются единицы измерения высоты столба воды или ртути в (санти)метрах — энергия на единицу веса. Отношение этих трех потенциальных классов единиц выражается следующей формулой:

$$\psi \left(\text{J} \cdot \text{kg}^{-1} \right) = \gamma \cdot \psi \left(\text{Pa} \right) = \left[\psi \left(\text{m} \right) \right] / g \quad (11.5)$$

где $\gamma = 103 \text{ кг} \cdot \text{м}^{-3}$ (плотность воды) и $g = 9,81 \text{ м} \cdot \text{с}^{-2}$ (ускорение свободного падения). Поскольку потенциал почвенной влаги характеризуется широким диапазоном значений, он часто выражается в логарифмической шкале — в виде логарифма давления водяного столба. Обычно используемая единица для него называется рF и равна логарифму десятичному от абсолютного значения высоты водяного столба, выраженной в сантиметрах.

11.1.3 Метеорологические требования

Почва состоит из отдельных частиц и крупнозернистой массы минеральных и органических материалов, разделенных пространством или порами, которые заполнены водой и воздухом. Относительный объем пористого пространства уменьшается по мере увеличения размера частиц почвы (интуитивно ожидалось бы обратное). Перемещение жидкой воды в почве зависит от размера, строения и как правило геометрии пористого пространства.

При добавлении большого количества воды в образец «сухой» почвы часть этой воды в результате действия гравитации быстро просачивается через любые относительно большие трещины и каналы. Оставшаяся часть воды будет стремиться вытеснить часть воздуха в пространстве между частицами и, в первую очередь, в крупных пористых пространствах. В широком смысле слова четко определенный «фронт увлажнения» будет перемещаться в почве в направлении сверху вниз, оставляя при этом все более толстый слой, сохраняющий всю влажность, которую он может удержать, несмотря на действие гравитации. Соответственно этот слой почвы именуется «полевой влагоемкостью» — состояние, при котором большинство видов почвы характеризуется формулой $\psi_m \approx -33 \text{ Дж/кг}$ в диапазоне значений от -1 Дж/кг для органических почв до -100 Дж/кг для тяжелых глинистых почв. Значение -10 Дж/кг ($\text{pF} \approx 2$) может быть установлено для суглинистой песчаной почвы. Это состояние почвы нельзя смешивать с нежелательной ситуацией «насыщенной» почвы, когда все пористое пространство заполнено водой. После вызывающего насыщение явления, такого как сильный дождь, почве обычно требуется по меньшей мере 24 ч для достижения полевой влагоемкости. Когда содержание влажности снижается ниже уровня полевой влагоемкости, последующее ограниченное перемещение воды в почве происходит частично в жидком виде и частично в паровой фазе в результате дистилляции (в зависимости от температурных градиентов в почве), и иногда в результате переноса воды в корнях растений.

Корни растения в почвенном блоке будут извлекать жидкую воду из водяных пленок вокруг частиц почвы, с которыми они находятся в контакте. Скорость, с которой возможно это извлечение, зависит от потенциала важности почвы. Наступает момент, когда силы, удерживающие пленки влажности у частиц почвы, не могут быть преодолены

всасывающей способностью корней растений, и в результате чего растениям не хватает воды, и они утрачивают свою упругость (тургор): влажность почвы достигает «точки увядания», которая в большинстве случаев наблюдается при потенциале влажности почвы $-1,5$ МПа ($pF \approx 4,2$). В сельском хозяйстве доступной растениям влажностью почвы обычно считается количественная разница между полевой влагоемкостью и точкой увядания, и это значение характеризуется существенным различием в зависимости от вида почвы: в песчаных почвах оно может быть менее 10 объемных процентов, а в почвах с большим содержанием органического вещества оно может превышать 40 объемных процентов.

Желательно обычно знать содержание и потенциал влажности почвы как функцию глубины. Модели суммарного испарения (модели эвапотранспирации касаются, главным образом, небольшой глубины (десятки сантиметров); сельскохозяйственные же применения требуют наличия информации о влажности на глубине обитания корней (порядка одного метра), а модели общей циркуляции атмосферы включают ряд слоев до нескольких метров. Для гидрологических потребностей и нужд водного баланса, таких как модели стока в масштабе водосбора, а также для оказания воздействия на свойства почвы, такие как механическая прочность, теплопроводность и диффузионная способность, требуется информация о содержании влаги в почве на различной глубине. В зависимости от вида применения меняется точность, требуемая в отношении определения содержания влажности и пространственного и временного разрешения. Часто возникает проблема, связанная с неоднородностью многих видов почвы, суть которой заключается в том, что единственное место наблюдения не может обеспечить абсолютную информацию о состоянии влажности почвы на какой-либо территории, а предоставляет лишь относительные сведения об ее изменении.

11.1.4 Методы измерения

Методы и приборы, имеющиеся для оценки состояния влажности почвы, могут быть классифицированы тремя способами. Во-первых, проводится различие между определением влагосодержания и определением потенциала влажности. Во-вторых, так называемый прямой метод требует наличия обширной репрезентативной территории, на которой можно брать большое количество проб почвы для проведения разрушающего анализа в лаборатории. При косвенных методах используется прибор, помещаемый в почву для измерения определенной характеристики почвы, связанной с ее влажностью. В-третьих, методы могут быть классифицированы согласно оперативной приемлемости, при этом учитывается постоянный состав привлекаемого персонала, степень зависимости от наличия исследовательских лабораторий, сложность функционирования и достоверность результата. Кроме того, предварительные затраты на приобретение приборного оборудования должны сравниваться с последующими затратами на местные регулярные наблюдения и обработку данных.

Такие обзоры, как подготовленные ВМО (WMO, 1968, 1989, 2001) и Schmugge et al. (1980), являются весьма полезными для ознакомления с практическими задачами, однако, например, диэлектрические методы измерений влажности почвы стали достаточно корректными только после 1980 г., поэтому не следует чрезмерно полагаться на слишком ранние обзоры при выборе оперативного метода.

Имеются пять оперативных альтернативных вариантов для определения содержания почвенной влаги. Во-первых, существует классическое гравиметрическое определение влагосодержания, которое является простым прямым методом. Во-вторых, существует лизиметрия — не разрушающий почву вариант гравиметрических измерений. Он заключается в том, что заполненный почвой контейнер взвешивается либо эпизодически, либо постоянно для получения сведений об изменении общей массы в контейнере; эти сведения могут быть частным или общим результатом изменений во влажности почвы (более подробно лизиметры рассматриваются в настоящем томе, [глава 10](#)). В-третьих, содержание влаги может определяться косвенным образом посредством различных радиологических методов, таких как рассеяние нейтронов или поглощение гамма-излучения. В-четвертых, данные о содержании влаги могут определяться, исходя

из диэлектрических характеристик почвы, например, путем использования динамической рефлектометрии. И наконец, влажность почвы можно получить в глобальном масштабе с помощью дистанционных измерений тепловых или отражательных свойств Земли.

Измерение потенциала влажности почвы может осуществляться несколькими косвенными методами, в частности с использованием тензиометров, резисторных блоков и почвенных психрометров. Ни один из этих приборов не является эффективным в настоящее время в отношении полного спектра возможных значений потенциала влаги. Информация о расширенном исследовании всех различных методов измерений влажности почвы содержится в обновленных справочных пособиях, подготовленных Klute (1986), Dirksen (1999), Gardner et al. (2001) и Mullins (2001).

11.2 ПРЯМОЕ ГРАВИМЕТРИЧЕСКОЕ ИЗМЕРЕНИЕ СОДЕРЖАНИЯ ВЛАГИ В ПОЧВЕ

Гравиметрическое измерение содержания влаги в почве θ_v обычно осуществляется непосредственным образом. Образцы почвы массой около 50 г берутся в полевых условиях с помощью наиболее доступных орудий (лопаты, спиральные ручные буры, ковшовые буры, керновые буры с механическим приводом), при этом образец структуры почвы разрушается по возможности в минимальной степени (Dirksen, 1999). Пробы почвы следует немедленно поместить в водонепроницаемый, бесшовный, предварительно взвешенный и маркированный контейнер. Поскольку пробы будут помещены в печь, этот контейнер должен выдерживать высокие температуры и, при этом не плавиться и не терять собственную массу. Самыми распространенными контейнерами для почвы являются алюминиевые банки, однако в случае высушивания проб в лаборатории в микроволновых печах следует использовать неметаллические контейнеры. Если пробы почвы должны перевозиться на большое расстояние, следует использовать ленту для герметизации контейнера, с тем чтобы предотвратить потерю влажности в результате испарения.

Пробы и контейнер взвешиваются в лаборатории перед высушиванием и после него, при этом разница представляет собой массу воды, первоначально содержащейся в пробе почвы. Процедура высушивания заключается в помещении открытого контейнера в электрическую печь при температуре 105 °C до тех пор, пока масса не стабилизируется на постоянном уровне. Время, обычно необходимое для высушивания, колеблется от 16 до 24 часов. Необходимо отметить, что высушивание при температуре 105 ± 5 °C является частью общепринятого процесса определения «содержания влаги в почве», исходной целью которого является измерение содержания только «свободной влаги», которое не связано с матрицей почвы (Gardner et al., 2001).

Если пробы почвы содержат значительные количества органического вещества, то при температуре 105 °C может произойти чрезмерное окисление его и некоторая часть органического вещества из пробы будет потеряна. Хотя трудно определить конкретную температуру, при которой происходит такое, понижение температуры печи со 105 °C до 70 °C является, очевидно, достаточным, для того чтобы избежать существенной потери органического вещества. Однако это может привести к оценкам содержания влаги, которые являются слишком низкими. Следует проверять и регистрировать температуру и время высушивания в печи.

Кроме применения электрической печи для гравиметрического определения содержания воды в почве также может эффективно использоваться высушивание в микроволновой печи (Gee and Dodson, 1981). При использовании этого метода температура воды в почве быстро повышается до точки кипения, при которой она остается постоянной в течение определенного периода времени, обусловленного поглощением тепла водой в процессе испарения. Затем температура быстро повышается, как только энергия, поглощаемая водой в почве, превысит энергию, которую необходимо расходовать для испарения воды. При использовании этого метода следует проявлять осторожность, поскольку при значительном повышении температуры пластмассовые контейнеры могут расплавиться, если в пробе почвы присутствуют камни.

Гравиметрическое содержание влаги в воздушно-сухой (25 °C) минеральной почве часто составляет менее 2 %, однако, по мере приближения почвы к точке насыщения, содержание влаги может увеличиться до значений от 25 до 60 % в зависимости от типа почвы. Объемное содержание влаги в почве θ_v может находиться в пределах от менее 10 % для воздушно-сухой почвы до 40—50 % для приближающихся к точке насыщения минеральных почв. Определение величины θ_v почвы требует проведения измерения плотности почвы, например, посредством покрытия комка почвы парафином и его взвешивания в воздухе и воде, либо при помощи какого-либо другого метода (Campbell и Henshall, 2001).

Содержание влаги в каменистой или гравийной почве может быть весьма неопределенным. В тех случаях, когда камни занимают существенный объем почвы, они изменяют результат прямого измерения почвенной массы, не оказывая при этом аналогичного воздействия на пористость почвы. Например, гравиметрическое содержание влаги может составлять 10 % для пробы почвы с объемной плотностью в 2000 кг м⁻³; в то же время содержание влаги в пробе, состоящей из мелкого почвенного материала (камни и гравий исключаются), составило бы 20 %, если объемная плотность мелкого почвенного материала составляла 1620 кг м⁻³.

Хотя гравиметрическое содержание влаги для фракции мелкозернистой почвы $\theta_{g,fines}$ является величиной, обычно используемой для пространственного и временного сравнения, может также существовать необходимость определения объемного содержания влаги в гравийной почве. Последнее значение может иметь важное значение при расчете объема влаги в корневой зоне. Соотношение между гравиметрическим содержанием влаги в мелкозернистом почвенном материале и объемным содержанием влаги выражается формулой:

$$\theta_{v,stonny} = \theta_{g,fines} (\rho_b / \rho_w) (1 + M_{stones} / M_{fines}) \quad (11.6)$$

где $\theta_{v,stonny}$ — объемное содержание влаги в почве, в состав которой входят камни или гравий, а M_{stones} и M_{fines} — соответственно массы камней и мелкозернистых почвенных фракций (Klute, 1986).

11.3 СОДЕРЖАНИЕ ВЛАГИ В ПОЧВЕ: КОСВЕННЫЕ МЕТОДЫ

Способность почвы удерживать влагу является функцией текстуры и структуры почвы. При отборе пробы почвы исследуемая почва разрушается, и соответственно изменяется ее способность удерживать воду. Косвенные методы измерения содержания влаги в почве являются целесообразными, когда они позволяют собирать информацию с одного и того же участка от многих точек наблюдений, не разрушая при этом систему почва-вода. Кроме того, при помощи большинства косвенных методов определяется объемное содержание влаги в почве и при этом совершенно отсутствует какая-либо необходимость в определении плотности почвы.

11.3.1 Радиологические методы

Существуют два разных радиологических метода для измерения содержания влаги в почве. Одним из них является широко используемый метод рассеяния нейтронов, который основан на взаимодействии нейтронов большой энергии (быстрых нейтронов) с ядрами атомов водорода в почве. При помощи другого метода измеряется ослабление гамма-лучей во время их прохождения через почву. Оба метода используют портативное оборудование для проведения многочисленных измерений на станциях постоянных наблюдений и требуют тщательной калибровки, предпочтительно в почве, в которой должно использоваться данное оборудование.

При использовании любого устройства радиоактивного излучения необходимо соблюдать определенные меры предосторожности. Изготовитель предоставляет защитный экран, которым необходимо постоянно пользоваться. Измерительный щуп находится вне

защитного экрана только тогда, когда он опускается в скважину в почве, армированную трубой. При соблюдении руководств и правил радиационной безопасности, составленных фирмами-изготовителями и органами здравоохранения, нет никакой опасности подвергнуться воздействию повышенного уровня радиации независимо от того, как часто используется оборудование. Тем не менее, вне зависимости от типа используемого устройства радиоактивного излучения, оператор должен носить при себе определенный вид дозиметра, который позволит ежемесячно оценивать и фиксировать персональные уровни облучения.

11.3.1.1 **Метод рассеяния нейтронов**

При определении влажности в почве при помощи нейтронов (Visvalingam и Tandy, 1972; Greasen, 1981) в почву опускается датчик, в который вмонтированы радиоактивный источник, испускающий нейтроны большой энергии (быстрые нейтроны), и счетчик медленных нейтронов. Ядра водорода, масса которых почти равна массе нейтронов, обладают способностью замедления нейтронов при столкновении с ними по меньшей мере в десять раз, равно как и большинство других содержащихся в почве ядер. Поскольку в любой почве большая часть водорода присутствует в виде молекул воды, плотность потока медленных («тепловых») нейтронов вблизи нейтронного зонда приблизительно пропорциональна объемному содержанию влаги в почве.

После ряда столкновений определенная доля замедленных нейтронов вновь достигает датчика и его счетчика. Если содержание влаги в почве является значительным, не так много нейтронов способны пролететь большое расстояние до того момента, когда они станут тепловыми и неэффективными, и в таком случае 95 % подсчитанных нейтронов поступает из относительно небольшого объема почвенного слоя. Во влажной почве «радиус воздействия» может составлять лишь 15 см, тогда как в сухой почве этот радиус может увеличиться до 50 см. В этой связи измеряемый объем почвы меняется в зависимости от содержания влаги, и невозможно разделять тонкие слои. Таким образом, этот метод в меньшей степени подходит для локализации разрывов непрерывности в содержании влаги и не может эффективно использоваться в верхнем слое почвы толщиной в 20 см из-за разрыва непрерывности в среде почва–воздух.

Возможно, несколько вариантов расположения источника и детектора в нейтронном датчике, однако наилучшим является датчик с двойным детектором и источником в центре – как правило, в цилиндрическом контейнере. Подобное расположение позволяет обеспечить почти сферическую зону воздействия и получить более линейную зависимость подсчета нейтронов от влагосодержания почвы.

Для соединения нейтронного датчика с основным электронным оборудованием используется кабель, с тем чтобы этот зонд можно было опускать в предварительно подготовленную скважину в почве, армированную трубой. Труба, армирующая скважину, должна быть без стыков и с достаточно толстой стенкой (не менее 1,25 мм), чтобы обеспечить жесткость, но не настолько толстой, чтобы вызывать значительное замедление нейтронов. Эта труба должна быть изготовлена из устойчивого к коррозии материала, такого как нержавеющая сталь, алюминий или пластмасса, хотя следует избегать использования поливинилхлорида, поскольку он поглощает медленные нейтроны. Обычно достаточной является прямая труба диаметром в 5 см, для того чтобы опускать датчик в эту трубу, не опасаясь, что он там застрянет. При установке армирующей трубы следует проявлять аккуратность для обеспечения того, чтобы между этой трубой и почвенной матрицей не было ни одной воздушной полости. Труба должна выступать над поверхностью почвы как минимум на 10 см, с тем чтобы обеспечить установку поверх армирующей трубы бокса, содержащего электронное оборудование. Все армирующие трубы должны быть снабжены съемными крышками для предотвращения попадания дождевой воды в эти трубы.

Для повышения экспериментальной воспроизводимости результатов измерений содержание воды в почве определяется не напрямую по числу зарегистрированных медленных нейтронов, а по расчетному соотношению (CR), выраженному следующей формулой:

$$CR = C_{\text{soil}} / C_{\text{background}} \quad (11.7)$$

где C_{soil} — число тепловых нейтронов, зарегистрированных от почвы, а $C_{\text{background}}$ — число тепловых нейтронов в исходном носителе. Все нейтронные датчики снабжаются в настоящее время стандартным образцом для этих фоновых калибровок — обычно в сопоставлении с водой. Стандартный образец, в который помещается датчик, должен иметь как минимум 0,5 м в диаметре, с тем чтобы представлять «неопределенный» носитель. Калибровка для определения $C_{\text{background}}$ может проводиться посредством снятия 10-одноминутных показаний, которые должны усредняться, или посредством единственного одночасового показания. C_{soil} определяется на основе усреднения нескольких показаний измерений в почве на конкретной глубине/месте. Для целей калибровки лучшего всего взять три пробы вокруг армирующей скважины трубы и усреднить показатели содержания воды, соответствующие среднему CR, рассчитанному для этой глубины. Для каждой глубины следует оценивать, как минимум, пять различных значений влагосодержания в почве. Хотя некоторые калибровочные кривые могут быть аналогичными, следует проводить отдельную калибровку для каждой глубины. Срок службы большинства датчиков составляет более 10 лет.

11.3.1.2 Ослабление гамма-излучения

Если нейтронный метод измеряет объемное содержание воды в большой сфере, то при использовании метода абсорбции гамма-излучения сканируется тонкий слой. В настоящее время прибор с применением гамма-каротажа с двумя датчиками используется в лабораторных условиях, поскольку для использования в полевых условиях стали пригодными диэлектрические методы. Другой причиной этого является то, что гамма-лучи представляют собой большую опасность при работе с ними по сравнению с устройствами на основе рассеяния нейтронов, а также тот факт, что эксплуатационные расходы на приборы гамма-излучения являются относительно высокими.

Изменения в ослаблении гамма-излучения для заданного массового коэффициента поглощения могут быть связаны с изменениями общей плотности почвы. Поскольку поглощение гамма-излучения обусловлено массой, то невозможно определить содержание воды, пока неизвестно ослабление гамма-излучения, вызванное плотностью сухой почвы в данном месте, и пока оно остается неизменным при изменении содержания влаги. В этой связи непростой задачей является точное определение содержания влаги в почве на основе разницы между общими значениями ослабления и значениями ослабления в сухой почве.

По сравнению с методом рассеяния нейтронов затухание гамма-излучения обладает преимуществом, позволяющим проведение точных измерений на глубине в несколько сантиметров ниже раздела между воздухом и поверхностью почвы. Хотя данный метод характеризуется высокой степенью разрешения, малый объем оцениваемой почвы приведет к большему отражению в результатах значительной пространственной изменчивости, вызванной неоднородностью почвы (Gardner и Calissendorff, 1967).

11.3.2 Диэлектрические постоянные системы почва–вода

При помещении какого-либо вещества в электрическое поле конденсатора или волновода его воздействие на электрические силы в этом поле выражаются в виде соотношения между силами в данном веществе и теми силами, которые существовали бы в вакууме. Это отношение, именуемое диэлектрической проницаемостью или «диэлектрической постоянной», применительно к жидкой воде почти в 20 раз превышает соответствующее соотношение для усредненной сухой почвы, поскольку молекулы воды являются постоянными диполями. Диэлектрические свойства льда и воды, рассматриваемые в связи

с почвенной матрицей, сопоставимы с соответствующими характеристиками сухой почвы. Благодаря этому объемное содержание свободной почвенной влаги может определяться по диэлектрическим характеристикам влажной почвы посредством надежных, быстрых и неdestructивных методов измерения без потенциальных опасностей, связанных с радиоактивными устройствами. Кроме того, подобные диэлектрические методы могут быть полностью автоматизированы для получения данных. В настоящее время коммерчески доступными и широко используемыми являются два метода для оценки диэлектрических характеристик почвенной влаги, а именно динамическая рефлектометрия и частотное измерение.

11.3.2.1 *Динамическая рефлектометрия*

Динамическая рефлектометрия — это метод, позволяющий определять диэлектрическую постоянную путем наблюдения прохождения электромагнитного импульса, который запускается вдоль волновода, образуемого двумя погруженными в почву параллельными стержнями. Этот импульс отражается в конце волновода, и скорость его распространения, которая является обратно пропорциональной квадратному корню из диэлектрической постоянной, может точно измеряться существующими электронными приборами.

Наиболее широко используемое соотношение между диэлектрическими свойствами почвы и содержанием влаги в почве было представлено в компактной форме на основе экспериментальных данных авторами Torp et al. (1980) в виде следующей формулы:

$$\theta_v = -0,053 + 0,029\varepsilon - 5,5 \cdot 10^{-4} \varepsilon^2 + 4,3 \cdot 10^{-6} \varepsilon^3 \quad (11.8)$$

где ε — диэлектрическая постоянная системы почва-вода. Эта эмпирическая зависимость доказала свою применимость для многих видов почвы и в целом не зависит от текстуры почвы и содержания в ней гравия (Drungil et al., 1989). В то же время калибровка применительно к конкретному виду почвы является желательной для почв с низкой плотностью или с высоким содержанием органических веществ. Для сложных почвенных смесей в качестве полезного зарекомендовало себя уравнение Де Лоора (Dirksen и Dasberg, 1993).

Обычно расстояние между параллельными датчиками составляет 5 см, а их длина колеблется от 10 до 50 см; стержни зонда могут быть изготовлены из любого металла. Объем образца представляет собой, главным образом, цилиндр с радиусом в несколько сантиметров вокруг параллельных датчиков (Knight, 1992). Длина коаксиального кабеля от датчика до прибора для обработки сигнала не должна превышать 30 м. Характеристики почвенной влаги могут быть получены при помощи погруженного в почву комплекта датчиков, при этом каждый из них размещен горизонтально на разной глубине и подсоединен к полевому регистратору данных при помощи мультиплексора.

11.3.2.2 *Измерение частотного диапазона*

В то время как динамическая рефлектометрия использует микроволновый поддиапазон гигагерцового диапазона, датчики на одночастотном методе измеряют диэлектрическую постоянную на единственной частоте мегагерцового диапазона. При измерениях с помощью микроволнового диэлектрического датчика используются открытый коаксиальный кабель и один рефлектометр, установленный на конце датчика для измерения амплитуды и фазы на конкретной частоте. Результаты измерений в почве сравниваются с результатами измерений в воздухе и обычно калибруются с помощью диэлектрических блоков и/или жидкостей с известными диэлектрическими свойствами. Одним из преимуществ использования жидкостей для калибровки является идеальный электрический контакт между наконечником датчика и данным материалом (Jackson, 1990).

Поскольку используется один наконечник датчика малого размера, оценивается только небольшой объем почвы и поэтому исключительно важное значение имеет контакт с почвой. В связи с этим такой метод прекрасно подходит для лабораторных измерений

или точечных измерений, но подвержен, вероятно, погрешностям, обусловленным пространственной изменчивостью измеряемой величины, если он используется в полевых условиях (Dirksen, 1999).

11.4 ПРИБОРЫ ДЛЯ ИЗМЕРЕНИЯ ПОТЕНЦИАЛА ВЛАЖНОСТИ ПОЧВЫ

Основные приборы, позволяющие измерять матричный потенциал, являются относительно недорогими и надежными, для того чтобы использоваться в программах мониторинга полевого масштаба. Однако каждый прибор имеет ограниченный доступный диапазон потенциала влажности. Например, тензиометры хорошо работают только во влажной почве, в то время как блоки электрического сопротивления лучше действуют в умеренно сухой почве.

11.4.1 Тензиометры

Наиболее широко используемым и наименее дорогостоящим устройством для измерения потенциала почвенной влаги является тензиометр. Тензиометры являются простыми приборами, как правило, состоящими из пористой керамической чашки и герметической пластмассовой цилиндрической трубы, соединяющей пористую чашку с определенным регистрирующим давлением устройством в верхней части цилиндра. Они измеряют матричный потенциал, поскольку растворенные вещества могут свободно проходить через пористую чашку.

При функционировании тензиометра устанавливается условие его квазиравновесия с системой почва-вода. Пористая керамическая чашка служит в качестве мембраны, через которую протекает вода, и поэтому для правильного функционирования чашка всегда должна оставаться насыщенной. Следовательно, все поры керамической чашки и цилиндрической трубы первоначально заполняются водой, из которой удален воздух. Помещенный в почву тензиометр будет подвергаться воздействию отрицательных потенциалов почва-вода, вызывая движение воды из тензиометра в окружающую его почвенную матрицу. Движение воды из тензиометра создаст отрицательный потенциал или всасывание в цилиндре тензиометра, который будет фиксироваться регистрирующим устройством. Для целей регистрации подходит простая U-образная трубка, наполненная водой или ртутью, вакуумный манометр Бурдона или преобразователь давления (Marthaler et al., 1983).

Если потенциал почвенной влаги увеличивается, то вода перемещается из почвы обратно в тензиометр, результатом чего является уменьшение регистрируемого отрицательного потенциала почвенной влаги. Этот обмен водой между почвой и тензиометром, а также подверженность тензиометра отрицательным потенциалам приведет к тому, что растворенные газы освобождаются из раствора, создавая воздушные пузырьки. Образование воздушных пузырьков изменит показатели давления в цилиндре тензиометра и приведет к ошибочным показаниям. Другое ограничение заключается в том, что тензиометр имеет практический рабочий предел $\psi \approx -85$ кПа. При давлении за пределами -100 кПа (≈ 1 атм.) вода будет кипеть при температуре окружающей среды, образуя пузырьки водяного пара, которые нарушают вакуум внутри цилиндра тензиометра. Соответственно, из цилиндров необходимо время от времени удалять воздух при помощи насоса с ручным приводом, а затем вновь наполнять их водой.

В условиях засухи существенное количество воды может перемещаться из тензиометра в почву. Таким образом, наличие тензиометров может изменить то самое состояние, которое они призваны измерять. Дополнительным подтверждением этого процесса является то, что извлеченные из почвы тензиометры часто содержали вблизи керамических чашек большое число собранных корней. Как правило, в тех случаях, когда тензиометры действуют в качестве «иригатора», через керамические чашки теряется так много воды, что становится невозможным поддерживать вакуум в цилиндре, и тензиометр перестанет работать.

Перед установкой, но после того как тензиометр был наполнен водой и была произведена дегазация, керамическая чашка должна оставаться влажной. Если керамическую чашку обернуть во влажную ткань и поместить в контейнер с водой, то она будет оставаться влажной во время перевозки прибора из лаборатории в поле. В поле готовится скважина соответствующего размера и глубины. Скважина должна быть достаточно большой, чтобы плотно прилегать ко всем сторонам цилиндра, и достаточно глубокой, для того чтобы тензиометр достаточно выступал над поверхностью почвы для удаления воздуха и обеспечения повторного наполнения. Поскольку керамическая чашка должна оставаться в контакте с почвой, в случае каменистой почвы полезным может оказаться подготовка жидкого раствора из выкопанной на площадке земли и его заливка в скважину до помещения в нее тензиометра. Следует также соблюдать осторожность и обеспечить, чтобы скважина была должным образом засыпана, исключив таким образом любое уменьшение давления, которое может привести к заполнению водой пространства вокруг тензиометра. Эта предосторожность сведет к минимуму любое движение воды вниз по стенкам цилиндра, которое привело бы к созданию нерепрезентативных условий в системе почва-вода.

Воздействию окружающей среды подвержена лишь незначительная часть тензиометра, однако попадание на нее солнечной радиации может вызвать тепловое расширение верхнего конца цилиндра тензиометра. Аналогичным образом, наличие градиентов температуры между поверхностью почвы и керамической чашкой может привести к тепловому расширению или сжатию нижнего конца цилиндра. Для сведения к минимуму риска того, что температура вызовет ложные показания потенциала влажности, цилиндр тензиометра следует помещать в тени и изготавливать его из непроводящих материалов, а также снимать показания ежедневно в одно и то же время, предпочтительно рано утром.

Новой разработкой является осмотический тензиометр, в котором трубка измерителя заполняется полимерным раствором для лучшего функционирования в сухой почве. Дополнительную информацию о тензиометрах см. в работах Dirksen (1999) и Mullins (2001).

11.4.2 Блоки электрического сопротивления

Блоки электрического сопротивления, несмотря на их нечувствительность к потенциалам влажности почвы в определенном диапазоне влажности, являются прекрасным дополнением тензиометров. Они состоят из электродов, заключенных в определенный пористый материал, который в течение порядка двух дней достигнет состояния квазиравновесия с почвой. В качестве материалов для изготовления блоков обычно используются нейлоновая ткань, стекловолокно и гипс с рабочим диапазоном порядка -50 кПа (для нейлона) или -100 кПа (для гипса) и до -1500 кПа. Типичные размеры блока составляют $4 \text{ см} \times 4 \text{ см} \times 1 \text{ см}$. Срок службы гипсовых блоков равен нескольким годам, однако уменьшается в почве с высокой влажностью или соленостью (Perrier и Marsh, 1958).

При помощи этого метода определяется потенциал влажности в качестве функции электрического сопротивления, которая измеряется мостом переменного тока (обычно $\approx 1\,000$ Гц), поскольку постоянный ток вызывает эффекты поляризации. В то же время сопротивление уменьшается в случае засоленной почвы, давая при этом ложные показания о завышенной влажности почвы. Гипсовые блоки менее чувствительны к воздействию солености почвы, поскольку электроды постоянно находятся под воздействием насыщенного раствора сульфата кальция. В показания гипсовых блоков необходимо вносить поправки на температуру (Aggelides и Londra, 1998).

Благодаря тому, что блоки электрического сопротивления не выделяются над поверхностью земли, они прекрасно подходят для полустационарных сельскохозяйственных сетей для измерения характеристик потенциала влаги, в том случае если их установка осуществляется тщательным и систематическим образом (WMO, 2001). При установке блоков электрического сопротивления лучше всего вырыть небольшую траншею для подводящих проводов, прежде чем готовить скважину для блоков,

с тем чтобы свести к минимуму движение воды вдоль проводов к блокам. Возможной проблемой в полевых условиях является то, что в результате усыхания и разбухания почвы может быть нарушен контакт с блоками. С другой стороны, блоки электрического сопротивления не затрагивают расположение корней растений.

Блоки электрического сопротивления относительно недороги, однако они нуждаются в индивидуальной калибровке. Это обычно осуществляется перед установкой в поле путем насыщения блоков дистиллированной водой и последующего их помещения под пресс с заранее заданным давлением (Wellings et al., 1985), при этом используются как минимум пять различных значений давления. К сожалению, сопротивление меньше на кривой усыхания почвы по сравнению с кривой ее увлажнения, в результате чего при измерении в поле появляются ошибки, связанные с явлением гистерезиса, т. к. блоки сопротивления медленно достигают равновесия с меняющейся влажностью почвы (Tanner и Hanks, 1952). Поскольку кривые калибровки блоков сопротивления со временем изменяются, то блоки необходимо калибровать до установки, а затем регулярно проверять либо в лаборатории, либо в полевых условиях.

11.4.3 Психрометры

Психрометры используются в лабораторных исследованиях образцов почвы в качестве эталона для других методов (Mullins, 2001), однако имеется также модель для работы в полевых условиях, именуемая психрометром Спаннера (Rawlins и Campbell, 1986). Психрометр представляет собой миниатюрную термopару, помещенную внутри небольшой камеры с пористой стенкой. Термopара охлаждается благодаря эффекту Пельтье, при этом на спаяе термopары конденсируется влага. При испарении влаги со спая его температура уменьшается и возникает ток, который измеряется амперметром. Эти измерения быстро реагируют на изменения потенциала почвенной влаги, но весьма чувствительны к температуре и солености (Merrill и Rawlins, 1972).

Наиболее низкий потенциал влаги, обычно связанный с активным забором воды растениями, соответствует относительной влажности от 98 % до 100 %. Это означает, что для точного измерения потенциала влажности почвы в пределах 10 кПа температура должна будет контролироваться с точностью более 0,001 К. Отсюда следует, что полевые психрометры лучше всего использовать для измерения низких матричных потенциалов, составляющих менее –300 кПа. Кроме того, компоненты прибора отличаются по своим характеристикам теплоемкости, и поэтому суточные колебания температуры почвы могут привести к образованию градиентов температуры в психрометре (Brunini и Thurtell, 1982). В этой связи психрометры Спаннера не следует использовать на глубинах менее 0,3 м, а показания следует снимать ежедневно в одно и то же время, предпочтительно ранним утром. Таким образом, почвенный психрометр представляет собой сложный и требовательный метод даже для специалистов.

11.5 ВЫБОР МЕСТА И РАЗМЕР ПРОБЫ

При проведении наблюдений за влажностью почвы не существует эталонной глубины или интервала измерений, в связи с тем, что это существенно зависит от задач исследований, для решения которых устанавливаются датчики. Международная сеть наблюдений за влажностью почвы (МСНВП; Dorigo et al., 2011) предоставляет обширную базу данных с гармонизированными временными рядами измерений влажности почвы *in situ*, полученными с сетей по всему миру. Здесь данные по возможности увязаны с получасовым интервалом измерений. Большинство сетей и станций МСНВП измеряют влажность почвы на нескольких глубинах от 0,05 м до 0,50 м или до 1 м. В результате, характеристики влажности почвы на различных глубинах можно сравнить и использовать для проверки достоверности данных измерений. Измерения других метеорологических параметров представляют большую ценность для определения влажности почвы. Например, данные по атмосферным осадкам на месте измерений могут помочь в определении достоверности данных о влажности почвы.

Репрезентативность любой точки наблюдения за влажностью почвы является ограниченной ввиду вероятности существования значительных разновидностей почвенной структуры как в горизонтальном, так и вертикальном направлениях (пористость, плотность, химический состав), почвенно-растительного покрова и рельефа. Важнейшим фактором является определение влажности почвы и ее изменчивости в масштабе, необходимом для проведения исследований гидрологических процессов и проверки достоверности спутниковых данных. Определение гравиметрического содержания влаги или не прямые измерения влажности почвы являются достоверными только в точке измерения, что вызывает необходимость взятия большого количества проб для адекватного описания состояния влажности почвы в данном месте. При расчете числа проб n , необходимых для определения содержания влаги в почве в локальной зоне при соблюдаемом уровне точности (L), можно использовать следующее уравнение:

$$n = 4 \left(\sigma^2 / L^2 \right) \quad (11.9)$$

где σ^2 — дисперсия между пробами, полученная на основе предварительного эксперимента по взятию проб. Например, предположим, что в результате предварительного взятия проб было получено (типичное) значение σ^2 , равное 25 %, а необходимый уровень точности находится в пределах 3 %. В таком случае понадобится 12 проб из этого места (если можно допустить, что содержание влаги в почве равномерно распределяется по данному месту). Исследование, выполненное Brocca et al. (2007), показало, что минимальное количество проб в точках, необходимое для района в центральной части Италии, протяженностью примерно от 9 до 8 800 м², изменялось от 15 до 35. Большее количество проб было необходимо для площадок с более значительным рельефом. Famiglietti et al. (2008) пришли к выводу, что 30 проб достаточно для покрытия территории площадью 50 км², предполагая, что данные получены из независимого источника и неоткоррелированы в пространственном отношении.

Масштабирование точечных измерений, полученных посредством гравиметрического определения содержания влаги или косвенных измерений датчиками *in situ*, являлось предметом многих исследований. Методы масштабирования меняются от относительно прямой интерполяции и способов временной/ранговой устойчивости до более сложных методов, таких как статистические преобразования и моделирование земной поверхности. С помощью широко используемого анализа временной/ранговой устойчивости, разработанного Vachaud et al. (1985) выполняется оценка возможности использования одного места расположения датчика влажности почвы для оценки среднего значения по всей площадке. Friesen et al. (2008) представили новый метод, который был применен Bircher et al. (2011), где отбор проб для определения влажности почвы был основан на ландшафтных зонах с внутренними согласованными гидрологическими параметрами. Этот метод обеспечивает статистически надежную обоснованность посредством сокращения разброса охвата и уменьшения возможности ошибки при нерепрезентативном отборе проб.

11.6 ДИСТАНЦИОННОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ ВЛАЖНОСТИ ПОЧВЫ

Ранее в этой главе упоминалось о том, что единственное место для проведения наблюдений не может обеспечить получение полной информации о влажности почвы в регионе. Влажность почвы имеет большую изменчивость в пространстве и времени, что затрудняет измерения в масштабе континента или в глобальном масштабе, необходимые исследователям (Senevirante et al., 2010). Дистанционные измерения влажности почвы со спутников решают эти проблемы, предоставляя данные наблюдений за влажностью почвы в верхнем слое в глобальном масштабе в течение 1—2 дней при всем многообразии условий.

В целом, дистанционное зондирование направлено на измерение характеристик поверхности Земли посредством анализа взаимодействий между поверхностью земли и электромагнитным излучением (ЭМИ). Это может быть выполнено с помощью регистрации естественно излучаемой радиации (пассивные системы) или методом подсветки земной поверхности и регистрации отраженного сигнала

(активные системы). Влажность почвы обычно оценивается посредством результатов ее влияния на электрические или тепловые свойства почвенного слоя. Несмотря на то, что дистанционные наблюдения в микроволновом диапазоне чувствительны к диэлектрической постоянной почвы, системы дистанционного зондирования в ИК-диапазоне чувствительны к ее тепловым условиям. Информация о спутниковых наблюдениях приводится в [томе IV](#), глава 5, 5.6.2 и 5.6.3 настоящего Руководства, где рассматриваются основные принципы наблюдений за влажностью почвы в контексте многих наблюдаемых геофизических переменных. В настоящем разделе представлена дополнительная детализированная и практическая информация.

В течение последних десятилетий было подготовлено много комплектов данных о влажности почвы, полученных при помощи различных находящихся в космосе приборов с использованием разных алгоритмов выборки (Owe et al., 2001; Njoku et al., 2003; Naeimi et al., 2009). Недавно некоторые из этих комплектов данных, полученных как методами наблюдений активного, так и пассивного микроволнового дистанционного зондирования, были объединены (Liu et al., 2011), образуя глобальный комплект данных о влажности почвы, который охватывает последние 30 лет (Liu et al., 2012).

Несмотря на то, что дистанционное зондирование оказалось ценным инструментом для измерения влажности почвы в глобальном масштабе, измерения *in situ* являются настоятельной необходимостью для калибровки и проверки достоверности полученных спутниковых данных о влажности почвы. Международная сеть наблюдений за влажностью почвы (МСНВП), являющаяся глобальной базой данных измерений *in situ* о влажности почв, была в основном разработана для проверки достоверности спутниковой продукции. Было предпринято много усилий по проверке качества продукции дистанционного зондирования с использованием измерений *in situ* (Albergel et al., 2012; Pathe et al., 2009; Su et al., 2013; Wagner et al., 2008). Кроме того, многие исследования были сосредоточены на характеристике ошибок различных видов продукции по влажности почвы (Dorigo et al., 2010; Draper et al., 2013). Эти исследования показывают, что большая часть продукции, полученной с помощью дистанционного зондирования, способна достаточно хорошо отображать сезонные и краткосрочные изменения влажности почвы. Тем не менее, погрешности абсолютной величины и динамического диапазона могут быть значительными при сравнении с данными о влажности почв *in situ* и данными моделей.

В нижеследующих пунктах будет проведен обзор теоретических основ различных используемых методов дистанционного зондирования, спутниковых приборов и алгоритмов.

11.6.1 Микроволновое дистанционное зондирование

11.6.1.1 Введение

При дистанционном зондировании в микроволновом диапазоне используются электромагнитные волны с длинами волн от 1 м до 1 см, что соответствует частотам от 0,3 до 300 ГГц. Важным свойством этих микроволн является то, что они могут распространяться в атмосфере Земли невозмущенными, и тем самым позволяют проводить наблюдения независимо от облачного покрова. Кроме того, так как они не связаны с солнечным освещением, микроволновые измерения можно выполнять в течение всего дня.

При применении к дистанционному зондированию поверхности Земли, закон излучения Киргхофа констатирует, что излучение тела равно единице минус его отражательную способность. Это означает, что излучение и отражение являются взаимодополняющими, и, таким образом, поверхности, которые хорошо рассеивают, являются слабыми излучателями и наоборот. В результате, одни и те же физические явления на земной поверхности оказывают влияние в обратном порядке на активные и пассивные микроволновые системы. Закон отражения Френеля описывает взаимосвязь между диэлектрической постоянной и отражательной способностью (и таким образом, излучательной способностью), где более высокая диэлектрическая постоянная дает

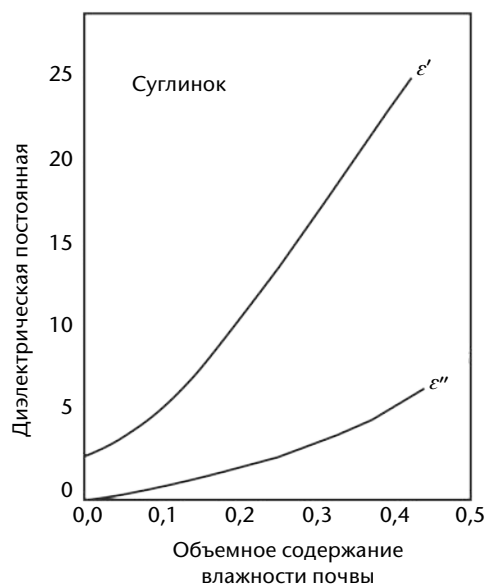


Рисунок 11.1. Взаимосвязь между комплексной диэлектрической постоянной (ϵ' и ϵ'' — величины реальной и мнимой частей соответственно) и объемным содержанием влаги почвы для суглинистых почв при частоте 5 ГГц (Hallikainen et al., 1985).

большую степень отражения (и меньшую излучательную способность). Диэлектрическая постоянная воды на порядок величины превышает диэлектрическую постоянную сухих почв в микроволновом диапазоне. Поэтому диэлектрическая постоянная почв повышается с увеличением влажности почвы (см. рисунок 11.1). При таких физических взаимосвязях возможно получить влажность почвы поверхности Земли с помощью как систем пассивного, так и активного дистанционного зондирования в микроволновом диапазоне.

Микроволновые лучи способны взаимодействовать в некоторой степени с объемным содержанием целей, так как их волны обладают большей длиной и не сразу отражаются от поверхности. Таким образом, можно получить информацию, к примеру, о внутреннем состоянии растительного покрова или почв. Как показывает опыт, чем больше длина волны, тем глубже проникновение излучения в объемное содержание. В то же время оптические волны только взаимодействуют с поверхностями и дают информацию о видимом цвете и яркости.

При наблюдении сверху растительного полога зеленые насаждения воздействуют на микроволновое излучение двумя способами: прежде всего растительность поглощает или рассеивает излучение, испускаемое почвой; и во-вторых, растительность также испускает свое собственное излучение. Под достаточно плотным пологом, испускаемое почвой излучение становится полностью скрытым, и наблюдаемое излучение будет, в основном, за счет растительности. В целом, все полосы частот, используемые в дистанционном зондировании влажности почвы в микроволновом диапазоне, реагируют на растительность и требуют некоторых соответствующих поправок данных. Высокочастотные полосы более восприимчивы к влиянию растительности.

11.6.1.2 **Многочастотные радиометры**

Пассивные системы, такие как радиометры, регистрируют яркостную температуру поверхности Земли. Яркостные температуры связаны с величиной излучательной способности (и таким образом отражения), описанной аппроксимацией Релея-Джинса закона Планка. Этот закон гласит, что яркостные температуры являются функцией физической температуры и излучательной способности. Величина излучения зависит от диэлектрической постоянной излучающего тела, как это описано в законе отражения Френеля.

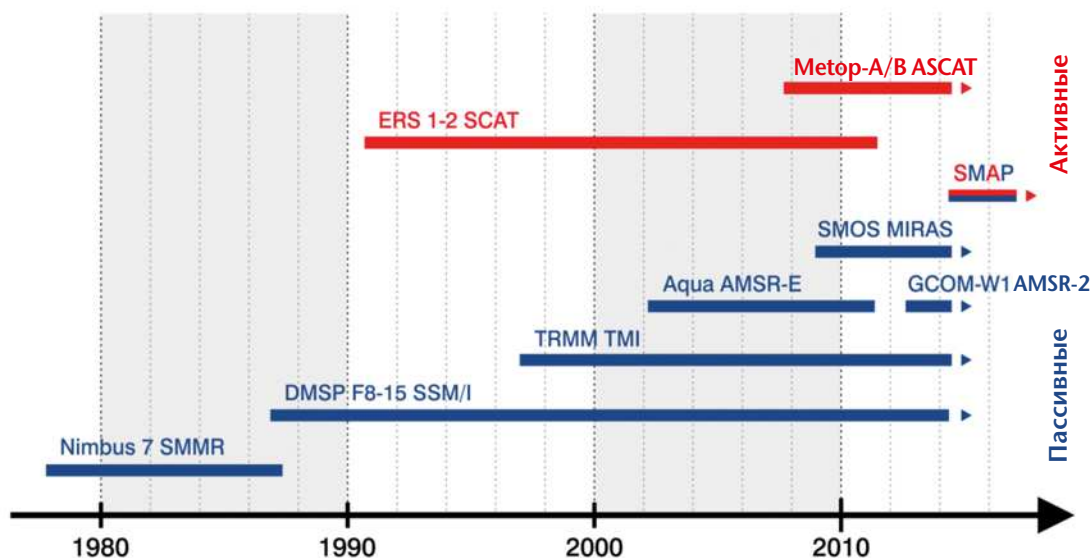


Рисунок 11.2. Активные и пассивные микроволновые датчики, используемые для получения данных о влажности почвы

С 1978 г. приборы предоставляют глобальные данные пассивного зондирования над сушей и океанами (рисунок 11.2), начиная с использования сканирующего многоканального микроволнового радиометра (1978—1987 гг.), устройства для получения изображений с помощью специального микроволнового датчика (с 1987 г.), Проекта по измерению осадков в тропиках (с 1997 г.), и с недавнего времени современных радиометров микроволнового сканирования (AMSR-E, 2002—2011 гг. и AMSR-2 с 2012 г.), спутника Кориолис ВиндСат (с 2003 г.) и китайских спутников серии Фен-Юн-3 (с 2010 г.). Первоначально эти приборы были предназначены для наблюдений за атмосферными осадками, испарением, температурами поверхности моря и криосферными параметрами, а не за влажностью почвы. Тем не менее, исследования в 1970-х гг. уже показали потенциальную возможность выделения данных о влажности почвы с помощью яркостных температур на этих частотах (Schmugge, 1976). Большое преимущество радиометров в том, что данные множественных многочастотных микроволновых радиометров имеются с 1978 г., обеспечивая получение долгосрочного комплекта данных для изучения трендов и аномалий.

Приборы, используемые для дистанционного зондирования влажности почвы, имеют частоты от 6,6 до 10,7 ГГц. Необходимо принимать во внимание, что более высокая микроволновая частота ведет к менее точным оценкам влажности почвы, так как затухание вследствие растительности повышается, а способность проникновения понижается. Поэтому выборки со сканирующего многоканального микроволнового радиометра (6,6 ГГц), AMSR-E (6,9 ГГц), Виндсат (6,8 ГГц) и AMSR-2 (6,9 ГГц) имеют более высокую точность. Другим преимуществом этих датчиков является значительное улучшение пространственного разрешения и радиометрической точности. Пространственное разрешение AMSR-E составляет 56 км, при этом продукция о влажности почвы предоставляется при пространственном разрешении 0,25°.

11.6.1.3 Скаттерометры

Скаттерометр представляет собой активный микроволновый прибор, который непрерывно передает короткие направленные импульсы энергии к поверхности Земли и обнаруживает отраженную энергию. Количество энергии, возвращенное прибору, зависит от геометрических и диэлектрических свойств поверхности, часто называемое нормированной эффективной площадью рассеяния или обратным рассеянием (сигма

нулевая σ^0). Жертвует диапазоном и пространственным разрешением, скаттерометры превосходят другие типы радиолокаторов по точности и стабильности в целях измерения эффективной площади отражения цели. Скаттерометры на космических аппаратах были первоначально разработаны и спроектированы для получения данных о скорости и направлении ветра над океанами. Тем не менее, в ряде исследований признается возможность использования скаттерометров для таких наземных применений, как мониторинг влажности почвы (Magagi и Kerr, 1997; Pulliainen et al., 1998; Wagner et al., 1999). Так как европейские скаттерометры работают на больших длинах волн (5,3 ГГц), чем скаттерометры США (14 ГГц), они больше подходят для выборки данных о влажности почвы.

Уникальная приборная конструкция европейских скаттерометров на борту европейских спутников дистанционного зондирования (ЕРС) и метеорологических оперативных спутников (Метоп) позволяют получать данные о влажности почвы в глобальном масштабе с практически суточным покрытием. Оба скаттерометра, активный микроволновый прибор (АМИ)) в режиме измерения ветра на борту ЕРС (Attema, 1991) и усовершенствованный скаттерометр (АСКАТ) на борту спутника Метоп (Figa-Saldana et al., 2002), работают в полосе частот С (5,3 ГГц) с длиной волны примерно 5,6 см. Основными отличиями между этими двумя скаттерометрами являются количество антенн бокового обзора и диапазон наблюдаемых углов падения. Пространственное разрешение АМИ составляет примерно 60 км, тогда как продукция АСКАТ обеспечивается при пространственном разрешении 25 км и 50 км.

11.6.1.4 **Радиолокаторы с синтезированной апертурой**

Спутниковые или самолетные радиолокаторы с синтезированной апертурой (РСА) являются системами активных микроволновых датчиков, которые предлагают более высокую разрешающую способность, нежели скаттерометры, благодаря усовершенствованной обработке сигнала. В качестве радиолокаторов бокового обзора, формирующих изображение, они действуют подобно скаттерометрам и используют ту же область частот. Кроме применений в гидрологии, системы РСА могут использоваться для точного получения трехмерного геометрического изображения, так как они дают возможность интерферометрии.

По мере прохождения радиолокатора бокового обзора, формирующего изображение вдоль своего пути на земле, он накапливает данные. Пространственное разрешение радиолокаторов зависит от (ограниченного) физического размера его антенны и апертуры. Используя движение носителя вдоль траектории, система РСА имитирует большую синтезированную апертуру по мере непрерывной регистрации амплитуды и фазы наземных целей, пока они видимы для РСА. Эти множественные измерения каждой цели затем суммируются когерентным образом. Небольшие объекты соответственно анализируются на земле. Однако более высокое потребление энергии и меньшая зона обслуживания приводят к более продолжительному повторному циклу в отдельных местах, и таким образом пространственное разрешение РСА уступает другим микроволновым системам в наши дни.

Более высокая сложность почвы и свойств поверхности в масштабе ниже 10 км вносит дополнительную погрешность и источники неопределенности. В результате, системы РСА пока еще не используются в оперативном обслуживании в области определения влажности почв, однако они применяются для предоперативного обслуживания и получения научной продукции (Doubkova et al., 2009; Pathe et al., 2009). Тем не менее, предстоящие запуски спутников с РСА, такие как программа Сентинел-1 Европейского космического агентства (ЕКА) (Attema et al., 2007), перспективны в плане улучшения временного и радиометрического разрешения, и было предложено использовать РСА для оперативного обслуживания в области определения влажности почв в локальном масштабе (Hornacek et al., 2012).

11.6.1.5 *Специализированные спутники с использованием L-полосы частот*

Как отмечалось выше, более низкие частоты менее чувствительны к взаимодействию с растительным покровом, и поэтому они считаются более подходящими для получения данных о влажности почв. В связи с этим, первые два запущенные спутники, специально спроектированные для получения данных о влажности почв, работают в канале L-полосы частот (1,4 ГГц). Цель спутников для наблюдений за почвенной влагой и соленостью океана (ПВСО) и измерения влажности почвы активными и пассивными приборами (СМАП) заключается в предоставлении данных об абсолютной влажности почв с максимальной среднеквадратической ошибкой (СКО) $0,04 \text{ м}^3/\text{м}^3$.

Запуск спутника Европейского космического агентства (ЕКА) с прибором для наблюдений за влажностью почвы и соленостью океана (ПВСО) был успешно осуществлен 2 ноября 2009 г. Прибор на борту спутника ПВСО имеет уникальную конструкцию для обеспечения пространственного разрешения, необходимого для измерения влажности почвы. Так называемый сверхвысокочастотный радиометр для получения изображений с синтезированной апертурой (МИРАС) представляет двухмерный интерферометрический радиометр, на котором размер антенны, необходимой для измерения при требуемом пространственном разрешении, воспроизводится посредством 69 небольших антенн. МИРАС обеспечивает яркостные температуры с пространственным разрешением от 30 км до 50 км. Глобальное покрытие достигается каждые 2—3 дня.

Запуск спутника для измерения влажности почвы активными и пассивными приборами (СМАП) Национального управления по аэронавтике и исследованию космического пространства США (НАСА) был запланирован на 31 января 2015 г. Как и СМОС, пассивный микроволновый прибор работает в L-диапазоне частот для повышения чувствительности к влажности почвы. Однако конструкция прибора для СМАП существенно отличается от СМОС. СМАП использует антенну с реальной апертурой в форме большого (6 м) параболического вращающегося отражателя. Измерения производятся с пространственным разрешением 40 км. В дополнение к пассивным измерениям, СМАП также несет радиолокатор, который выполняет сопутствующие измерения с пространственным разрешением 1—3 км. Объединив активные и пассивные измерения, СМАП предоставляет продукцию о влажности почвы с пространственным разрешением 10 км.

11.6.1.6 *Получение данных о влажности почвы*

Для выборки данных о влажности почвы необходимы модели, которые способны объяснить влияние растительности и шероховатости поверхности на микроволновый сигнал и затем преобразовать полученную интенсивность в значения влажности почвы. Следует вновь отметить, что более короткие длины волн ведут к худшим показателям, вследствие разброса растительности и меньшей глубины проникновения. Получение данных о влажности почвы невозможно над районами густой растительности, такими как тропические влажные джунгли вследствие отсутствия проникновения волн L- и C-полосы частот через растительный полог. Кроме того, полученные оценки влажности почв справедливы только для незамерзших почв и без снежного покрова.

Пассивные системы измеряют микроволновую яркостную температуру и получают косвенным образом излучательную способность, которая затем вводится в модель излучательного переноса. Данные о температуре почвы, шероховатости, текстуре и других параметрах наблюдавшегося района являются необходимой вспомогательной информацией. Данные пассивных микроволновых наблюдений АМСР-Е доступны, используя либо алгоритм поиска ВУА-НАСА (VUA-NASA), разработанный Университетом Врийе, Амстердам (ВУА) и НАСА и основанный на модели поиска наземных параметров, как описано в работе Owe et al. (2001), официальной продукции АМСР-Е, НАСА (Njoku et al., 2003; Njoku, 2004), либо алгоритм поиска Университета Монтаны (Jones et al., 2009; Jones and Kimbal, 2010). Все эти алгоритмы поиска основаны на уравнениях излучательного переноса. Однако алгоритмы поиска существенно различаются и дают совершенно разные значения влажности почвы. Алгоритм поиска ВУА-НАСА одновременно определяет

оптическую глубину растительности и диэлектрическую постоянную почвы. Влажность почвы рассчитывается с использованием смешанной модели Ванга и Шмугге (Wang and Schmugge, 1980).

Прибор СМОС предоставляет оперативную продукцию по влажности почвы (Kerr et al., 2012). Алгоритм поиска СМОС использует итеративный подход для минимизации функции затрат между смоделированными яркостными температурами и прямыми измерениями. Таким образом, найден наилучший набор параметров, включая влажность почв и растительность. Уровень 2 данных СМОС по влажности почвы может загружаться в режиме онлайн через Earthnet EKA (<https://earth.esa.int/eogateway/missions/smos/data>).

Активные приборы измеряют интенсивность обратного рассеяния, являющуюся функцией шероховатости, угла падения и диэлектрических свойств поверхности. Растительность и другие виды влияния вносят вклад в сигнал, который используется для определения коэффициента обратного рассеяния. Получение данных о влажности почвы, предоставляемых в качестве оперативной продукции с прибора АСКАТ и научной продукции АМИ в режиме измерения ветра, основывается на полуэмпирическом методе обнаружения изменения. Этот метод, алгоритм обнаружения изменения TU Wien, разработанный в Техническом университете Вены, создан специально для уникальной конструкции прибора. Принимая линейную связь между радиолокационным рассеянием и влажностью почвы в области измерения в децибелах, можно получить относительную меру влажности в первых нескольких сантиметрах почвы, представляющую степень насыщения (0–100 %). В очень сухих регионах, в особенности в песчаных пустынях, подход извлечения данных не подходит, по-видимому, вследствие сложного механизма поверхности, объема и подповерхностного рассеяния. Данные о влажности почвы, полученные с помощью алгоритма обнаружения изменения TU Wien, находятся в свободном доступе на веб-сайте Технического университета Вены или Европейской организации по эксплуатации метеорологических спутников (EUMETSAT; <https://navigator.eumetsat.int/product/EO:EUM:DAT:METOP:SOMO25>).

Обзор оперативной продукции, касающейся влажности почвы, представлен в таблице ниже.

Оперативная продукция, касающаяся влажности почвы, и ее характеристики

Ссылка на продукцию	СМОС (SMOS)	АМСР-Е (AMSR-E)	АСКАТ (ASCAT)
Спутник			
Название	СМОС (SMOS)	Аква (Aqua)	Метоп-А/В (Metop-A/B)
Агентства	ЕКА/КНЕС ^а /СДТИ ^б (ESA/CNES ^а /CDTI ^б)	НАСА	ЕВМЕТСАТ/ЕКА (EUMETSAT/ESA)
Срок службы	С 2.11.09	4.5.02–4.10.11	С 19.10.06
Орбита	Полярная	Полярная	Полярная
Высота	758 км	705 км	837 км
Период	100 мин	99 мин	100 мин
Время пересечения экватора	06:00 (восходящая) 18:00 (нисходящая)	13:30 (восходящая) 01:30 (нисходящая)	21:30 (восходящая) 09:30 (нисходящая)
Тип	Научно-исследовательский спутник	Научно-исследовательский спутник	Оперативный (3 спутника)

Ссылка на продукцию	СМОС (SMOS)	АМСР-Е (AMSR-E)	АСКАТ (ASCAT)
Датчик			
Название	МИРАС (MIRAS)	АМСР-Е (AMSR-E)	АСКАТ (ASCAT)
Тип	Радиометр с синтезированной апертурой	Многочастотный радиометр с реальной апертурой	Скаттерометр с реальной апертурой
Полоса обзора	1 000 км	1 450 км	2 x 550 км
Принцип сканирования	Двухмерный интерферометр переднего обзора	Вращающийся параболический отражатель	6 антенн бокового обзора с веерным лучом
Диапазон угла падения	0–55°	55°	25–53° (средний луч); 34–64° (передний и задний лучи)
Частота	1,4 ГГц	6,9; 10,7; 18,7; 23,8; 36,5 и 89 ГГц	5,3 ГГц
Поляризация	Н и V (поляриметрический режим, по выбору)	Н и V	VV
Пространственное разрешение	30–50 км	75 x 43 км при 6,9 ГГц	25/50 км
Суточный глобальный охват	~82 %	~90 %	~82 %
Поиск и извлечение			
Название модели	Л-МЕБ (L-MEB)	Модель поиска наземных параметров	ВАРП (WARP)
Форвардная модель	Модель переноса излучения	Модель переноса излучения	Полуэмпирическое обнаружение изменения
Сложность модели	Высокая	Средняя	Низкая
Инверсионный подход	Итерационная подгонка методом наименьших квадратов	Итерационная подгонка методом наименьших квадратов	Прямая инверсия
Сопутствующие поиски информации	Температура почвы, оптическая глубина растительности, шероховатость	Температура почвы, оптическая глубина растительности	Нет
Калибровка модели	Нет	Нет	На основе долгосрочного временного ряда
Необходимость дополнительных данных	Высокая	Средняя	Низкая
Оценки распространения ошибок	Не имеются	Имеются	Имеются

Ссылка на продукцию	СМОС (SMOS)	АМСР-Е (AMSR-E)	АСКАТ (ASCAT)
Продукция			
Количество целей	Объемное содержание влаги почвы	Объемное содержание влаги почвы	Степень насыщения
Единицы измерения	м ³ ·м ⁻³	м ³ ·м ⁻³	0—<<8_l_ch11_ru-001. eps>>1 или %
Сетка	Фиксированная дискретная глобальная сетка ISEA4-9	Регулярная сетка	Геометрия полосы обзора
Распределение пикселей	15 км	0,25°	12,5 км
Ожидание данных	В течение нескольких дней после зондирования	Нерегулярные обновления	В течение 130 мин после зондирования

Примечания:

a Национальный центр космических исследований (Франция)

b Centro para el Desarrollo Tecnológico Industrial (Испания)

11.6.2 Дистанционное зондирование в тепловом инфракрасном диапазоне

Все тела с температурой выше абсолютного нуля испускают электромагнитную энергию в тепловой ИК-области. Посредством обнаружения тепловых свойств поверхности Земли можно получить влажность почвы на основе явных различий в тепловых свойствах почвы и воды (Idso et al., 1975; Van de Griend et al., 1985). Дистанционное зондирование в тепловом ИК-диапазоне используется во все большем количестве исследований для получения влажности почвы. Преимущество дистанционного зондирования в тепловом ИК-диапазоне состоит в том, что оно может предоставить информацию о влажности почвы с пространственным разрешением до нескольких метров. Далее, оно может дать информацию о влажности почвы через плотную растительность, которая является одним из ограничений микроволнового дистанционного зондирования. Недостатки дистанционного зондирования в тепловом ИК-диапазоне заключаются в невозможности измерения влажности почвы при наличии облачного покрова и в значительной подверженности воздействию атмосферных явлений. Поэтому в большинстве случаев необходимы сложные механизмы для удаления помех. Дистанционное зондирование в тепловом ИК-диапазоне, касающееся влажности почвы, не является таким прямым, как микроволновое дистанционное зондирование, так как нет прямой связи между данными о температуре и влажности почвы. Тем не менее, существует несколько подходов для непрямого извлечения данных о влажности почвы, используя тепловые инфракрасные наблюдения геостационарного оперативного спутника для исследования окружающей среды (ГОЕС), усовершенствованного радиометра очень высокого разрешения (УРОВР), спектрометрического радиометра для получения изображений среднего разрешения, Лэндсат и др.

Первый подход называется подходом треугольника и основывается на эмпирической взаимосвязи между влажностью почвы, температурой почвы и фрагментарным растительным покровом. Эта взаимосвязь была продемонстрирована Price (1990) и привела к треугольному графику рассеяния приземных температур и дистанционно зондируемому нормализованному дифференциальному индексу растительного покрова. Подход треугольника был позднее использован в нескольких исследованиях для оценки влажности почвы, а именно Sandholt et al. (2002) и Carlson et al. (1994) среди прочих.

Во втором подходе используются различия тепловых свойств воды и почв. Вода отличается от многих других веществ своей относительно большой теплоемкостью и тепловой инерцией. Тепловая инерция определяется как сопротивление объекта его нагреванию на 1 К. Тепловая инерция воды относительно высокая, что означает высокое сопротивление изменениям температуры. Было показано, что характеристики

температуры поверхности суши утром существенно зависят от почвенной влаги в почве, так как вода нагревается более медленно. Одним из подходов, в котором используется эта характеристика, является расчет очевидной тепловой инерции (ОТИ), который может быть выполнен при измерении разницы между максимальной и минимальной температурами на протяжении одного дня. Он описывается как:

$$ATI = (1 - A) / \Delta T \quad (11.10)$$

где A — альбедо пикселя в видимом диапазоне и ΔT — разница между минимальной и максимальной температурами. Во многих исследованиях потенциал ОТИ для описания влажности почвы и ее пространственной и временной изменчивости уже оценивался (например, Verstraeten et al., 2006; Van doninck et al., 2011).

Другой метод получения данных о влажности почвы, используя дистанционное зондирование в тепловой ИК-области, заключается в интегрировании данных в моделях земной поверхности. Влажность почвы контролирует потоки скрытого тепла посредством как испарения, так и транспирации, где условия влажной почвы приводят к повышению испарения и транспирации. В инверсионной модели обмена между атмосферой и сушей (Atmosphere-Land Exchange Inversion Model — ALEXI) используется взаимосвязь между испарением, транспирацией и влажностью почвы для получения данных о влажности почвы. Все основные компоненты энергетического баланса, включая поток скрытого тепла, оцениваются из радиационного баланса и параметров растительности, полученных через УРОВР и ГОЕС. Соответственно, влажность почвы можно получить из потоков скрытого тепла, используя функцию напряжения почвенной влаги (Anderson et al., 1997; Anderson et al., 2007; Hain et al., 2011). Взаимное сравнение данных о влажности почвы, полученных с помощью дистанционного зондирования в микроволновом диапазоне, и ALEXI, показало, что оба комплекта данных дополняют друг друга: ALEXI при оценке влажности почвы над плотной растительностью, а дистанционное зондирование в микроволновом диапазоне показывает более надежные результаты над низкой–умеренной растительностью (Hain et al., 2011).

СПРАВОЧНАЯ И ДОПОЛНИТЕЛЬНАЯ ЛИТЕРАТУРА

- Aggelides, S.M. and P.A. Londra, 1998: Comparison of empirical equations for temperature correction of gypsum sensors. *Agronomy Journal*, 90:441–443.
- Albergel, C., P. de Rosnay, C. Gruhier, J. Muñoz-Sabater, S. Hasenauer, L. Isaksen, Y. Kerr and W. Wagner, 2012: Evaluation of remotely sensed and modelled soil moisture products using global ground-based in situ observations. *Remote Sensing of Environment*, 118:215–226.
- Anderson, M.C., J.M. Norman, G.R. Diak, W.P. Kustas and J.R. Mecikalski, 1997: A two-source time-integrated model for estimating surface fluxes using thermal infrared remote sensing. *Remote Sensing of Environment*, 60:195–216.
- Anderson, M.C., J.M. Norman, J.R. Mecikalski, J.A. Otkin and W.P. Kustas, 2007: A climatological study of evapotranspiration and moisture stress across the continental United States based on thermal remote sensing: 1. Model formulation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 112(D10117).
- Attema, E.P.W., 1991: The Active Microwave Instrument on-board the ERS-1 satellite. *Proceedings of the IEEE*, 79(6):791–799.
- Attema, E., P. Bargellini, P. Edwards, G. Levrini, S. Lokas, L. Moeller, B. Rosich-Tell, P. Secchi, R. Torres, M. Davidson and P. Snoeij, 2007: Sentinel-1: The radar mission for GMES operational land and sea services. *ESA Bulletin*, 131:10–17.
- Bircher, S., N. Skou, K.H. Jensen, J.P. Walker and L. Rasmussen, 2011: A soil moisture and temperature network for SMOS validation in Western Denmark. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.*, 8:9961–10006.
- Brocca, L., R. Morbidelli, F. Melone and T. Moramarco, 2007: Soil moisture spatial variability in experimental areas of central Italy. *Journal of Hydrology*, 333(2–4):356–373.
- Brunini, O. and G.W. Thurtell, 1982: An improved thermocouple hygrometer for in situ measurements of soil water potential. *Soil Science Society of America Journal*, 46:900–904.
- Campbell, D.J. and J.K. Henshall, 2001: Bulk density. In: *Soil and Environmental Analysis: Physical Methods* (K.A. Smith and C.E. Mullins, eds.), Marcel Dekker, New York, pp. 315–348.
- Carlson, T.N., R.R. Gillies and E.M. Perry, 1994: A method to make use of thermal infrared temperature and NDVI measurements to infer surface soil water content and fractional vegetation cover. *Remote Sensing Reviews*, 9:161–173.
- Deardorff, J.W., 1978: Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation. *Journal of Geophysical Research*, 83:1889–1904.
- De Jeu, R.A.M., 2003: Retrieval of land surface parameters using passive microwave remote sensing. PhD Thesis, VU Amsterdam.
- Dirksen, C., 1999: *Soil Physics Measurements*. Catena Verlag, Reiskirchen, Germany.
- Dirksen, C. and S. Dasberg, 1993: Improved calibration of time domain reflectometry soil water content measurements. *Soil Science Society of America Journal*, 57:660–667.
- Dorigo, W.A., K. Scipal, R.M. Parinussa, Y.Y. Liu, W. Wagner, R.A.M. de Jeu and V. Naeimi, 2010: Error characterisation of global active and passive microwave soil moisture datasets. *Hydrology and Earth System Sciences*, 14:2605–2616.
- Dorigo, W.A., W. Wagner, R. Hohensinn, S. Hahn, C. Paulik, A. Xaver, A. Gruber, M. Drusch, S. Mecklenburg, P. van Oevelen, A. Robock and T. Jackson, 2011: The International Soil Moisture Network: a data hosting facility for global in situ soil moisture measurements. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15:1675–1698.
- Doubkova, M., A. Bartsch, C. Pathe, D. Sabel and W. Wagner, 2009: The medium resolution soil moisture dataset: Overview of the SHARE ESA DUE TIGER project. *2009 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium: Proceedings*, 1:116–119.
- Draper, C., R. Reichle, R. de Jeu, V. Naeimi, R. Parinussa and W. Wagner, 2013: Estimating root mean square errors in remotely sensed soil moisture over continental scale domains. *Remote Sensing of Environment*, 137:288–298.
- Drungil, C.E.C., K. Abt and T.J. Gish, 1989: Soil moisture determination in gravelly soils with time domain reflectometry. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineering*, 32:177–180.
- Famiglietti, J.S., D. Ryu, A.A. Berg, M. Rodell and T.J. Jackson, 2008: Field observations of soil moisture variability across scales. *Water Resources Research*, 44(1).
- Figa-Saldaña, J., J.J.W. Wilson, E. Attema, R. Gelsthorpe, M.R. Drinkwater and A. Stoffelen, 2002: The advanced scatterometer (ASCAT) on the meteorological operational (MetOp) platform: A follow on for European wind scatterometers. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 28(3):404–412.

- Friesen, J., C. Rodgers, P.G. Oguntunde, J.M.H. Hendrickx and N. Van de Giesen, 2008: Hydrotape-based protocol to determine average soil moisture over large areas for satellite calibration and validation – with results from an observation campaign in the Volta Basin, West Africa. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 46(7):1995–2004.
- Gardner, C.M.K., D.A. Robinson, K. Blyth and J.D. Cooper, 2001: Soil water content. In: *Soil and Environmental Analysis: Physical Methods* (K.A. Smith and C.E. Mullins, eds.), Marcel Dekker, New York, pp. 1–64.
- Gardner, W.H. and C. Calissendorff, 1967: Gamma-ray and neutron attenuation measurement of soil bulk density and water content. *Proceedings of the Symposium on the Use of Isotope and Radiation Techniques in Soil Physics and Irrigation Studies* (Istanbul, 12–16 June 1967). International Atomic Energy Agency, Vienna, pp. 101–112.
- Gee, G.W. and M.E. Dodson, 1981: Soil water content by microwave drying: A routine procedure. *Soil Science Society of America Journal*, 45:1234–1237.
- Greacen, E.L., 1981: *Soil Water Assessment by the Neutron Method*. CSIRO, Australia.
- Hain, C.R., W.T. Crow, J.R. Mecikalski, M.C. Anderson and T. Holmes, 2011: An intercomparison of available soil moisture estimates from thermal infrared and passive microwave remote sensing and land surface modeling. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 116(D15107).
- Hallikainen, M., F. Ulaby, M. Dobson, M. El-Rayes and L.K. Wu, 1985: Microwave dielectric behavior of wet soil – Part 1: Empirical models and experimental observations. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 23:25–34.
- Hasenauer, S., W. Wagner, K. Scipal, V. Naeimi and Z. Bartalis, 2006: Implementation of near real-time soil moisture products in the SAF network based on MetOp ASCAT data. *EUMETSAT Meteorological Satellite Conference*, 12–16 June 2006, Helsinki.
- Hornacek, M., W. Wagner, D. Sabel, H.-L. Truong, P. Snoeij, T. Hahmann, E. Diedrich and M. Doubkova, 2012: Potential for high resolution systematic global surface soil moisture retrieval via change detection using Sentinel-1. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observation and Remote Sensing*, 5(4):1303–1311.
- Idso, S.B., R.D. Jackson, R.J. Reginato and T.J. Schmugge, 1975: The utility of surface temperature measurements for the remote sensing of sun for soil water status. *Journal of Geophysical Research*, 80:3044–3049.
- Jackson, T.J., 1990: Laboratory evaluation of a field-portable dielectric/soil moisture probe. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 28:241–245.
- Jackson, T.J. and T.J. Schmugge, 1989: Passive microwave remote sensing system for soil moisture: Some supporting research. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 27:225–235.
- Jones, L.A. and J.S. Kimball, 2010: *Daily Global Land Surface Parameters Derived from AMSR-E*. Boulder, Colorado: NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center (available from <http://nsidc.org/data/nsidc-0451.html>).
- Jones, L.A., J.S. Kimball, E. Podest, K.C. McDonald, S.K. Chan and E.G. Njoku, 2009: A method for deriving land surface moisture, vegetation optical depth, and open water fraction from AMSR-E. *2009 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium: Proceedings*, III:916–919.
- Kerr, Y.H., P. Waldteufel, P. Richaume, J.P. Wigneron, P. Ferrazzoli, A. Mahmoodi, A. Al Bitar, F. Cabot, C. Gruhier, S.E. Juglea, D. Leroux, A. Mialon and S. Delwart, 2012: The SMOS soil moisture retrieval algorithm. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 50(5):1384–1403.
- Klute, A. (ed.), 1986: *Methods of Soil Analysis, Part 1: Physical and Mineralogical Methods*. American Society of Agronomy, Madison, Wisconsin, United States.
- Knight, J.H., 1992: Sensitivity of time domain reflectometry measurements to lateral variations in soil water content. *Water Resources Research*, 28:2345–2352.
- Liu, Y.Y., W.A. Dorigo, R.M. Parinussa, R.A.M. De Jeu, W. Wagner, M.F. McCabe, J.P. Evans and A.I.J.M. van Dijk, 2012: Trend-preserving blending of passive and active microwave soil moisture retrievals. *Remote Sensing of Environment*, 123:280–297.
- Liu, Y.Y., R.M. Parinussa, W.A. Dorigo, R.A.M. De Jeu, W. Wagner, A.I.J.M. van Dijk, M.F. McCabe and J.P. Evans, 2011: Developing an improved soil moisture dataset by blending passive and active microwave satellite-based retrievals. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15:425–436.
- Magagi, R.D. and Y.H. Kerr, 1997: Retrieval of soil moisture and vegetation characteristics by use of ERS-1 wind scatterometer over arid and semi-arid areas. *Journal of Hydrology*, 188–189:361–384.
- Marthaler, H.P., W. Vogelsanger, F. Richard and J.P. Wierenga, 1983: A pressure transducer for field tensiometers. *Soil Science Society of America Journal*, 47:624–627.

- Matgen, P., S. Heitz, S. Hasenauer, C. Hissler, L. Brocca, L. Hoffmann, W. Wagner and H.H.G. Savenije, 2012: On the potential of MetOp ASCAT-derived soil wetness indices as a new aperture for hydrological monitoring and prediction: a field evaluation over Luxembourg. *Hydrological Processes*, 26(15):2346–2359.
- Merrill, S.D. and S.L. Rawlins, 1972: Field measurement of soil water potential with thermocouple psychrometers. *Soil Science*, 113:102–109.
- Mullins, C.E., 2001: Matric potential. In: *Soil and Environmental Analysis: Physical Methods* (K.A. Smith and C.E. Mullins, eds.), Marcel Dekker, New York, pp. 65–93.
- Naeimi, V., K. Scipal, Z. Bartalis, S. Hasenauer and W. Wagner, 2009: An improved soil moisture retrieval algorithm for ERS and MetOp scatterometer observations. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 47(7):1999–2013.
- Njoku, E.G., 2004: *AMSR-E/Aqua L2B Surface Soil Moisture, Ancillary Params, & QC EASE-Grids, Version 2*. Boulder, Colorado: NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center https://doi.org/10.5067/AMSR-E/AE_LAND.002.
- Njoku, E.G., T.J. Jackson, V. Lakshmi, T.K. Chan and S.V. Nghiem, 2003: Soil moisture retrieval from AMSR-E. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 41(2):215–229.
- Owe, M., R. de Jeu and T. Holmes, 2008: Multisensor historical climatology of satellite-derived global land surface moisture. *Journal of Geophysical Research*, 113(F01002).
- Owe, M., R. de Jeu and J. Walker, 2001: A methodology for surface soil moisture and vegetation optical depth retrieval using the microwave polarization difference index. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 39(8):1643–1654.
- Pathe, C., W. Wagner, D. Sabel, M. Doubkova and J. B. Basara, 2009: Using ENVISAT ASAR global mode data for surface soil moisture retrieval over Oklahoma, USA. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 47(2):468–480.
- Perrier, E.R. and A.W. Marsh, 1958: Performance characteristics of various electrical resistance units and gypsum materials. *Soil Science*, 86:140–147.
- Price, J.C., 1990: Using spatial context in satellite data to infer regional scale evapotranspiration. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 28(5):940–948.
- Pulliainen, J.T., T. Manninen and M.T. Hallikainen, 1998: Application of ERS-1 wind scatterometer data to soil frost and soil moisture monitoring in boreal forest zone. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 36(3):849–863.
- Rawlins, S.L. and G.S. Campbell, 1986: Water potential: Thermocouple psychrometry. In: *Methods of Soil Analysis – Part 1: Physical and Mineralogical Methods* (A. Klute, ed.), American Society of Agronomy, Madison, Wisconsin, United States, pp. 597–618.
- Sandholt, I., K. Rasmussen and J. Andersen, 2002: A simple interpretation of the surface temperature/vegetation index space for assessment of surface moisture status. *Remote Sensing of Environment*, 79(2–3):213–224.
- Schmugge, T.J., 1976: *Remote Sensing of Soil Moisture*. Doc. X-913-76-118, NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland.
- Schmugge, T.J., T.J. Jackson and H.L. McKim, 1980: Survey of methods for soil moisture determination. *Water Resources Research*, 16:961–979.
- Seneviratne, S.I., T. Corti, E.L. Davin, M. Hirschi, E.B. Jaeger, I. Lehner, B. Orlowsky and A.J. Teuling, 2010: Investigating soil moisture–climate interactions in a changing climate: A review. *Earth-Science Reviews*, 99(3–4):125–161.
- Su, C.-H., D. Ryu, R.I. Young, A.W. Western and W. Wagner, 2013: Inter-comparison of microwave satellite soil moisture retrievals over the Murrumbidgee Basin, southeast Australia. *Remote Sensing of Environment*, 134:1–11.
- Tanner, C.B. and R.J. Hanks, 1952: Moisture hysteresis in gypsum moisture blocks. *Soil Science Society of America Proceedings*, 16:48–51.
- Topp, G.C., J.L. Davis and A.P. Annan, 1980: Electromagnetic determination of soil water content: Measurement in coaxial transmission lines. *Water Resources Research*, 16:574–582.
- Ulaby, F.T., R.K. Moore and A.K. Fung, 1986: *Microwave Remote Sensing: Active and Passive*, Volume III. Artech House, Norwood, Massachusetts.
- Vachaud, G., A. Passerat De Silans, P. Balabanis and M. Vauclin, 1985: Temporal stability of spatially measured soil water probability density function. *Soil Science Society of America Journal*, 49(4):822–828.
- Van de Griend, A.A., P.J. Camillo and R.J. Gurney, 1985: Discrimination of soil physical parameters, thermal inertia and soil moisture from diurnal surface temperature fluctuations. *Water Resources Research*, 21:997–1009.

- Van doninck, J., J. Peters, B. De Baets, E. De Clercq, E. Ducheyne and N. Verhoest, 2011: The potential of multitemporal Aqua and Terra MODIS apparent thermal inertia as a soil moisture indicator. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 13(6):934–941.
- Verstraeten, W.W., F. Veroustraete, C.J. van der Sande, I. Grootaers and J. Feyen, 2006: Soil moisture retrieval using thermal inertia, determined with visible and thermal spaceborne data, validated for European forests. *Remote Sensing of Environment*, 101(3):299–314.
- Visvalingam, M. and J.D. Tandy, 1972: The neutron method for measuring soil moisture content: A review. *European Journal of Soil Science*, 23:499–511.
- Wagner, W., G. Lemoine and H. Rott, 1999: A method for estimating soil moisture from ERS scatterometer and soil data. *Remote Sensing of Environment*, 70(2):191–207.
- Wagner, W., C. Pathe, M. Doubkova, D. Sabel, A. Bartsch, S. Hasenauer, G. Blöschl, K. Scipal, J. Martínez-Fernández and A. Löw, 2008: Temporal stability of soil moisture and radar backscatter observed by the Advanced Synthetic Aperture Radar (ASAR). *Sensors*, 8(2):1174–1197.
- Wang, J.R. and T.J. Schmugge, 1980: An empirical model for the complex dielectric permittivity of soils as a function of water content. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, GE-18(4): 288–295.
- Wellings, S.R., J.P. Bell and R.J. Raynor, 1985: *The Use of Gypsum Resistance Blocks for Measuring Soil Water Potential in the Field*. Report No. 92, Institute of Hydrology, Wallingford, United Kingdom.
- World Meteorological Organization, 1968: *Practical Soil Moisture Problems in Agriculture*. Technical Note No. 97 (WMO-No. 235, TP.128). Geneva.
- , 1989: *Land Management in Arid and Semi-arid Areas*. Technical Note No. 186 (WMO-No. 662). Geneva.
- , 2001: *Lecture Notes for Training Agricultural Meteorological Personnel* (J. Wieringa and J. Lomas) (WMO-No. 551). Geneva.
-