

ФИЗИКА И МЕЛИОРАЦИЯ ПОЧВ

УДК 631.437

И. Н. Глебова, В. Ф. Бабанин, Л. О. Карпачевский, И. А. Куткин, С. А. Шоба

О ПРИРОДЕ ПОВЫШЕННОГО МАГНЕТИЗМА ОРГАНО-АККУМУЛЯТИВНЫХ ГОРИЗОНТОВ ПОЧВ

Обнаружено, что магнитная восприимчивость (χ) верхнего горизонта некоторых почв превышает χ почвообразующей породы (Румянцева, 1971; Бабанин, 1972; Водяницкий, 1981). В автоморфных почвах она значительно (в 2—3 раза и более) выше χ материнской породы. Восприимчивость же горизонтов, лежащих ниже гумусового, остается неизменной. Особенно велико различие χ слоя сильноразложившейся лесной подстилки (Fh) и материнской породы — в 5—7 раз и более (Бабанин, 1972).

Возрастание χ в гумусовом горизонте отмечено и у полугидроморфных почв (с чередующимся режимом избыточного увлажнения и иссушения). Напротив, длительное избыточное увлажнение, заболачивание снижают этот показатель. Так, χ гор. А1 и особенно А1А2 дерново-подзолистой оглеенной почвы может быть ниже в 2 и более раз, чем χ материнской породы. Характер изменения χ по профилю (магнитный профиль) зависит от типа почвы. Это свидетельствует о том, что магнитный профиль формируется в процессе почвообразования, а не унаследует полностью от материнской породы (Бабанин, 1972). Поэтому естественно предположить, что и минерал или минералы, ответственные за магнитные свойства почвы, также возникают в процессе почвообразования.

Для изучения природы сильномагнитных минералов и причин их возникновения в результате почвообразования были отобраны образцы: Апах мощного чернозема (Курская обл.); А1 и Ск темно-каштановой почвы (Аскания-Нова); А1 и В2 обыкновенного чернозема; Fh под сосной в 50-летней посадке, под дубом в смешанном лесу (Курская обл.); Fh в листовенном и сосновом лесу (Ярославская обл.).

Препараты из опада (100—300 г) увлажняли до полной влагоемкости и через сутки растирали в ступке резиновым пестиком. Препараты из почв готовили так же, как для механического анализа. Полученные пасты разбавляли дистиллированной водой в 5—10 раз. После этого выделяли магнитную фракцию (МФ) с помощью сильного постоянного магнита, помещенного в полиэтиленовый чехол. Для отделения сильномагнитной фракции магнит в чехле погружали в суспензию на глубину 3—4 см, суспензию взбалтывали вручную немагнитной мешалкой. Через 3—10 мин магнит извлекали из суспензии, снимали с него чехол, а магнитную фракцию, оставшуюся на нем, смывали дистиллированной водой. Эту процедуру повторяли до тех пор, пока не накапливали необходимое для эксперимента количество материала (50—800 мг). После промывания магнитной фракции воду отбирали резиновой грушей, при этом для исключения потерь материала чашку с образцом ставили на магнит. Образец сушили при температуре 50—60°. После высушивания магнитную фракцию без обработки или после обработок перекисью водорода и по Мера — Джексону исследовали разными методами.

Магнитные измерения проводили на воздухе методом Фарадея при комнатной температуре на установке, собранной на основе электронных микровесов ЭМЗ-1М и электромагнита постоянного тока ФЛ-1. Масса образца — от 1 до 10 мг.

Спектры ядерного гамма-резонанса (ЯГР) снимали на установке электродинамического типа в режиме постоянных ускорений с источником Co^{57} в хrome, активность — 50 мКи. Спектры записывали в 256 каналов анализатора NTA-1024. Калибровку изомерного сдвига и квадрупольного расщепления проводили по нитропруссиду натрия, калибровку эффективного магнитного поля на ядрах железа — по магнетиту Fe_3O_4 и гематиту $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$. Масса образца — 200—800 мг. Рентгеновские исследования проводили на дифрактометре ДРОН-УМ-1, управляемом машиной, при напряжении 40 кВ и токе 20 мА на излучении CoK_α с фильтром из железа. Микроскопические исследования выполнены на световых микроскопах в режимах на отражение и на просвет (NEOPHOT-21), фазового контраста и люминесценции (МЛ-2) и на растровом электронном микроскопе.

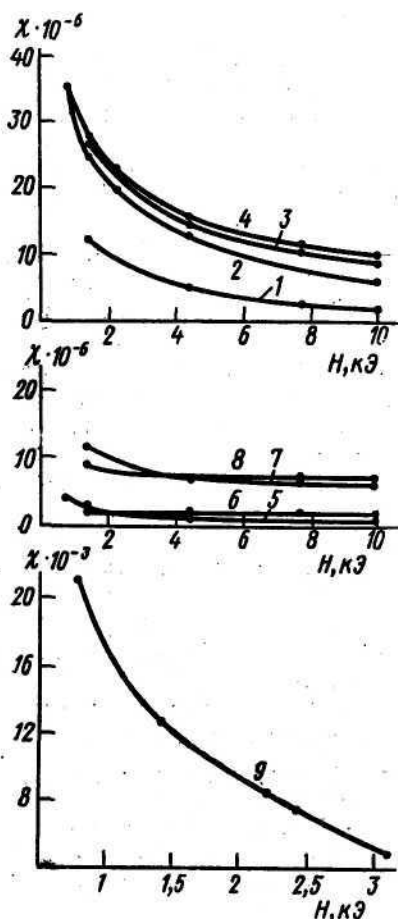


Рис. 1. Зависимость магнитной восприимчивости почв от величины магнитного поля: 1 — А0 дерново-подзолистой почвы, Ярославская обл.; 2 — А0 серой лесной почвы, Курская обл.; 3 — Ad темно-каштановой почвы, Аскания-Нова; 4 — Апх курского чернозема; 5 — А1 серой лесной почвы, Курская обл.; 6 — А1А2 дерново-подзолистой почвы, Ярославская обл.; 7 — ССа темно-каштановой почвы, Аскания-Нова; 8 — В2 дерново-подзолистой почвы, Ярославская обл.; 9 — МФ из лесной подстилки серой лесной почвы, Курская обл.

Магнитная восприимчивость гумусовых горизонтов почв разных типов находится в пределах $(20 \div 60) \cdot 10^{-6}$, χ материнской породы не превышает $(8 \div 12) \cdot 10^{-6}$. Под опадом уже на глубине 3—10 см она обычно составляла $(2 \div 7) \cdot 10^{-6}$. Особенность гумусовых горизонтов всех рассматриваемых почв — это сильное падение χ с ростом напряженности магнитного поля (H) (рис. 1, 1—4). Такой характер зависимости свидетельствует о ферромагнитной природе магнетизма этих горизонтов. Зависимости χ от H горизонтов, лежащих ниже гумусового, не имеют такого резкого спада, что говорит о слабом ферромагнетизме и преобладании парамагнетизма (рис. 1, 5—8). Низкие значения χ подзолистых горизонтов и их парамагнетизм связаны с обедненностью этих горизонтов магнитоупорядоченными соединениями железа и выносом продуктов разрушения этих соединений. Парамагнитные вещества преобладают и в иллювиальных горизонтах с относительно высоким содержанием железа (рис. 1, 8), слабый магнетизм свойствен и богатым железом глеевым горизонтам (Бабанин, 1972). Таким образом, независимо от содержания железа все

горизонты, кроме гумусового, содержат в основном парамагнитные железистые соединения. Спад χ с ростом H может быть вызван незначительной примесью сильномагнитного ферромагнитного минерала типа магнетита или большим количеством слабомагнитного антиферромагнетика типа гематита или гегита. Все магнитоупорядоченные соединения обладают одной особенностью: их спектры ЯГР имеют сверхтонкую структуру (СТС) — содержат один или несколько секстетов. Это свойство ферри-, ферро- и антиферромагнитных веществ наделяет метод ЯГР широкими возможностями при их изучении. Спектры ЯГР гумусовых и нижележащих горизонтов, снятых при комнатной температуре, очень часто не содержат СТС. На рис. 2, 1 приведен спектр, типичный для исследованных образцов (гор. А0, Ad, Апах, В, С серой лесной, дерново-подзолистой, темно-каштановой почв и чернозема); он может быть разложен на два дублета трех- и дублет двухвалентного железа. Различие спектров этих образцов заключается в изомерных сдвигах, квадрупольных расщеплениях и соотношениях площадей под соответствующими дублетами. Отсутствие СТС указывает на то, что магнитоупорядоченных соединений в образцах нет, либо на присутствие их в количествах, находящихся в пределах ошибки измерения спектров ЯГР, или менее 2—5% от валового содержания.

Малое содержание магнитоупорядоченной примеси и высокие χ гумусовых горизонтов при этом свидетельствуют, что примесь сильномагнитна. Это обстоятельство позволяет обогатить образец исследуемым веществом для его идентификации, воспользовавшись сепарацией. Выделение ферромагнитного минерала, ответственного за сильный магнетизм гумусовых горизонтов, было проведено постоянным магнитом по описанной методике. Вещество, собиравшееся в областях неоднородности магнитного поля, будем называть магнитной фракцией (МФ). Количество МФ в гумусовом горизонте очень невелико, так в Апах курского чернозема оно составляет $\sim 0,02\%$. Значения χ МФ достигает $(4 \div 50) \cdot 10^{-8}$. На кривых зависимости χ от H выделенной МФ наблюдается резкий спад (рис. 1, 9), характерный для сильного ферромагнетика. Магнитная восприимчивость МФ из Апах курского чернозема составляет $3,7 \cdot 10^{-2}$. Зная содержание и χ МФ, а также χ остатка $(23 \cdot 10^{-6})$ после выделения МФ, можно получить значение χ смеси в предположении, что χ остатка и МФ величины аддитивные. Простой расчет даст $\chi = 31 \cdot 10^{-6}$, что с ошибкой в 16% близко к χ исходной

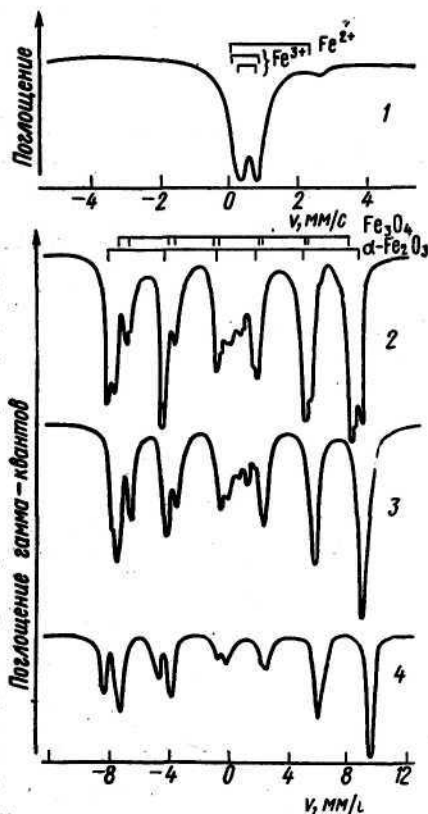


Рис. 2. Спектры ЯГР исследованных образцов: 1 — Апах курского чернозема; 2 — МФ из А0 дерново-подзолистой почвы, Ярославская обл.; 3 — МФ из Апах курского чернозема; 4 — природный магнетит; Fe^{2+} и Fe^{3+} на верхнем спектре — положения дублетов двух- и трехвалентного железа; ниже указаны линии секстета гематита и магнетита

почвы. Заниженная χ , полученная расчетным путем, обусловлена потерями МФ при повторных сепарациях и отмывках препаратов. Таким образом, расчет и измерения χ МФ и остатка показывают: 1) χ компонентов почвы аддитивна; 2) магнетизм Апах курского чернозема (его ферромагнитная часть) обусловлен малым количеством соединения, образованного в результате почвенных процессов.

Для идентификации вещества МФ были сняты спектры ЯГР гумусовых горизонтов чернозема, дерново-подзолистой и серой лесной почв (рис. 2). Они представляют собой систему линий, из которых можно выделить три секстета и плохо разрешенный дублет в центре спектра. Два секстета с совпадающими линиями в правой части представляют собой спектр магнетита. Третий относится к другому типу магнитоупорядоченного вещества — гетиту (α -FeOOH) или гематиту (α -Fe₂O₃), состоящим из одной магнитной подрешетки. Отнести секстеты к определенному типу решетки или соединения можно по величине эффективного магнитного поля ($H_{\text{эфф}}$) на ядрах атомов железа. В общем случае этот показатель служит важной характеристикой магнитоупорядоченного вещества, и он может быть использован для идентификации тех или иных соединений. $H_{\text{эфф}}$ в решетке магнетита составляют 490 и 450 кЭ, что совпадает с параметрами полученного спектра. Третий секстет дает $H_{\text{эфф}}=515$ кЭ, что соответствует гематиту. $H_{\text{эфф}}$ гематита меньше — 400 кЭ. Из рис. 2 следует, что интенсивность гематитового секстета в спектре МФ из подстилки соснового леса превышает его интенсивность в МФ из чернозема, что говорит о большом содержании α -Fe₂O₃ в первом образце. Соотношение интенсивностей, вид спектров магнетита свидетельствуют о его высокодисперсном состоянии. По мессбауэровским спектрам размеры частиц магнетита — между 20 и 40 нм. Рентгеновская дифрактометрия образцов из опада под сосной в Ярославской обл. подтверждает наличие в них магнетита, примеси представлены в основном хорошо окристаллизованным кварцем и высокодисперсным гематитом. Средний размер кристаллитов магнетита в этом образце по результатам рентгеновского исследования равен 22 ± 4 нм.

Изучение МФ под микроскопом в проходящем свете показало, что она состоит из агрегатов, образованных прозрачными и полупрозрачными осколками и непрозрачными круглыми частицами с максимальным размером около 100 мкм. В отраженном свете круглые частицы имеют форму сферы, большинство из них обладает ярким металлическим блеском (рис. 3, а, б). При поднесении магнита некоторые агрегаты ориентируются в его поле, а отдельные шары перемещаются. Агрегаты достаточно больших размеров и плохо поддаются микроскопированию. Агрегаты МФ с осколками минералов могут образовываться в процессе выделения с помощью магнита вследствие взаимного притяжения сильномагнитных частиц.

Для разделения агрегатов на составляющие образцы размагничивали, затем вновь проводили сепарацию. Эту операцию повторяли 2—3 раза, после чего МФ заметно очищалась от осколков слабомагнитных минералов. Размеры агрегатов значительно уменьшались. Отдельные частицы в них скреплены прозрачным веществом (по виду аморфным), вероятно органическим. Расплывчатые детали на снимках представляют собой элементы агрегатов, находящихся вне фокуса объектива (рис. 3, а). Среди сферических частиц исходных образцов обнаружены полевые шары размером свыше 5 мкм, с толщиной стенки сферы в несколько микрон.

Для удаления органического вещества образцы, состоящие из аг-

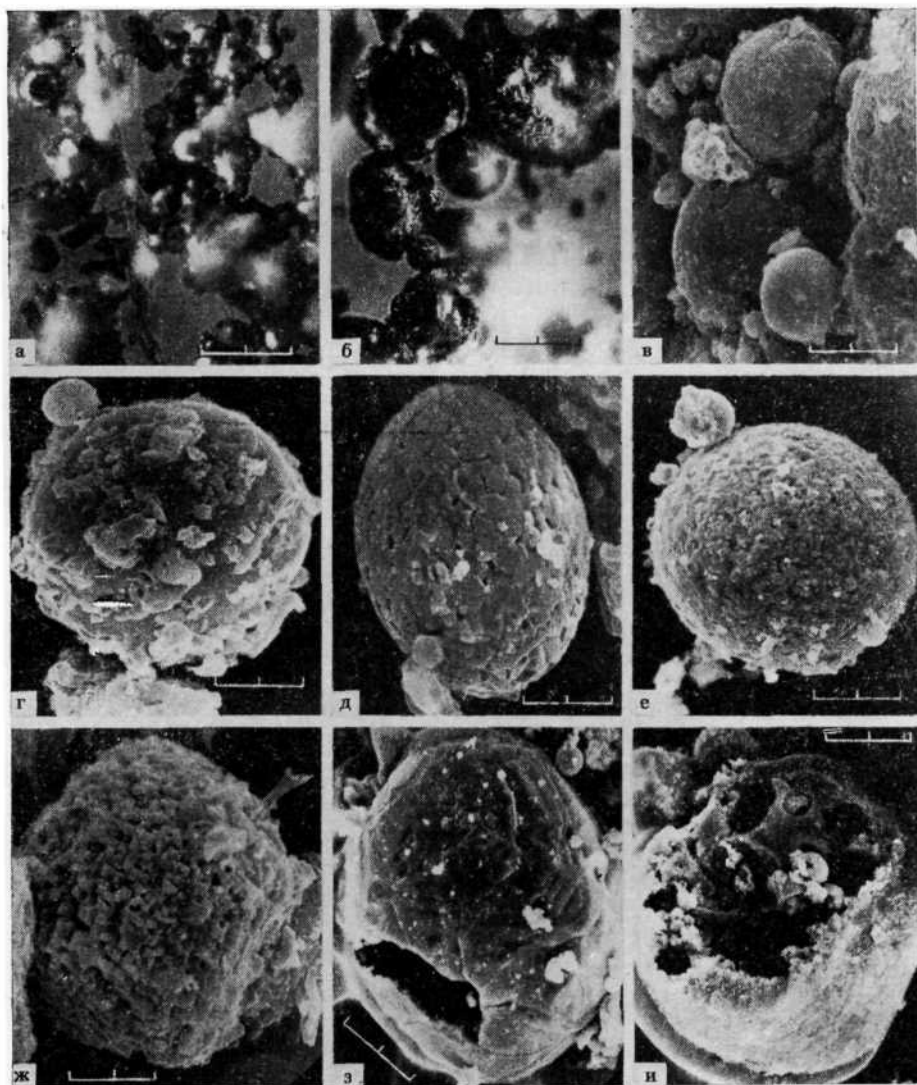


Рис. 3. Микрофотографии МФ исследованных образцов: а — размагниченная свежевыделенная МФ из лесной подстилки дерново-подзолистой почвы, Ярославская обл., отраженный свет; б — МФ из лесной подстилки дерново-подзолистой почвы, обработанная перекисью водорода, отраженный свет; в—ж — свежевыделенная МФ, растровый электронный микроскоп; з, и — МФ после обработки реактивом Мера—Джексона. Масштаб, мкм: а — 50, б — 40, в — 5, г — 2,2, д — 1,8, е — 5, ж — 3,2, з — 6,4, и — 11

регатов, обрабатывали перекисью водорода, что привело к разделению частиц и увеличению количества полых шаров, некоторые из которых разрушились на части, имеющие вид скорлупы (рис. 3, б).

Образцы МФ из чернозема, каштановой, дерново-подзолистой и серой лесной почв были сняты на растровом электронном микроскопе (рис. 3, в—и). Во всех образцах обнаружены сферические частицы, сильно различающиеся по размеру, структуре поверхности и ожелезненности, которую определили с помощью элементного микрозондового

анализа. Большая часть сфер имеет размеры от 1,5 до 40 мкм. Поверхность их может быть гладкой, покрытой пластинками, частицами овальной формы или с четкими гранями и ребрами, инкрустированной разветвленными дендритами. Микроанализ частиц показал в их составе абсолютное преобладание железа. Подробное изучение результатов электронной микроскопии и элементного анализа дает возможность обнаружить связь между тремя признаками частиц: размером, характером поверхности и их ожелезненностью. Частицы с гладкой поверхностью содержат наименьшее количество железа; чем менее однородна поверхность, чем крупнее шары, тем больше железа на их поверхности. Все это позволяет частицы с близкими свойствами объединить в четыре группы: 1. Диаметром 1,0—1,5 мкм с гладкой поверхностью часто встречаются в виде «почек» разных размеров на более крупных шарах, редко отдельно (рис. 3, в); 2. Диаметром от 1,5 до 3,5 мкм, покрыты «аморфными» бугорками, между которыми видна гладкая поверхность; могут встречаться в виде «почек» на более крупных шарах (рис. 3, в, г, е); 3. Диаметром 3,5—8 мкм, вся поверхность покрыта чешуйками, плиточками, кубиками; здесь встречаются гладкие шары в виде «почек» (рис. 3, д); 4. Диаметром более 8 мкм (до 40+100), поверхность покрыта бесформенными чешуйками (рис. 3, е), слабоограниченными частицами (рис. 3, ж), имеют часто разрушающуюся структуру (рис. 3, в, ж—и). Отверстия в поверхности открывают в шарах этой группы полую внутреннюю часть (рис. 3, б), на кромках отверстий часто скапливаются почковидные мелкие частицы 1-й и 2-й групп.

Все выделенные группы частиц при рассмотрении в видимом свете на отражение имеют темный (близкий к черному) цвет, обладают металлическим блеском, среди них встречаются частицы с красноватым налетом или полностью темно-красные. Наличие шаров с характерным цветом гематита при наблюдении в отраженном свете и сферических частиц с поверхностью, покрытой чешуйками с гранями, свойственными кристаллам гематита (рис. 3, з), объясняет присутствие секстета в спектрах ЯГР и линий гематита на дифрактограммах магнитных фракций. По-видимому, магнетит сфер по мере «старения» частиц (рис. 3, д) переходит в более устойчивое соединение — гематит, присутствие которого мы и наблюдаем.

Рассмотренные признаки, по-видимому, свидетельствуют о различии групп по возрасту и представляют собой стадии развития какого-то биологического объекта, образующего железистый панцирь. Наличие пустот в шарах (рис. 3, з, и), скорлуповидность частиц большого размера (40 мкм и более), обнаруживаемые даже с помощью светового микроскопа (рис. 3, б), подтверждают мысль о биологическом происхождении сильномагнитных сферических частиц. Действительно, полости в сферах, «скорлупы» могут образовываться после отмирания организмов или при разложении органического вещества. Это вещество содержится как внутри сферы, так и между чешуйками и частицами, образующими сферический панцирь. Сепарация показала, что наибольшее количество магнитных сфер наблюдается в гумусовом слое лесной подстилки и в верхнем горизонте гумусоаккумулятивного слоя аморфных почв с хорошей аэрацией, высоким содержанием органического вещества. При этом количество сильномагнитной фракции практически не зависит от содержания железа в среде, где сферы образуются. В опаде на песчаной почве, под сосной, в которой очень мало железа, абсолютное содержание МФ выше, чем в черноземе, где валового железа в 10 раз больше по сравнению с песчаной почвой.

По-видимому, возможны и другие гипотезы образования сферических магнетитовых частиц, например химическая. Однако химический путь кажется менее вероятным, так как сильномагнитные сферы, обнаруженные нами, образуются в довольно широком диапазоне рН — от 4 (лесная подстилка) до 7—8 (чернозем и каштановая почва). Образование же магнетита в лабораториях (Бабанин, 1972) и природных (Гипергенные окислы..., 1975) условиях протекает при $pH > 7$.

I. N. Glebova, V. F. Babanin, L. O. Karpachevskii, I. A. Kutkin, S. A. Shoba

ON THE NATURE OF INCREASED MAGNETISM IN ORGANIC-ACCUMULATIVE HORIZONS OF SOILS

By means of nuclear gamma-resonance technique, magnetic measurements, electron and light microscopy and x-ray diffraction it has been found that magnetite particles > 22 nm in size are responsible for increased magnetic susceptibility and magnetism in the litterfall and in the topsoil of chernozems and chestnut soils. Accumulations of magnetite are observed on the surface of spherical particles 1—40 μ in size. These particles and a magnetite accumulations are suggested to be of biogenic origin.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бабанин В. Ф. 1972. Магнитная восприимчивость основных почвенных типов СССР и использование ее в почвенных исследованиях. Автореф. канд. дис. М. Водяницкий Ю. Н. 1981. Образование ферромагнетиков в дерново-подзолистой почве. — Почвоведение, № 5. Гипергенные окислы железа в геологических процессах. 1975. М. Румянцева Т. И. 1971. Магнитная восприимчивость почв Удмуртской АССР. Автореф. канд. дис. М.

Поступила в редакцию
02.03.83

ВЕСТН. МОСК. УН-ТА. СЕР. 17. ПОЧВОВЕДЕНИЕ, 1984, № 3

УДК 631.423:633.511

Е. В. Шени, А. Х. Абдуллаев

ВОДО- И СОЛЕОБМЕН ЛУГОВЫХ САЗОВЫХ ПОЧВ ПРИ ВЕГЕТАЦИОННЫХ ПОЛИВАХ ХЛОПЧАТНИКА

Как показывает опыт орошения в аридной зоне, при эксплуатации крупных оросительных систем в условиях слабого естественного оттока, нарушения технологии полива, невысокого качества поливных вод и некоторых других факторов может наблюдаться вторичное засоление почв (Ковда, 1946—1947; Розанов, 1973; Козловский, Панкова, 1976; Егоров, Зимовец, 1977). Полигенетическая природа вторичного засоления почв требует подробного, комплексного исследования механизма его формирования — почвенного солеобмена.

Изучение влияния орошения на водно-солевой режим почвы в основном производилось при длительном его воздействии и реже — за вегетационный период. Это приводило к тому, что, как правило, регистрировали результат уже сложившегося ирригационного режима влаги и солей. Процесс же его формирования и механизмы, его обуславливающие, в большинстве случаев оставались невыясненными, хотя важность их изучения подчеркивали многие ученые (Ковда, 1946—1947; Розанов, 1973). По-видимому, такого рода исследования механизма солеобмена почв возможны только при стационарных режимных наблюдениях. Трудности здесь связаны прежде всего с сильной пространственной вариацией содержания солей, что делает практически невозможными наблюдения за солеобменом почв за короткие проме-