

пространства и появление качественно нового ландшафта приводят к резкому замедлению стока и формированию гидроэкосистемы «малое водохранилище». Внутренняя гидродинамическая перестройка водоема (реки, озера) вызывает изменение стока и с малого водосбора в нижнем его бьефе. В результате в самих водоемах формируются простые и сложные акваномы, в прибрежной зоне и нижнем бьефе идет перестройка ландшафтов до образования в некоторых случаях новых небольших акваномов.

Изменение структуры географического пространства

Замедление естественного стока

Возникновение экосистемы «речной водосбор-водохранилище»

Накопление и дифференциация вещества и энергии

Формирование нового рукотворного аквального ландшафта

Формирование гидрологического и гидробиологического режимов озеровидного водоема

Формирование акваномов гидроэкосистемы

Гидроэкосистема «малое водохранилище»

Изменение режима грунтовых вод в прибрежной зоне

Изменение природы прибрежных ландшафтов

Формирование зон подтопления, перестроение берегов, изменение микроклимата, животного и растительного мира

Формирование ландшафтов зоны подтопления

Изменение режима речного стока в нижнем бьефе

Изменение природы в нижнем бьефе

Деформация русла, изменение водного, химического, биологического, твердого и др. стоков, температуры воды

Схема формирования природно-антропогенной гидроэкосистемы малого водохранилища при замедлении естественного стока

Таким образом, сток в водоемы замедленного водообмена и из них нельзя рассматривать упрощенно, как просто количественный показатель притока или стока. Сток является одним из основных факторов, определяющих круговорот веществ и энергии в водоемах, развитие их природы в целом. Предложенные типизации водоемов и их водосборов необходимо учитывать при исследовании и практическом использовании. Под влиянием физико-географических факторов идет трансформация стока в два этапа: на водосборе и в самом водоеме. Искусственное замедление стока ведет к изменению его режима в водоеме, на прилегающей территории и нижнем бьефе с образованием новой гидроэкосистемы «малое водохранилище».

1. Муравейский С. Д. // Реки и озера. Гидробиология. Сток. М., 1960. С. 16.
2. Широков В. М., Лопух П. С. Формирование малых водохранилищ гидроэлектростанций. М., 1986.
3. Богословский Б. Б. // Вестн. Белорус. ун-та. Сер. 2. 1981. № 3. С. 75.

УДК 631.41 + 553.97:542.47

Е. И. ГАЛАЙ

ВЛИЯНИЕ ПРИРОДНЫХ РАССОЛОВ НА МИГРАЦИЮ СОЛЕЙ В ПОЧВАХ

The influence of natural brines on salt migration in mineral and organogenic soils has been investigated, as well as the conditions of their introducing for the purpose of preventing the contamination of ground and surface water have been given ground to.

It has been defined that the high doses of brine increase moisture penetration and migration of salts, the result being quite opposite with the underdose. The doses of brines that do not cause the transition of salts by infiltration waters into ground waters have been determined.

В Беларуси выявлены значительные запасы подземных вод с высокой степенью минерализации, приуроченных к девонским отложениям Припятского прогиба. Природные рассолы располагаются в основном на глубинах от 2500 до 5000—6000 м.

Подземные минерализованные воды содержат около 40 элементов, в том числе агрономически ценные макро- и микроэлементы: Ca, K, B, Br, Mn, Co, Cu, Zn, являющиеся важным источником минерального питания растений, что делает возможным их использование в сельскохозяйственном производстве. Вследствие своего химического состава они получили наименование полиметаллического водного концентрата (ПВК).

Преобладающие в Беларуси дерново-подзолистые почвы бедны Mn, B, Co, Cu и другими микроэлементами. Их недостаток можно компенсировать путем использования природных рассолов, тем более, что сухие минеральные удобрения, которые обычно вносятся в почву, отличаются малым содержанием усваиваемых растениями питательных веществ, что значительно снижает их ценность. Применение рассолов поможет уменьшить зависимость республики от поставки импортных удобрений.

Однако внесение в почву засоленных вод требует изучения их воздействия на миграционную подвижность солей, их перенос почвенными водами в пахотном горизонте. В работах ученых по выявлению влияния минерализованных вод на химические свойства различных почв отмечено их засоление, увеличение в них содержания Na, Mg, Cl и других элементов и как следствие этого процесса — накопление этих микроэлементов в сельскохозяйственных культурах [2, 3].

Нами проведено исследование воздействия подземных высокоминерализованных вод на миграцию солей в минеральной и органогенной почвах с обоснованием условий внесения рассолов, предусматривающих предотвращение загрязнения грунтовых и поверхностных вод.

Материал и методика

Исследования проведены в верхних слоях торфяной и минеральной почвы. Органогенная почва представлена торфяно-болотной почвой низинного типа, которая характеризуется значительным содержанием Ca и Mg (примерно 70 % общего числа катионов) и высокой концентрацией растворенных органических веществ, обуславливающих большую поглонительную способность торфяников.

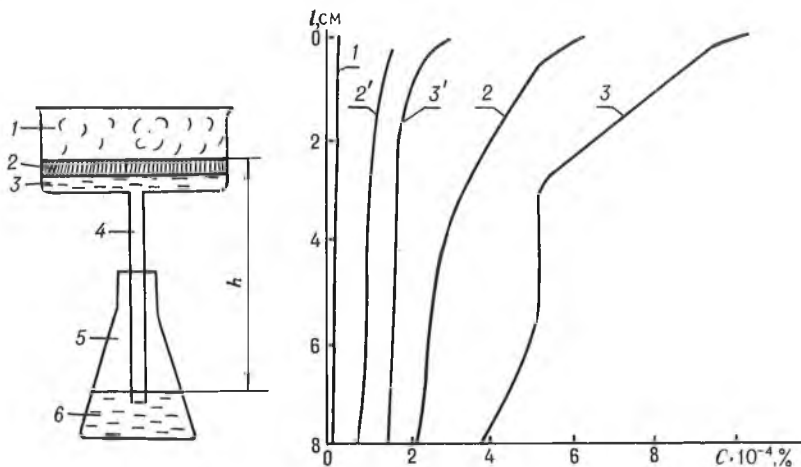


Рис. 1. Схема установки для исследования миграции солей в почве: 1 — почва, 2 — керамический фильтр, 3 — цилиндрическая колонка, 4 — соединительная трубка, 5 — колба, 6 — вода, h — уровень подпитки почвы, который моделирует уровень грунтовых вод

Рис. 2. Распределение солей по слоям торфяно-болотной почвы через 7 (1, 2, 3) и 14 (2', 3') дней после внесения различных доз рассолов: 1 — 50 кг/га; 2, 2' — 250; 3, 3' — 500 кг/га

Исследования воздействия рассолов на перераспределение солей в органогенной и минеральной почвах проводились в лабораторных и полевых условиях кондуктометрическим методом, который применяется для описания передвижения солей в почвогрунтах и позволяет сравнительно быстро получить данные о количестве солей в любой точке почвенного профиля. Его сущность заключается в измерении сопротивления в зависимости от концентрации фильтрующейся жидкости (ПВК) с последующим переводом значений сопротивления в значение концентрации жидкости по калибровочному графику.

В лабораторных условиях при изотермическом режиме массообмена почву (1) помещали на тонкопористый керамический фильтр (2), расположенный в донной части цилиндрической колонки (3), что обеспечивало постоянство капиллярного потенциала на границе почва—фильтр, а также поднятие из колбы (5) воды (6) и устойчивую подачу ее в почву (рис. 1). Уровень подпитки почвы, который моделирует уровень грунтовых вод, во всех опытах был одинаков ($H = 70$ см). Этот уровень можно изменять за счет изменения длины соединительной трубки (4). В почву равномерно вносились природные рассолы разной концентрации. В контрольный образец вводилось эквивалентное количество чистой воды. Все колонки находились в идентичных условиях. Через одну-две недели по слоям 0—1, 1—2, 2—4, 4—6, 6—8 см отбирались почвенные образцы на определение влажности, сопротивления. По калибровочному графику определяли количество солей в каждом слое и графически отражали их перераспределение по слоям почвы (рис. 2, 3).

В полевых условиях при неизотермическом режиме массообмена исследования проводились только с преобладающей в республике дерново-подзолистой легкосуглинистой почвой. Полигоном явилась экспериментальная база «Дукора» Института проблем использования природных ресурсов и экологии в Пуховичском районе Минской области. В сосуды с дерново-подзолистой легкосуглинистой почвой равномерно на поверхность вносили разбрызгиванием рассолы, а в контрольные сосуды — чистую воду. В течение двух месяцев (август, сентябрь) через 1, 2, 4, 6 недель наблюдали за распределением влажности и общего количества солей в пахотном горизонте путем послыонного отбора проб (высота слоя 10 см). Влажность почвы определяли методом высушивания, перераспределение солей — кондуктометрическим методом через электропроводность. Метод измерения электропроводности почвы дает возможность оценить величину солесодержания.

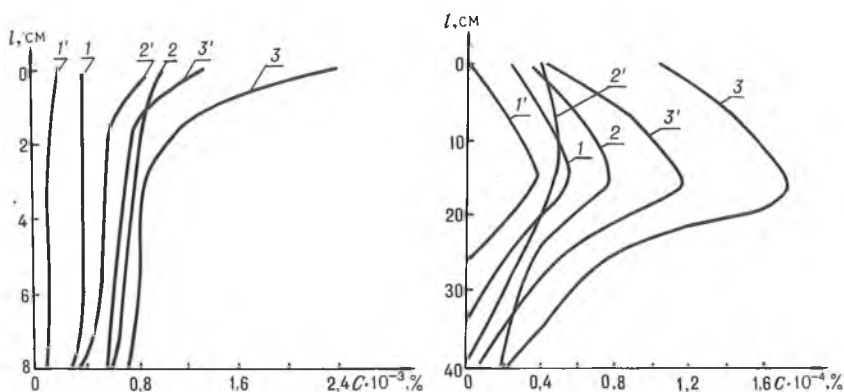


Рис. 3. Распределение солей по слоям дерново-подзолистой почвы через 7 (1, 2, 3) и 14 (1', 2', 3') дней после внесения различных доз рассолов:
1, 1' — 50 кг/га; 2, 2' — 250; 3, 3' — 500 кг/га

Рис. 4. Распределение солей по слоям дерново-подзолистой почвы в неизотермических условиях через 28 (1, 2, 3) и 42 (1', 2', 3') дня после внесения различных доз рассолов:

1, 1' — 50 кг/га; 2, 2' — 250; 3, 3' — 400 кг/га

Результаты и их обсуждение

В результате выполненных исследований установлено, что изотермический перенос солей в дерново-подзолистой почве протекает более интенсивно, чем в торфяно-болотной (см. рис. 2, 3). Через 7 дней после внесения 500 кг сухого вещества солей полиметаллического водного концентрата на один гектар в минеральную почву количество солей изменяется от $2,2 \cdot 10^{-3} \%$ в расчете на сухое вещество почвы у поверхности до $0,73 \cdot 10^{-3} \%$ — в нижнем слое. В органогенной соответственно — от $9,68 \cdot 10^{-4} \%$ до $3,63 \cdot 10^{-4} \%$ в расчете на сухое вещество почвы. В торфяной почве по сравнению с дерново-подзолистой замедляется диффузионный и капиллярный перенос солей вследствие высокого содержания водопрочных агрегатов и значительного поглощения рассолов почвенным поглощающим комплексом (ППК). Диффузия солей в более оструктуренной почве идет медленнее, снижается высота капиллярного поднятия солей, что объясняется большим количеством межагрегатных пор.

С ростом общей пористости связано увеличение удельной поверхности и соответственно поглотительной способности почвы. Торфяной почвой поглощается до 0,51 % солей минерализованных вод в расчете на сухое вещество почвы, дерново-подзолистой — до 0,11 %. Интенсивность взаимодействия ионов рассолов с ППК определяет механизм диффузионного переноса солей и скорость капиллярного переноса в почве. С увеличением прочности связи ионов с ППК уменьшается диффузия. Прочной фиксацией поливалентных ионов рассолов торфяной почвой обусловлена незначительная их миграция с водой по почвенному профилю. Поэтому перераспределение солей в органогенной почве в результате внесения минерализованных вод меньше, чем в минеральной. В торфяной почве воздействие рассолов на миграцию солей проявляется при больших дозах рассолов по сравнению с дерново-подзолистой: в минеральной с дозы 50 кг/га, в органогенной — 250 кг/га солей. Это обусловлено высокой сорбционной и ионообменной активностью торфа вследствие развитой поверхности раздела фаз и наличия гуминовых соединений. Поэтому органогенная почва по сравнению с минеральной менее чувствительна к воздействию рассолов. При малых дозах их внесения (50 кг/га) органические составляющие торфяной почвы интенсивно набухают, в результате чего уменьшается объем межагрегатного порового пространства и соответственно диффузия солей. Уменьшению диффузионного переноса солей способствует также полная адсорбция рассолов ППК в связи с возрастанием количества свободных функциональных групп торфа, что приводит к увеличению центров адсорбции и повышению адсорбционной способности торфяной почвы. Подвижность ионов в адсорбированной форме ниже, чем в почвенном растворе.

В результате поглощения ионов рассолов органикой повышается устойчивость элементов минерального питания растений от вымывания, что увеличивает коэффициент их использования и снижает концентрацию в почвенном растворе. Эти элементы удерживаются внутри набухающих органических компонентов за счет молекулярной адсорбции на поверхности частиц и ионного обмена. При этом вследствие взаимодействия поливалентных катионов с диссоциированными ионогенными группами ионными связями они удерживаются частицами наиболее прочно. Уменьшению подвижности солей в результате внесения малых доз рассолов способствует интенсификация ионообмена и снижение диффузии влаги и солей. Таким образом, в условиях торфяников использование малых доз рассолов обеспечивает компонентами минерального питания растения и предотвращает загрязнение поверхностных и грунтовых вод.

Экспериментально установлено, что обработка почвы высокими дозами рассолов интенсифицирует миграционный перенос солей в зону испарения влаги в связи с увеличением влагопроводности. Через 7 дней после внесения 500 кг/га минерализованных вод количество солей у поверхности в 2,7 раза превышает их содержание в нижнем слое органогенной почвы и более чем в три раза — в минеральной. Накопление

солей в верхнем слое связано с потерей влаги из почвенных растворов на испарение и определяется интенсивностью потока влаги в зону ее испарения. С увеличением объема выпаренной влаги возрастает количество оставшихся на поверхности солей. Интенсивность транспорта влаги определяется влагопроводностью: чем выше влагопроводность, тем больше вероятность переноса солей в зону фазовых переходов воды (к поверхности). Способность почвы проводить воду в значительной степени зависит от количества связанной воды (1), которая уменьшается при использовании 250 кг/га солей минерализованных вод. Уменьшение водоудерживающей способности обусловлено пептизирующим воздействием на структуру почвы ионов Na^+ в составе рассолов. В результате этого интенсифицируется процесс переноса с водой растворимых соединений. С ростом дисперсности связано не только уменьшение водоудерживающей способности, но и ускорение капиллярного поднятия влаги и солей к поверхности. Этому процессу способствуют менисковые силы микроагрегатов. Последствия воздействия высоких доз рассолов на структуру и водные свойства почв сказываются на миграции солей.

Доза рассолов определяет и общее количество солей в почвах. При увеличении количества минерализованных вод в 10 раз (50—500 кг/га) в минеральной почве через 7 дней количество солей у поверхности возрастает в 8 раз. На рис. 3 представлены соответствующие экспериментальные результаты. За это же время после внесения 500 кг/га (250 кг/га) солей рассолов в торфяно-болотную почву количество солей изменяется от $10,0 \cdot 10^{-4} \%$ ($6,05 \cdot 10^{-4} \%$) солей в расчете на сухое вещество почвы у поверхности до $3,63 \cdot 10^{-4} \%$ ($2,18 \cdot 10^{-4} \%$) в нижнем слое. Перераспределение солей интенсифицируется в результате уменьшения заряда структурных составляющих твердой фазы почвы и количества связанной воды. В изотермических условиях количество связанной поверхностными силами воды и особенности граничных слоев воды оказывают значительное воздействие на скорость миграции, происходящей по поверхности структурных составляющих почвы [1]. Процесс адсорбции катионов рассолов сопровождается снижением заряда почвенных частиц с уменьшением толщины смачивающих пленок воды и количества связанной воды. Движение солей вместе с водой происходит под действием капиллярных сил. Подвижность дисперсионной среды, а следовательно, и перенос растворимых соединений возрастают.

Таким образом, высокие дозы рассолов увеличивают влагопроводность, миграцию солей в торфяной дерново-подзолистой почве; действие малых доз—противоположно.

Рассмотренные закономерности влияния рассолов на миграционную подвижность солей, полученные в лабораторных условиях, справедливы и для пахотного горизонта дерново-подзолистой легкосуглинистой почвы в естественных условиях. При этом перенос солей зависит от температуры, количества осадков, инфильтрации влаги, интенсивности процессов испарения и др.

Влияние рассолов на процесс миграции солей проявляется начиная с дозы 50 кг сухого вещества солей минерализованных вод на гектар. Через 7—14 дней после их внесения наибольшее количество водорастворимых соединений накапливается у поверхности. С течением времени фронт скопления солей смещается в глубь почвы в связи с инфильтрацией воды. Через 4—6 недель после закладки опыта повышенное содержание солей наблюдается в слое 10—20 см. Через 4 недели после внесения 400 кг/га рассолов в слое 10—20 см скапливается $1,7 \cdot 10^{-4} \%$ солей в расчете на сухое вещество почвы, что в 3 раза больше, чем при использовании 50 кг/га. В последующие 2 недели количество солей в этом слое уменьшается на $0,6 \cdot 10^{-4} \%$ в результате использования 400 кг/га солей минерализованных вод.

В условиях промывного режима в результате внесения высоких доз рассолов (более 250 кг/га) наблюдается накопление солей в летний период с последующим выносом их в осенний период. Максимальное перемещение в нижележащий горизонт легкорастворимых соединений происходит в позднесенний период, когда биологические процессы максимально ослаблены, а нисходящее передвижение влаги выражено в наибольшей степени.

Выводы

На основании проведенных исследований по изучению влияния расолов на миграционную подвижность солей в почвах выявлено:

1. Изотермический перенос солей природных минерализованных вод в дерново-подзолистой почве протекает более интенсивно, чем в торфяно-болотной. Миграционный перенос солей по профилю почвы находится в обратной зависимости от емкости ее поглощающего комплекса.

2. Воздействие расолов на перераспределение солей в почве имеет место при дозе 50 кг/га для дерново-подзолистой и 250 кг/га — для торфяной. При превышении дозы расолов в почве интенсифицируется перенос солей как с инфильтрационным потоком, так и с потоком влаги в зону испарения, что обусловлено изменением массообменных характеристик почвы, ее структуры, соотношения между категориями влаги в материале.

3. Обработка почвы высокими дозами расолов интенсифицирует перенос солей в зону испарения влаги (к поверхности).

1. Абрамец А. М., Лиштван И. И., Чураев Н. В. Массоперенос в природных дисперсных системах. Мн., 1992. С. 148, 152.

2. Айдаров И. П. Регулирование водно-солевого и питательного режимов орошаемых земель. М., 1985. С. 303.

3. Розов С. В., Мошай Ю. Г. // Мелиорация и химизация земледелия Молдавии: Тез. докл. республ. конф., 11—12 июля 1988 г. Кишинев, 1988. С. 150.

4. Хамраев С. С., Артыкбаева Х., Азимбаев С. А., Ахмедов К. С. Накопление и вымывание солей из оструктуренных почв. Ташкент, 1984. С. 126.

УДК 551.435.4 (481)

О. Ф. ЯКУШКО, ТАЙБАО ЯН

ОЗЕРНЫЙ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ — ПОКАЗАТЕЛЬ ЭВОЛЮЦИИ ВОДОЕМОВ ЦИНХАЙ-ТИБЕТСКОГО НАГОРЬЯ

It has been subdivided evolution of the Lakes of Qinghai-Tibetan plateau into 3 periods based on analysis of tectonical movement, development of Indian monsoon and sedimentation of the Lakes. Lacustrine environment of cooresponding three periods is distinguished in this paper.

Цинхай-Тибетское нагорье представляет собой колоссальное в масштабах планеты поднятие земной коры с абсолютными высотами 4500—6000 м. Нагорье и многие характерные для него явления природы поражают грандиозностью и уникальностью, в частности интенсивность тектонических движений, достигших в антропогене 1 м в столетие [1]. Именно эффект поднятия явился основной причиной формирования неповторимого природного комплекса высокогорной пустыни. Своеобразным экологическим парадоксом являются многочисленные крупные озера, изучение которых позволяет понять развитие природы региона.

Количество озер в пределах Цинхай-Тибетского нагорья точно не установлено, ориентировочно оно превышает несколько тысяч. Наиболее значительные из них расположены на границе Чангтана и Гандисышаня (Поозерье Тибета) на высотах 4500—4700 м, что соответствует высоте поверхности третичного пенеплена. Наиболее крупные озера занимают тектонические понижения и относятся к числу реликтовых: Намцо (2207 км²), Селлинг (1673 км²), Данграюм (1162 км²) и др. Многие из них непроточны и отличаются высокой соленостью. Эволюция озерных водоемов изучена на основании исследования озерных отложений следующими методами: геоморфологическим, стратиграфическим, палеомагнитным, радиоуглеродным и методом изотопного кислорода. Приведенные далее результаты и сведения из литературы [2—5] позволили выделить три основных озерных этапа, отвечающих тектоническим и климатическим событиям с конца неогена до голоцена (рис. 1).