

Формирование и эволюция почв обсыхающих территорий соленых озер (на примере озера Чаны)

В. А. КАЗАНЦЕВ, Л. А. МАГАЕВА, М. Т. УСТИНОВ*, М. В. ЯКУТИН *

*Институт водных и экологических проблем СО РАН
630090 Новосибирск, Морской просп., 2*

**Институт почвоведения и агрохимии СО РАН
630099 Новосибирск, ул. Советская, 18*

АННОТАЦИЯ

Формирование почвенного покрова на обсохшей территории начинается сразу и характеризуется высокой скоростью почвообразовательных процессов. За период 40–60 лет формируются солонцы, солончаки, луговые почвы, образующие сложные комплексы. Пульсирующий характер обсыхания – обводнения усложняет общую картину. Более древние комплексы почв подвергаются размыву, перекрываются свежими наносами, на которых формируются молодые почвы, часто даже другого типа (солончаки на погребенных солонцах).

Установлено, что почвообразование на интенсивно обсыхающих территориях соленых озер идет по дерново-луговой стадии, минуя болотную, что отличается от устоявшихся представлений. Весьма интенсивны процессы формирования эоловых форм рельефа на участках обсохшего озерного дна.

В статье приведены галогеохимическая характеристика почв, особенности функционирования микробиоты. Представлены классы галогеохимических систем. Показана гидрохимическая динамика грунтовых и поверхностных вод. Такие исследования на территории Сибири проведены впервые

ВВЕДЕНИЕ

Уникальным природным объектом для изучения процессов галогенеза на юге Западной Сибири является оз. Чаны. Оно расположено на территории Новосибирской области в подзоне южной лесостепи и занимает центральную часть Барабинской равнины. Его уникальность – в наличии редких островных ландшафтов, фрагментов сосновых и дубовых лесов на Казанцевском мысе северной окраины озера и гнездовой черноголовых чаек, в своеобразии конфигурации – разделяется на отдельные акватории, называемые “плесами” [1–3]. Одним из наиболее крупных является Юдинский плес – крайний западный участок озера, раньше соединявшийся с восточной акваторией (Большими

ми Чанами) узкими протоками. К настоящему времени Юдинский плес почти полностью обсох, причиной чего является не только длительный период аридизации, но и построенная в 70-х гг. дамба, перекрывшая сообщение между двумя акваториями.

Юдинский плес имеет котловину округлой формы диаметром свыше 30 км. В 40-х гг. XX в. урез воды был несколько ниже отметки 108 м, берег озера на севере почти подходил к огородам с. Блюдцы, позднее он отступил на юг на 5–10 км, бывшие острова стали гривами [3]. Мелководный участок плеса остался лишь в центральной части, его конфигурация изрезанная, ориентировка вытянутой части ЗЮЗ – ВСВ, протяженность до 15 км, ширина от 2 до 10 км, максимальная глубина 0,6 м, средняя – 0,1–0,3 м, летом в

прибрежной полосе сплошное распространение плавающих водорослей. Постепенное усыхание Юдинского плеса оз. Чаны сделало обсохшую акваторию естественным полигоном для изучения современного галогенеза, почвообразования и микробиологических процессов.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Объекты исследований – почвы, озерные отложения, поверхностные, грунтовые воды, донные осадки остаточного водоема, растения-индикаторы ландшафтных условий, биомасса микроорганизмов в почвах на дне бывшего Юдинского плеса оз. Чаны и его окраинах.

Цель – изучение галогенеза, почвообразования, микробиологических процессов в молодых обсыхающих озерных котловинах семиаридных и аридных территорий. Исследования проводились в сезонной динамике с 2000 по 2002 г. (трехлетний цикл наблюдений), частично в рамках инициативных и экспедиционных проектов РФФИ (гранты 00-04-49487; 01-04-63119; 02-04-63139) и интеграционного проекта № 33 СО РАН “Объ-Иртышская бассейновая система: формирование, антропогенная трансформация, экологическое состояние и стратегия водопользования”. Ведущая организация – Институт водных и экологических проблем СО РАН (ИВЭП СО РАН).

В процессе проведения работ внутри экспедиционной группы обязанности были распределены следующим образом: В. А. Казанцев – общее руководство, теоретические аспекты галогенеза; Л. А. Магаева – изучение гидрогеологических, гидрохимических условий, выявление галогеоэкологических систем и режимов их функционирования; М. Т. Устинов – исследования особенностей формирования почв, обоснование теоретических аспектов почвообразования на обсыхающих территориях; М. В. Якутин – изучение микробиологических процессов на бывшей акватории Юдинского плеса оз. Чаны.

Наблюдения и отборы образцов осуществляли по трансект-катенам и с использованием отдельных точечных опробований, аналитические определения почв, грунтов и вод –

в химических лабораториях Института почвоведения и агрохимии СО РАН и проектом институте Запсибгипроводхоз по действующим ГОСТам. Основная трансект-катена была намечена через обсохшую котловину озера с севера на юг – от с. Блюдцы до центральной ее части, включая остаточный водоем. Она пересекала ряд гривных повышений (бывших островов и осередков), ложбин и понижений, две озерные террасы и пойму. Ее протяженность около 15 км, точек наблюдений тоже 15. Образцы почв и грунтов отбирали на определение солей в водной вытяжке, гранулометрического состава, влажности, содоустойчивости, микробиологической активности по общепринятым методикам. Отбор производили с достаточной поинтервальной обеспеченностью до уровня грунтовых вод, включая все почвенные горизонты и характерные слои почвообразующих и подстилающих пород. Грунтовые воды брали в герметичные полиэтиленовые сосуды на всех опорных разрезах, поверхностные воды опробовали выборочно. Последние включали и близлежащие озера для сравнения и выяснения возможной грунтовой подпитки. На всех точках отбирали растения – индикаторы ландшафтных условий по количественному соотношению. Вели детальное описание разрезов, ландшафтных условий и экзодинамических процессов: образования бугров и дюн, проявления трещиноватости, характера полигонального растрескивания, наличия микроручейкового стока, заболачивания, засоления, мочажин, формирования органогенных образований и т. д. Все это необходимо для комплексной оценки характера, степени и направленности галогеохимических и микробиологических процессов, интенсивности почво- и рельефообразования.

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ И ГАЛОГЕНЕЗА

Настоящее и прошлое Чановских приозерных понижений “записано” в структуре почвенного покрова, сформированного и формирующегося на обсыхающей акватории Юдинского плеса. Высокую динамичность и комплексность почв часто определяет пуль-

сирующий характер процессов усыхания – обводнения. Юдинский плес был наиболее засоленной частью оз. Чаны (4,5–4,9 г/дм³) [1]. Дамба, построенная в 1970–1971 гг., отделила его от остальной части озера, что ускорило усыхание котловины. В настоящее время процессы длительного усыхания чередуются с короткими периодами обводнения, что делает бывшую акваторию естественным полигоном для исследований почвообразования от начальных фаз до полнопрофильного (зрелого) развития почв.

Таким образом, антропогенное воздействие послужило катализатором ускоренного развития ландшафтов, включая почвенный покров. Впервые факт интенсивной эволюции почв озерных депрессий выявлен Н. В. Мирошниченко [1] по данным водных вытяжек из почв и химических анализов грунтовых вод. Однако, по мнению данного автора, развитие идет через болотную стадию, что для рассматриваемой территории при ускоренных процессах усыхания не подтверждается.

Исследования прошлого и настоящего Причановской равнины целесообразно проводить путем почвотестирования на основе трансект-катен. Понятие о трансект-катене предложено М. Т. Устиновым [4]. Следует сказать, что оно несколько иное, чем близкое по значению понятие полигон-трансект в ландшафтоведении. Последнее есть “вырезка” из местности [5] – сопряженная система фаций, расширенный ключевой участок. Он не отражает полностью ландшафтной специфики территории как по латерали, так и по вертикали, так как в пространственном отношении ограничен. По вертикали он включает биоту, почвы и почвообразующие породы. Наблюдения за сезонной динамикой функционирования, как правило, “дискретны”, ведутся на конкретных объектах – выделах фаций. Они обычно охватывают флористические и климатические аспекты: сезонную динамику растительности, замеры температуры воздуха, почв, влажности, промерзания – оттаивания почв, мощности снегового покрова, количества осадков и др. Такой подход часто исключает возможность выявления глобальных и региональных потоков вещества, энергии и информации через механизмы дальнего аэрального переноса, поступления с грунтовыми и подземными водами, в

том числе боковым привносом и выносом солей с внутрисочвенным стоком и др. Не фиксируются процессы современного рельефообразования (например, дюн), исключительно быстрые сукцессионные биотические замещения в стороне от полигона-трансекта. Трансект-катена пересекает все доминантные геосистемы данного ландшафта. Исследования также посезонные, но с выявлением направленности геохимических потоков, с расширением наблюдений в обе стороны от точек на трансект-катене на расстояние, достаточное для фиксации всех реликтовых, прогрессивных и консервативных черт и общей направленности геодинамических процессов. Вертикальная мощность объектов изучения кроме почвенно-грунтовой толщи включает грунтовые воды, водовмещающие породы и водоупоры, т. е. и здесь сфера наблюдений расширена и охватывает всю динамичную часть зоны гипергенеза.

Таким образом, чтобы получить репрезентативные выводы о прошлом, настоящем и будущем оз. Чаны и Причановской равнины в целом, необходимо по трансект-катенам изучить структуру геосистем. Она объединяет парагенетический ряд геосистем (“каркас” – пространственный аспект), характер взаимосвязей и внутреннего функционирования (входные – выходные данные и вертикальный межкомпонентный аспект), сезонные, годовые и многолетние изменения (временной аспект).

На первом этапе наших исследований изучена выбранная на основании рекогносцировочных маршрутов типовая трансект-катена (поликатена), отражающая весь спектр обсыхающей территории Юдинского плеса от остаточного водоема до склона водораздела у с. Блюдцы. Она включает гривы – останцы (бывшие острова и осередки), ложбины, плоские участки обсохшего дна – места современного дюнообразования (рис. 1). Парагенетический ряд почв отражает особенности засоления – рассоления и фазы почвообразования на Причановской равнине, являясь пространственно-временным носителем информации настоящего, прошлого и будущего бассейна оз. Чаны.

Эволюционно-генетический почвенный ряд вдоль поликатыны от остаточного водоема до склона у с. Блюдцы (см. рис. 1) следующий:

Рис. 1. Почвенно-галогеохимический профиль (поликатена). Составили Л. А. Магаева, М. Т. Устинов, В. А. Казанцев.

Почвы: Чл^в – лугово-черноземная выщелоченная; Ск-Сн – солончак-солонец луговой; Сн+Лг^{сн} – древний солонцово-луговой комплекс; Ск/Сн^{II} – солончак луговой на погребенном солонце среднем; Сд^{II} – солодь луговая солончаковая; СЗ^{сд} – темно-серая осолодевшая поверхность слабозасоленная; Од^{ск-сн-сд} – пригравно-террасная дефляционно-озерная солончаково-осолодевшая; Од – террасная дефляционно-озерная солончаково-солонцеватая; Ск – солончак луговой супесчаный; До^{ск-сн} – дюнно-озерная солончаково-солонцеватая; Сн-Ск – солонец-солончак луговой; Асл – озерная пойменно-слоистая песчаная; Ск/Асл – солончак на погребенной озерной пойменно-слоистой почве.

Растительность: 1 – остепненный разнотравно-злаковый луг; 2 – разнотравно-полюнно-злаковые луга; 3 – разнотравно-злаковые луга; 4 – солянковое сообщество; 5 – березово-осиновый колок; 6 – разнотравный луг с кустарником и березой; 7 – тростник на дюнах с редкой полынью и злаками; 8 – злаково-солянково-полюнный луг.

Тип засоления: х – хлоридный; сх – сульфатно-хлоридный; с – сульфатный; с – содовый; к – карбонатный.

Химический состав воды дан индексом солевого состава по О.А. Алекину.

Характеристика почвенных профилей: 1 – гумусовые горизонты, в том числе погребенные; 2 – пески; 3 – суглинки; 4 – супеси; 5 – гумусовые прослойки; 6 – столбчатая отдельность; 7 – слоистость; 8 – карбонаты; 9 – серые и охристые потяжины; 10 – уровень грунтовых вод.

т. 13 – солончак на погребенной озерной пойменно-слоистой почве (Ск/Асл); т. 14 – озерная пойменно-слоистая песчаная почва (Асл); т. 15 – солонец-солончак луговой мелкоореховатый тяжелосуглинистый (Сн-Ск); т. 16 – дюнно-озерная солончаково-солонцеватая почва (До^{ск-сн}); т. 5 – солончак луговой супесчаный (Ск); т. 4 – дефляционно-озерная солончаково-солонцеватая почва (Од^{ск-сн}); т. 2 – пригравно-террасная дефляционно-озерная солончаково-солонцевато-осолодевшая почва (Од^{ск-сн-сд}); т. 1 – темно-серая осолодевшая поверхность слабозасоленная почва (СЗ^{сд}); т. 23 – солодь луговая солончаковая (Сд^{II}); т. 22 – солончак-солонец луговой (Ск-Сн); т. 19 – солончак луговой на погребенном солонце среднем мелкоореховато-столбчатом тяжелосуглинистом (Ск/Сн^{II}); древний солонцово-луговой комплекс (Сн + Лг^{сн}); т. 20 – солончак-солонец луговой зернисто-мелкоореховатый тяжелосуглинистый (Ск-Сн^{II}); т. 21 – лугово-черноземная глубокосолончаковая почва (Чл^в). Характеристика местоположений и разрезов точек приведены в табл. 1 и 2.

Таким образом, на рассматриваемой территории, находящейся в черноземной зоне, в силу ландшафтно-гидрогеологических и галогеохимических особенностей, в первую очередь обусловленных близостью соленых грунтовых вод, зональные почвы имеют подчиненное значение, уступая место сложно-пестрому комплексу почв преимущественно гидроморфного ряда. Особенности формирования современного почвенного покрова обусловлены многообразием причинно-следственных связей, в основе которых:

- уменьшение общей увлажненности территории и повышение степени аридизации;
- интенсивная солнечная инсоляция и высокие летние температуры;
- амплитуды внутривековых и внутригодичных циклических колебаний уровня воды озера;
- залегание на слабовогнутом озерном дне или плоской и слабоволнистой равнине;
- высокое стояние уровня грунтовых вод (0,2–1,9 м) и их повышенная минерализация (10,9–66,7 г/дм³);
- наличие древних грив, повышенных участков, бывших озерными отмелями;
- высокая биоактивность на обсыхающей территории;

Геоморфологическое положение	Растительность
Т. 13. Солончак на озерной пойменно-слоистой почве	
Берег плеса, 62 м от уреза воды	Галофитный луг
Т. 14. Озерная пойменно-слоистая песчаная почва	
Обсохшее дно, чередуются влажные и сухие участки, формируются дюны	Одиночные побеги тростника, на днах – разреженный тростник
Т. 15. Солонец-солончак луговой	
600 м к северу от т. 14. Бывший остров или осередок	Злаково-солянково-полынный луг
Т. 16. Дюнно-озерная солончаково-солонцеватая почва	
Дюнное повышение на окраине осередка	Разнотравно-полынно-тростниковый луг
Т. 5. Солончак луговой супесчаный	
Сухое озерное понижение	Солянковое сообщество
Т. 4. Дефляционно-озерная солончаково-солонцеватая почва	
Низкая терраса Юдинского плеса	Разнотравно-полынная ассоциация
Т. 2. Пригивно-террасная дефляционно-озерная солончаково-солонцевато-осолодедая почва	
Высокая озерная терраса	Разнотравно-злаковый луг
Т. 1. Темно-серая осолодедая поверхностно слабозасоленная почва	
Склон гряды южной экспозиции, привершинная часть гряды	Осиново-березовый колок с густым двухъярусным подлеском из кустарников черемухи, боярышника, шиповника. Склон остепненный, обрывистый
Т. 23. Солодь луговая солончаковая	
Средняя часть склона северной экспозиции пологой гряды	Разнотравно-злаковый луг. Преобладают вейники, мятлик. Встречаются молокан (<i>Laetuca</i> L.), полынь каменная (<i>Artemisia rupestris</i> L.), полынь морская (<i>Artemisia pontica</i> L.), крестовник (<i>Senecio</i> L.)
Т. 22. Солончак-солонец луговой	
Шлейф склона гряды северной экспозиции	Злаково-полынно-разнотравный луг. Преобладает подорожник солончаковый (<i>Plantago maritima</i> L.). В обилии кермек (<i>Limonium</i> Mill), синеголовник (<i>Eryngium</i>), полынь каменная (<i>Artemisia rupestris</i> L.), примеси вейника, мятлика
Т. 19. Солончак на погребенном солонце среднем	
Межгрядная ложбина бывшего дна озера	Солянковы ассоциации с разреженной галофитной растительностью (солерос – <i>Salicornia</i>)
Т. 20. Солончак-солонец луговой	
Котловина бывшего озера. Абс. отм. 107 м	Разнотравный полынно-злаковый луг с проективным покрытием до 90 % и средней высотой травостоя 0,3 м. Злаки, полынь (<i>Artemisia</i>), бескильница (<i>Puccinellia</i>)
Т. 21. Лугово-черноземная глубокосолончаковая почва	
Северная окраина озерной котловины бывшего Юдинского плеса, у с. Блюдцы, абс. отм. 111 м Плоскоравнинная пологонаклонная поверхность	Разнотравно-злаковый остепненный луг. Проективное покрытие до 90 %. В видовом составе преобладают злаки, осочки, зопник (<i>Phlomis</i>), лабазник (<i>Filipendula</i>), лисохвост (<i>Alopecurus</i>), полынь (<i>Artemisia</i>), подмаренник (<i>Galium</i>), вероника (<i>Veronica</i>), мятлик (<i>Poa</i>), костер (<i>Bromus</i>), щавель конский (<i>Rumex confertus</i> Willd)

Характеристика почвенных разрезов

Горизонт	Интервал, см	Краткое описание слоев
1	2	3
Т. 13. Солончак на озерной пойменно-слоистой почве		
I	0–20	Суглинок серый иловатый, икряно-творожистый
II	20–40	Песок оглиненный буровато-серый, обводненный
III	40–45	Песок иловатый темно-серый, водонасыщенный
IV	45–60	Песок иловатый желто-серый, водонасыщенный
V	60–80	Песок тонкий, иловатый темно-серый
		Вскипание от HCl по всему разрезу
Т. 14. Озерная пойменно-слоистая песчаная почва		
I	0–10	Песок тонкий желтовато-серый, влажный, рыхлый
II	10–30	Переслаивание песков охристых, желто-серых, сизых, ржавых
III	30–65	Песок темно-серый, сизый с линзами охристого, сырой
IV	65–80	Песок тонкий иловатый с гнездами ожелезнения
		Вскипание от HCl по всему разрезу
Т. 15. Солонец-солончак луговой		
A1	0–8	Суглинок тяжелый буровато-серый, мелкоореховатый, влажный
A1B1	8–18	Суглинок тяжелый серовато-бурый, с затеками темного, влажный
B2C1	18–45	Суглинок тяжелый коричнево-бурый, с затеками на весь слой
C2	45–60	Суглинок тяжелый опесчаненный, коричнево-бурый, влажный
C3	60–150	Суглинок тяжелый охристо-желтый, мелкоореховатый, сырой
		Вскипание от HCl по всему разрезу
Т. 16. Дюнно-озерная солончаково-солонцеватая почва		
I	0–10	Песок мелкий, бесструктурный, рыхлый, слабо влажный
II	10–30	Супесь бурая, рыхлая, мелкокомковатая, с корнями трав
III	30–90	Супесь бурая с охристыми потеками, сырая, с 85 см мокрая
		Вскипание от HCl по всему разрезу
Т. 5. Солончак луговой супесчаный		
I	0–10	Суглинок легкий опесчаненный сизовато-серый, бесструктурный
II	10–90	Суглинок тяжелый пестроокрашенный, вязкий, сырой
		Вскипание от HCl по всему разрезу
Т. 4. Дефляционно-озерная солончаково-солонцеватая почва		
АдА1	0–5	Песок тонкий серый, рыхлый, с обилием корней трав, влажный
A1B1	5–15	Песок тонкий белесоватый, слоистый, рыхлый, влажный
B1C1	15–25	Суглинок средний серовато-бурый, оглеен по вертикальным порам, мелкокомковатый, влажный, мягкопластичный
C2	25–90	Суглинок тяжелый бурый, слабо уплотнен, комковатый, вязкий
		Вскипание от HCl по всему разрезу
Т. 2. Пригивно-террасная дефляционно-озерная солончаково-солонцевато-осолоделая почва		
АдА1	0–10	Песок тонкий серый, рыхлый, с обилием корней, свежий
E	10–13	Песок тонкий серовато-желтый, рыхлый, бесструктурный
BC	13–70	Суглинок средний охристо-бурый, слабо оглеен вокруг корней
C	70–200	Суглинок средний бурый, однородный, сырой
Т. 1. Темно-серая осолоделая поверхностно слабозасоленная почва		
АдА1	0–10	Суглинок легкий темно-серый, не карбонатный
A1E	10–25	Суглинок легкий светло-серый, с белесыми пятнами кремнистой присыпки, ореховато-комковатый, сухой, не карбонатный

1	2	3
В1	25–40	Суглинок средний бурый, ореховатой структуры, с заклинками серого, сухой, не вскипает
В2	40–75	Суглинок средний коричнево-бурый, плотный, со столбчато-призматической структурой, с затеками верхнего, не вскипает
Ск	75–100	Суглинок легкий буровато-желтый, с пятнами мучнистых карбонатов, призматической структуры, бурно вскипает от HCl
С2	100–130	Супесь желтая, мелкоореховатая, с потеками мучнистых карбонатов, плотная, сухая, бурно вскипает от HCl
С3	130–210	Супесь светло-бурая, горизонтально-слоистая, свежая, вскипает от HCl
Д	210–320	Песок тонкий светло-буро-желтый, горизонтально-слоистый, непрочно плитчатый, влажный, вскипает от HCl
Т. 23. Солодь луговая солончаковая		
АдА1	0–20	Суглинок тяжелый черный, с обилием корней
В1	20–25	Суглинок тяжелый черный, с горелыми угольками, со столбчатой отдельностью, кротовинами, вскипает от HCl
Е	25–35	Песок тонкий белесый, слабоуплотнен, с клиньями вниз до 5 см
В1	35–160	Клинья бурого суглинка чередуются с охристым, структура зернисто-ореховатая, горизонт плотный, с глубиной преобладает светлый суглинок, влажный, мягкопластичный, вскипает от HCl
Т. 22. Солончак-солонец луговой		
А1В	0–25	Песок тонкий серый, слоистый, рыхлый, влажный, обохренный
Апог	25–35	Суглинок тяжелый черный, зернисто-мелкокомковатый, уплотненный, влажный, вскипает от HCl
Всол	35–50	Суглинок тяжелый серо-бурый, со столбчатой отдельностью, с пятнами и потеками ожелезнения, вскипает от HCl
В2	50–70	Суглинок тяжелый неоднородный по цвету: с чередованием темно-бурых, палево-желтых, охристых заклинков, вскипает
В3С	70–100	Суглинок тяжелый с преобладанием палево-желтых и охристых тонов, мокрый, вскипает от HCl
Т. 19. Солончак луговой на погребенном солонце среднем		
І	0–62	Переслаивание песков светло-серых, сизых, охристых, влажных
А1	62–75	Суглинок тяжелый темно-серый, икрянисто-комковатый, влажный, с пятнами ожелезнения, со столбчатой отдельностью
В1	75–115	Суглинок тяжелый темно-бурый, с заклинками темно-серого, мелкоореховато-столбчатый, с сизыми пятнами оглеения, мокрый Вскипание от HCl по всему разрезу
Т. 20. Солончак-солонец луговой		
А1	0–18	Суглинок тяжелый черный, зернисто-мелкоореховатый, плотный, свежий, с затеками вниз до 60 см, от HCl не вскипает
В1	18–30	Суглинок тяжелый, серо-бурый, столбчатый, очень плотный, от HCl не вскипает
В2	30–55	Суглинок тяжелый бурый, зернисто-мелкокомковатый, плотный, бурно вскипает от HCl
В3С	55–80	Суглинок тяжелый желтовато-коричневый с заклинками бурого, зернисто-ореховатый, очень плотный, влажный, вскипает от HCl
Т. 21. Лугово-черноземная глубокосолончаковая почва		
АдА1	0–25	Суглинок средний темно-серый, комковатый, дернина до 6 см, не вскипает
А1В1	25–40	Суглинок средний темно-серый с заклинками серо-бурого, ореховато-комковатый, со слабым проявлением столбчатости, не вскипает
В2	40–60	Суглинок средний светло-бурый, с заклинками вышележащего, комковато-ореховатый, плотный, свежий, не вскипает
В3С	60–85	Суглинок средний светло-бурый, влажный, тугопластичный, без заклинков, не вскипает от HCl
Ск	85–100	Суглинок средний, более светлый, с карбонатной пропиткой

- современное дюнообразование;
- дефляция почвогрунтов;
- хорошо развитая комплексность микро- и мезорельефа;
- слабая естественная дренированность;
- антропогенный фактор – вычленение Юдинского плеса из бассейна оз. Чаны.

Через уникальное по своему характеру «аква-суходольное» почвообразование следует изучать галогеохимические процессы, поскольку оно является не только “зеркалом” зональных закономерностей, но и фиксатором фаз и циклов палеогеографических условий: ландшафтов Причановской равнины, климата, водно-солевого режима территорий, рельефообразующих факторов, выраженных в литолого-почвенных профилях.

На основании охарактеризованных выше почвенных разрезов типичной поликатены нами установлена весьма важная особенность почвообразования на быстро обсыхающей территории Юдинского плеса оз. Чаны. Почвообразование здесь идет по дерново-луговой стадии развития с циклической фазовой динамикой почвообразовательных процессов, после локальных периодических обсыханий – обводнений, а не по общепринятой болотной, как у Н. В. Мирошниченко [1], и широко распространенной в регионе в целом.

Второй особенностью рассматриваемого почвообразования является усложнение структуры почвенного покрова наличием гривного рельефа древнего (гривные останцы) и современного (дюнообразование) формирования. Как отмечает Д. И. Абрамович [6], гривный рельеф выражен и на озере в виде многочисленных островов. Эти формы прослеживаются и под водой, что свидетельствует о сравнительно молодом возрасте оз. Чаны. Генетическая связь гривного рельефа с осадконакоплением, а в фазы обсыхания оз. Чаны – с процессами дефляции, эоловой аккумуляции в прошлом, детально рассмотрена И. А. Волковым [7]. Она характерна и для современного гривообразования на обсыхающей территории Юдинского плеса, при котором на пульсирующе-угасающее осадконакопление акватории плеса накладывается дюнообразование.

В структуре почвенного покрова на бывшем Юдинском плесе закономерно формируются дюны прирусловой, пригривно-тер-

расной поймы и проявляется современное осадконакопление в верхних горизонтах почвенных профилей. В настоящее время визуально прослеживаются все стадии дюнообразования от микробугров – начальной ветровой аккумуляции до хорошо сформированных гривообразных дюн, зарастающих тростником. Еще В. В. Берников [8] указывал, что нельзя отрицать роль ветра в усложнении рельефа даже во влажное время.

В общую схему гривообразования логично ложится вывод Б. Ф. Петрова [9], что водные потоки (вероятно, в ледниковую эпоху) направлялись с СВ на ЮЗ по основному уклону территории и по выходу на Кулундинско-Барабинскую равнину создавали характерные гривы, доказывающие озерно-дельтовое их происхождение.

Познавая прошлое и настоящее оз. Чаны, необходимо отметить, что процессы осадконакопления (эоловые, дефляционные, озерно-аллювиальные и рельефообразование) идут одновременно с процессами почвообразования, на что указывал В. М. Фридланд [10], а общее распределение почвенного покрова Барабы очень выпукло отражает ход исторических событий, отделенных от нас значительным промежутком времени [9].

Сложная мозаичная структура почвенного покрова бывшего Юдинского плеса оз. Чаны отражает степень его ритмично-пульсируемого обсыхания. В структуре почвенного покрова, по обоснованному замечанию В. М. Фридланда [10], можно различать консервативные элементы, соответствующие современным факторам ее формирования, реликтовые элементы, связанные с факторами прошлого, уже не действующими, и прогрессивные элементы, возникающие в настоящее время и отражающие тенденции развития почв.

Об озерно-пойменном почвообразовании в научно-исследовательской литературе имеются лишь очень скромные упоминания. Даже у классиков, таких как В. Р. Вильямс [11] и В. И. Шраг [12], исследования акцентированы на повсеместно и широко развитое почвообразование пойм рек. Редким исключением являются материалы Барабинской экспедиции [9, 13]. На сегодня озерно-пойменное почвообразование – актуальная проблема диалога “человек – природа”, особенно в За-

падно-Сибирском регионе, где имеется большое количество озер разного генезиса и увеличивается степень аридизации [13, 14]. Она отражена и во многовековых циклах, отмеченных А. В. Шнитниковым [2].

Юдинский плес окружен несколькими концентрическими береговыми валами – старыми, частично выровненными и задернованными, а также молодыми, растущими и открытыми, подверженными дефляции поверхностями, что свидетельствует о сокращении водных пространств и усыхании водоема. В центральной части озерной котловины поликатеной пересечена грива-останец, бывшая в недалеком прошлом островом Перевальным. Она является настоящим маркером палеогеографических условий оз. Чаны.

Почвенная “память” ландшафта, как показывают наши исследования, является и памятью обводненности и обсыхания территории – индикатором пульсаций обводненности оз. Чаны, в частности Юдинского плеса. Наглядный этому пример – наличие развитого солончака на погребенном солонце с хорошо развитым профилем (рис. 2, т. 19). С данной многофазной почвой сопряжен расположенный выше (в сторону гривы) солончак-солонец (т. 22), где солонец, аналогичный погребенному в т. 19, находится в активной стадии почвообразования. С последним сопряжена еще выше расположенная солодь лу-

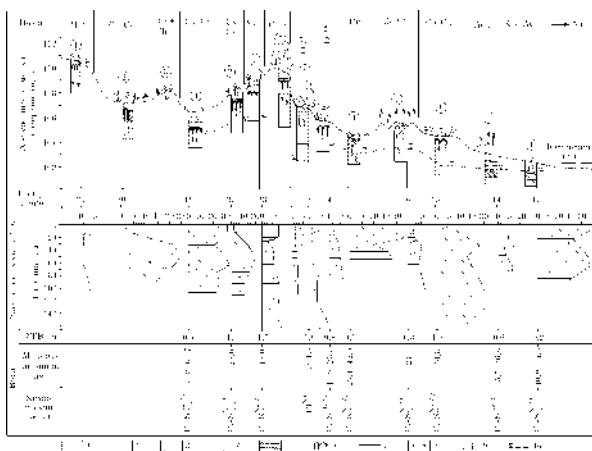


Рис. 2. Трансформация горизонтов почвенного профиля, отражающая многофазность процессов аридизации. Составили М. Т. Устинов, Л. А. Магаева.

1 – песок, 2 – суглинок, 3 – гумусированный суглинок, 4 – дернина, 5 – столбчатая отдельность, 6 – серые охристые потяжины, 7 – слоистость.

говая (т. 23), поверхностно слабозасоленная, но с четко выраженным развитым белым осолоделым горизонтом. Этот парагенетический ряд почв хорошо отражает сложную динамику почвообразования при чередовании стадий усыхания–обводнения с преобладанием по продолжительности аридных фаз. Исходя из диагностики почвенных профилей и структуры почвенного покрова, аридизация бассейна оз. Чаны усиливается в вековых циклах, а обводненность, импульсивно проявляясь, постепенно угасает.

В процессе аридизации территории почвенный покров выявляет последовательный возрастной ряд обсохших участков. На самых молодых прибрежных гривах в почвах проявляется остаточная солонцеватость, на склоне гривы–“останца” сформировалась луговая (дерновая) солодь (т. 23), а на более древней приводораздельной части гривы – темно-серая осолодевшая почва (т. 1). Почвенный покров вне озерной котловины представлен зональными почвами – лугово-черноземными (т. 21) и черноземами выщелоченными.

В обсохших понижениях озерной котловины сформировались молодые и древние солончаково-солонцовые комплексы почв разной степени выраженности (т. 13–15, 19, 20).

На высокой древней пойме, вышедшей из-под современного влияния обводненности, почвообразование носит остепненный характер с формированием высокогумусных солонцов, которые используются как высокопродуктивные сенокосы (участок между т. 19, 20).

Сравнительный анализ структуры почвенного покрова в трансект-катене показывает эволюционную связь пульсирующего застойно-промывного режима почв и ярко выраженного процесса осолодения с разной степенью проявления, маркирующего пульсирующую аридизацию и обводненность в срезе палеогеографических и современных условий.

Особого внимания заслуживают темно-серые осолоделые почвы. Наличие серых осолоделых почв в структуре почвенного покрова Западной Сибири – объективная реальность. Петров [9], Горшенин [15], Ковалев [16] неоднократно обращались к этой проблеме. Генезис серых осолоделых почв и их положение в общей систематике почв до сих

пор остаются неясными. Как отмечено Р. В. Ковалевым [16], в Барабинской низменности серые осолоделые почвы сплошь распаханы и наиболее распространены в районах Причановской гривно-лощинной равнины, где обычно приурочены к хорошо выраженным гривам и значительно реже встречаются на слабо приподнятых плоских равнинных участках.

Одной из особенностей бывшего острова, а ныне гривы-“останца” является то, что в привершинной части сформировалась темно-серая почва, сохранившаяся в естественном состоянии, не подвергнутая распашке, вследствие чего ее можно считать уникальным эталоном темно-серых осолоделых почв, находящихся в стадии очерноземывания. Визуально здесь представлен осиново-березовый колок с густым двухъярусным подлеском из черемухи, боярышника и шиповника. Характерные особенности морфологии исследуемой темно-серой осолоделой почвы (т. 1, см. рис. 1) приводим ниже:

- | | |
|--------------|--|
| Ад 0–10 см | – темно-серый с буроватым оттенком легкий суглинок, непрочно комковатый, слабовлажный, густо пронизан корнями растений, создающих рыхлую дернину. Переход ясный по цвету и сложению; |
| A1E 10–25 см | – светло-серый с кремнеземистой присыпкой легкий суглинок, ореховато-комковатый, уплотненный, сухой. Переход вниз ясный, неравномерный по цвету; |
| B1 25–40 см | – бурый с заклинками серого средний суглинок, сухой, уплотненный, ореховатый, сухой. Переход в нижний горизонт постепенный, неравномерный по окраске; |
| B2 40–75 см | – коричнево-бурый средний суглинок, столбчато-призмовидный, очень плотный, сухой. Переход в горизонт Ск резкий и неровный по цвету и вскипанию; |
| Ск 75–100 см | – буровато-желтый легкий суглинок, с гнездами белесых мучнистых карбонатов, с блестками гидрослюды, призмовидный, очень плотный, слабовлажный. |

В отличие от черноземов осолоделых, темно-серые осолоделые почвы имеют более дифференцированный профиль с ясно выраженным горизонтом A1E, с укороченным и резко переходящим гумусовым горизонтом, с мощной дерниной, образованной травянисто-древесной растительностью.

Таким образом, в настоящее время структура почвенного покрова бывшего озерного

дна отражает пойменно-аккумулятивный режим при возрастании степени зонального климатического влияния. 60-летний цикл аридизации территории способствовал яркому проявлению засоления, осолонцевания и осолодения почв, формирующихся на ритмически неоднородном субстрате [16–20]. Природное тело почв является носителем и информатором палеогеографических условий жизни оз. Чаны.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Почвенный покров и грунтовые воды

На изученной почвенно-галогеохимической трансект-катене (поликатене, см. рис. 1) почвы существенно различаются по возрасту формирования. Общепринятое мнение, что при обсыхании озерных котловин почвообразование проходит через болотную стадию, исследованиями на территории бывшего Юдинского плеса оз. Чаны не подтверждается. Нами прослежена эволюция пойменных почв, образующихся при усыхании соленых озер. Установлено, что при быстром обсыхании засоленных озерных котловин почвообразование идет не по болотной, а по дерново-луговой стадии. Определяющим фактором эволюции почв в первую очередь является глубина залегания засоленных грунтовых вод. Это наглядно видно на нашей поликатене (см. рис. 1). Наименьшая глубина залегания уровня грунтовых вод (УГВ) в точке 13 у остаточного водоема – 0,2 м. Минерализация грунтовой воды варьирует от 40 до 54,8 г/дм³, химический состав сульфатно-хлоридный. Почва, представляющая озерные солончаки на абсолютной отметке 103 м, – самая молодая на поликатене. Весь разрез очень сильно засолен (сумма солей 0,8 – 1,5 %, см. рис. 1). Легкий опесчаненный состав верхней части разреза способствует его быстрому промыыву дождевыми и снеготалыми водами, особенно по морозобойным трещинам. Растительность очень разреженная, представлена солянкой, растущей в основном по морозобойным трещинам.

За полосой солончака расположена пляжная зона с УГВ от 0,5 до 1,0 м. Поверхность сложена озерно-пойменными слоистыми супесчаными осадками, почти не имеет расти-

тельности (т. 14). На ней наблюдается песчаная волновая рябь и формируются песчаные дюны. Разрез засолен меньше, чем в предыдущей точке, но тип засоления также сульфатно-хлоридный.

Следующая поверхность на нашей поликатене – бывший остров, или отмель, представляет древнюю размытую гриву. На ней сформирован солонец-солончак луговой (т. 15). Сумма солей в верхнем горизонте варьирует в пределах 0,2–0,4 %, в нижних горизонтах – 0,6–1,2 %. В разрезе просматриваются столбчатые отдельности и темные потяжины. Почва более древняя, чем в т. 13 и 14. Растительность злаково-солянково-полынная. УГВ снижается до 1,3 м, но при сульфатно-хлоридном составе грунтовых вод и минерализации свыше 30 г/дм³ весь разрез сильно засолен.

Вдоль осередка по границе с ложбиной протягивается полоса со зрелыми дюнами, густо заросшими тростником. Состав отложений песчаный и супесчаный, УГВ – 0,8–0,9 м. Химический состав тот же, но минерализация снижается до 24,1 г/дм³, что, вероятно, связано с улучшением водообмена. Здесь также отчетливо проявляется солонцовый процесс, видны головки столбчатых отдельностей. По трещинам и корневым ходам тянутся оглеенные и охристые потяжины. Формируется донно-озерная солончаково-солонцеватая песчаная почва (т. 16). Засоление слабой и средней степени (0,16–0,45 %), исключая поверхностный слой в 10 см.

В ложбине (т. 5) с разреженной солянкой почва – молодой солончак луговой супесчаный с сильнозасоленным почвенным профилем при УГВ 0,7 м, минерализация грунтовых вод резко возрастает от 29,1 до 42,5 г/дм³, что, очевидно, связано с застойным режимом вод, при неизменном химическом составе. Засоление верхних горизонтов 1–1,8, нижних – 0,5–1,0 %.

На низкой озерной терраске (т. 4) с разнотравно-полынной ассоциацией почвенный профиль с поверхности не засолен, при УГВ 0,9 м и минерализации грунтовых вод 10,0–23,5 г/дм³, поскольку явно проявляются процессы выдувания тонких частиц, а также солей и накопление песчаных фракций. Формируется дефляционно-озерная солончаково-солонцеватая почва. Почвенный профиль сло-

истый, горизонты не вполне сформированы. Четко видны вертикальные потяжины оглеения в нижней части разреза, в верхней песчаной сохраняется слоистость. Засоление резко варьирует в сезонной динамике: для верхних горизонтов от 0,07–0,15 до 0,16–0,3 %, для нижних от 0,25–0,4 до 0,55 %.

На высокой озерной террасе вдоль гривы под разнотравно-злаковым лугом с кустарниками ивы и отдельными березами в т. 2 вскрыта пригтивно-террасная дефляционно-озерная солончаково-солонцевато-осолоделая почва. Почвенный профиль слабо засолен (0,15–0,25 %) с поверхности (в интервале 0–10 см) и на глубине 140–150 см, при глубине УГВ 1,7–1,9 м. Весьма характерно, что грунтовые воды здесь имеют низкую минерализацию (1,3–1,6 г/дм³) и содовый химический состав. Соответственно и засоление почвенного профиля содовое и сульфатно-содовое (см. рис. 1). Горизонты почвенного профиля слоистые, нечетко выражены, что свидетельствует о молодости почвы и продолжающихся дефляционных и намывных процессах.

Таким образом, все почвы, расположенные к югу от гривы-останца, молодые. Время их формирования 20–30 лет.

На гриве (т. 1) под осиново-березовым колком с густым двухъярусным подлеском почва темно-серая осолоделая. УГВ ниже 4 м. Интересная особенность – слабое поверхностное засоление (0,21 %) в интервале 0–10 см, что, очевидно, связано с золовым привносом солей из обсохшей озерной котловины.

На пологом склоне гривы северной экспозиции нами вскрыт ряд почв: в верхней части склона – солодь луговая солончаковая (т. 23), в средней – солончак-солонец луговой (т. 22), в нижней – солончак, образовавшийся на погребенном солонце среднем (т. 19). Эти три почвы генетически связаны и характеризуют многофазность процессов аридизации (см. рис. 2). В т. 19, расположенной в межгривной ложбине, солончак луговой сформирован на солонце среднем. Хорошо сохранились генетические горизонты солонца A1 и B1, перекрытые песком тонким плитчато-слоистым, рыхлым мощностью 62 см. При УГВ 0,9 м весь почвенный профиль очень сильно засолен (1–1,6 %). Минерализация грунтовой воды 53,8–66,7 г/дм³, химический состав сульфатно-хлоридный. В т. 22 солончак-солонец функциони-

рует при глубине залегания УГВ около 1 м. Минерализация грунтовых вод уменьшается до 26,6 г/дм³, хотя химический состав остается таким же. Горизонт В соответствует аналогичному горизонту погребенного солонца в т. 19, но частично смыт, а горизонт А смыт полностью. Они замещены слоем мелкого слоистого песка мощностью 25 см.

На этих двух почвах видны фазы их развития: аридизация и формирование солонцов, затем обводнение и накопление песчаных отложений, снова аридизация и образование современных почв.

В т. 23 солодь луговая солончаковая сформирована на солонце (см. рис. 2). При УГВ 1,5 м почвенный профиль ниже и выше осолоделого горизонта засолен. Минерализация грунтовых вод уменьшается до 13 г/дм³. История “жизни” почвы начинается с формирования солонца в эпоху аридизации, последующее увлажнение приводит к промыву верхней части солонца, образованию осолоделого и дернового горизонтов. Современная аридизация ведет к засолению всего почвенного профиля.

Далее на север по поликатене между двумя разноуровневыми ложбинами находятся низкие гривоподобные повышения с контрастно-злаковыми лугами на луговых солонцеватых почвах в комплексе с солонцами глубокими. Гривные формы рельефа значительно усложняют структуру почвенного покрова. Севернее их расположено обширное понижение, еще в 40-х гг. бывшее дном озера. Сейчас оно занято сенокосами. На поверхности с абс. отм. 107 м в т. 20 (см. рис. 1) вскрыт солончак-солонец луговой. Почвенный профиль хорошо дифференцирован на горизонты, что свидетельствует о высокой скорости почвообразовательных процессов. Всего около 60 лет потребовалось, чтобы образовался хорошо выраженный гумусовый горизонт мощностью 45–50 см. Солонцовый горизонт имеет слабую и среднюю степень засоления (0,4–0,45 %). Ниже его сумма солей составляет 1–1,6 %. Поверхность этой части бывшей акватории Юдинского плеса представляет сложную мелкоконтурно-мозаичную картину распространения различных солонцов, пятен солончаков, отраженную в растительном покрове.

Северная окраина озерной котловины – плоская пологонаклонная поверхность с раз-

нотравно-злаковым лугом на абс. отм. 111,0 м. Поверхность занимает самое высокое положение на поликатене и после большого разлива в атлантическую фазу голоцена, когда уровень поднимался до 112–113 м, она больше не заливалась [21]. На этой поверхности лугово-черноземная глубокосолончаковая почва (т. 21) – самая древняя из исследованных на поликатене. УГВ здесь имеет пульсирующий характер и в настоящее время располагается на глубине более 3 м.

Таким образом, отчленение Юдинского плеса от основной акватории оз. Чаны ускорило процесс естественной аридизации и позволило исследовать разновозрастной ряд почв. На абсолютных отметках 103 – 104,5 м недавно обсохшей акватории формируются молодые солончаки (озерные) и озерные пойменные слоистые почвы (т. 13, 14, 5). Их возраст не более 20 лет. На бывших осередках, отмелях, в краевых частях озерной поймы на абс. отм. 105–106 м на песчано-супесчаном субстрате образовались солончаково-солонцеватые почвы, подверженные интенсивной эоловой переработке (т. 4, 16), и солонцы-солончаки луговые на суглинистых грунтах (т. 15). Их возраст до 30–40 лет. На озерных террасах, краевых частях котловины бывшего Юдинского плеса на абс. отм. 107–108 м располагаются в разной степени солончаково-солонцово-осолоделые луговые почвы в комплексе с солонцами и солончаками (т. 19, 20, 22). Они, как правило, достаточно хорошо сформированы, их возраст 50–60 лет. На абс. отм. 109 м обследована солодь луговая, образовавшаяся из солонца (т. 23), на отм. 110 м – темно-серая осолоделая почва (т. 1) и на отм. 111 м – лугово-черноземная глубокосолончаковая почва (т. 21). Их возраст значительно более древний (возможно, после оптимума голоцена).

Гидрохимическая динамика грунтовых, поверхностных вод и характеристика галогеоэcosystem

Грунтовые воды на поликатене вскрыты в большинстве разрезов и образуют единую поверхность, которая в сглаженном виде повторяет дневную. Их химический состав очень однороден (сульфатно-хлоридный магниевонатриевый), несмотря на изменение минера-

Химический состав поверхностных и грунтовых вод по профилю обсохшего Юдинского плеса, г/дм³

Точка	Глубина, м	pH	CO ₃	HCO ₃	Cl	SO ₄	Ca	Mg	Na+K	Сумма
<i>Грунтовая вода</i>										
Т. 2	2,2	8,12	0,12	0,98	0,03	0,05	0,02	0,03	0,38	1,60
	1,9	7,1	Нет	0,98	0,02	0,09	0,03	0,03	0,27	1,42
Т. 4	0,87	7,45	0,07	0,93	3,97	2,65	0,20	0,48	2,56	10,86
	0,80	6,8	Нет	0,91	10,44	4,89	1,20	2,12	3,92	23,48
Т. 5	0,70	7,35	0,10	0,69	18,09	10,05	0,84	3,44	9,26	42,47
	0,70	7,0	Нет	0,82	17,25	9,03	0,90	2,16	10,08	40,24
Т. 16	0,85	7,88	0,18	1,18	8,06	5,98	0,18	1,69	5,24	22,49
	0,80	7,34	Нет	1,40	8,88	5,83	0,14	1,55	6,35	24,15
Т. 15	0,87	7,62	0,05	0,69	15,89	8,16	0,31	2,79	9,03	36,93
	1,3	7,35	Нет	0,87	16,26	6,41	0,32	1,90	9,02	34,78
Т. 14	0,65	7,91	0,15	0,85	14,64	7,36	0,10	4,13	8,45	35,69
	0,65	7,63	Нет	1,18	15,93	7,97	0,10	1,65	9,78	36,61
Т. 13	0,4	7,52	0,07	1,07	21,30	14,08	0,46	2,65	15,13	54,77
	0,2	6,9	Нет	1,01	18,82	7,68	0,60	2,75	10,09	40,95
Т. 23	1,50	7,49	Нет	0,91	4,18	3,78	0,25	0,69	3,18	12,98
Т. 22	1,05	7,16	Нет	0,88	10,65	6,85	0,68	1,60	5,97	26,62
Т. 19	1,15	7,29	0,11	1,16	33,12	16,28	0,66	4,40	10,95	66,68
	1,00	6,83	Нет	1,32	20,02	15,84	0,63	5,27	10,73	53,81
<i>Поверхностная вода остатков Юдинского плеса</i>										
У берега		9,40	0,36	1,35	3,75	0,39	0,05	0,51	2,14	8,54
		9,30	0,29	1,17	2,77	0,55	0,01	0,09	2,30	7,18
40 м от берега		9,75	0,21	0,59	1,14	0,12	0,01	0,12	0,78	2,99
		9,61	0,24	0,86	1,80	0,21	0,02	0,23	1,23	4,59
330 м от берега		9,62	0,20	0,49	1,06	0,13	0,02	0,11	0,78	2,79
		9,67	0,19	0,69	1,62	0,23	0,01	0,20	1,03	3,97
<i>Мелкое озеро (после дождя)</i>										
У берега		7,50	0,02	0,27	0,09	0,12	0,02	0,04	0,22	0,80
Центр		7,68	0,02	0,28	0,74	0,16	0,16	0,10	0,45	1,92

Примечание. В числителе – отбор в июне 2002 г., в знаменателе – в августе 2002 г.

лизации в основном от 10,9 до 66,7 г/дм³. Значение pH близко к нейтральному – 6,8–7,3. Однако отбор проб в июне и августе 2002 г. показал высокую динамичность минерализации грунтовых вод в течение лета. В точках со слабым засолением почвенно-грунтового профиля (т. 4, 16, 14) минерализация увеличилась в результате сброса солей в грунтовые воды, причем в т. 4 более чем в 2 раза. На участках с сильным постоянным засолением (т. 5, 13, 15, 19) она уменьшилась, наиболее заметно в т. 13 (табл. 3). Это, вероятно, связано со скоплением солей в процессе испарения на поверхности почв и с последующим их выносом дождевыми водами в понижения, поскольку после июньского отбора прошли обильные дожди.

На высокой террасе в т. 2 вскрыты воды второго яруса, залегающие на глубине 1,9–2,1 м. Они имеют содовый состав, однако pH близко к нейтральному (7,1), что, возможно, связано с подкислением органическими кислотами. Верхний ярус в этой точке слабодообильный и проявился только по мягкопластичной консистенции грунтов в интервале 70–90 см. Изменение минерализации и химического состава грунтовых вод по геохимическому сопряжению в южной части поликатены от озерной террасы у гривы в т. 2 до остаточного водоема в т. 13 видны из рис. 1 и табл. 3. В т. 2 они имеют содовый состав и минерализацию в течение лета 1,3–1,6 г/дм³, на остальной части – сульфатно-хлоридный магниевно-натриевый состав в основном под-

типа IIIa, что свидетельствует о достаточно высокой степени метаморфизации вод.

Изучена также пространственная изменчивость минерализации и химического состава остаточных поверхностных озерных вод Юдинского плеса и озер прилегающих к нему территорий. Общая тенденция – уменьшение минерализации вод в направлении от прибрежной части озер к их центру, несмотря на значительные различия по химическому составу и величине минерализации, за исключением малых озер. При этом в динамике от июня к августу в прибрежной части озер минерализация уменьшилась, а на удалении от берега увеличилась, хотя общее соотношение осталось прежним (см. табл. 3). Особенность вод остаточного водоема Юдинского плеса – высокое значение pH (9,3–9,75).

На плоской выровненной поверхности бывшего дна Юдинского плеса по эпюрам засоления (см. рис. 1) обособляются все классы галогеохимических систем, выделенные нами ранее [17–20]. Каждый класс галогеоэкоэкологической системы характеризуется типовой эпюрой солевого профиля, которая определяет их структуру – пространственное распространение, характер взаимосвязи и динамику. Солевые профили в точках 1 и 21 представляют водораздельный класс, в котором весь разрез не засолен, УГВ глубже 3,0 м, в зоне аэрации нет литологического барьера с худшими фильтрационными свойствами [21].

Эпюра засоления т. 2 показательна для склонового класса, в котором основной слой скопления солей находится значительно ниже гумусового горизонта (1,5 м) и с учетом амплитуды колебания УГВ никогда его не достигнет.

Западный класс представлен солевыми профилями точек 5, 13, 15, 19 и 20. Все почвы и грунты сильно засолены на всю их вскрытую мощность, обнаруживается тесная связь с высокоминерализованными грунтовыми водами, которые залегают в пределах зоны капиллярного поднятия. Тип засоления в грунтах, как и в водах, сульфатно-хлоридный. Проведенные двух- и трехкратные опробования обнаружили изменение содержания солей только в самом верхнем слое 0–10 см за счет сдува или смыва. Галогеоэкоэкологические системы западного класса являются конечными солевыми дренами.

Солевые профили точек 4, 14, 16, 22 и 23 характеризуют ложбинный класс галогеоэкоэкологической системы. Их профиль засолен значительно меньше, несмотря на высокую минерализацию грунтовых вод и близкое залегание УГВ. Двукратное опробование выявило высокую динамичность распределения солей по разрезу. Связано это с периодическим сбросом солей в грунтовые воды и их оттоком.

Таким образом, эпюры засоления, как функциональные единицы галогеоэкоэкологической системы, являются информационными носителями их состояния, маркируют зональные региональные и локальные закономерности ландшафта, тем самым позволяя решать многие методологические проблемы почвоведения.

Биомасса микроорганизмов в почвах

Показатели биомассы и активности микроорганизмов почвы являются важнейшими характеристиками состояния и особенностей функционирования деструкционного звена подземного блока любой наземной экосистемы. Это объясняет большой интерес во всем мире к показателям биомассы и активности почвенного микробиоценоза в различных почвах [22].

Большой интерес вызывают проблемы формирования запасов биомассы микроорганизмов в процессе почвообразования, но до настоящего времени отсутствуют исследования, связанные с их изучением в обсыхающих поймах соленых озер [23].

Цель настоящего исследования, проведенного в июле 2001 г., состояла в изучении особенностей состояния и функционирования биомассы микроорганизмов в серии разновозрастных почв, сформировавшихся на месте дна усыхающего оз. Чаны (Юдинский плес).

Основные характеристики исследованных экосистем и их геоморфологическое положение приведены в табл. 1 и 2.

Образцы почв отбирали по общепринятой методике [24]. Подготовка образцов для микробиологического анализа включала отбор крупных корней и просеивание образцов через сито с диаметром ячеек 3 мм. В почвенных образцах определялось содержание C_{org} методом Тюрина [25], содержание углерода в биомассе микроорганизмов (C биомассы) – методом фумигации-инкубации [26, 27].

Влажность в момент отбора образцов и запасы $C_{орг}$ в исследованных почвах

Номер п/п	Почва	Горизонт	Глубина, см	Влажность почвы, %	$C_{орг}$, %
1	Темно-серая осолоделая	АдА1	0–10	21,0	6,51
		А1Е	10–25	7,4	1,09
		В1	25–40	12,1	0,33
		В2	40–75	10,8	0,19
		ВЗСк	75–90	9,2	0,24
2	Солончак-солонец луговой	А1	0–20	25,0	1,56
		В1	20–30	29,9	0,98
		В2	30–55	31,0	0,77
		ВЗС	55–70	29,5	0,66
3	Луговая песчаная	А1	0–20	5,8	0,32
		ВС1	20–45	1,1	0,14
		С2	45–80	2,6	0,15
4	Луговая солончаково-солонцевато-осолоделая	АдА1	0–10	12,7	1,21
		А	10–13	16,1	0,21
		ВС	13–70	16,4	0,03
5	Примитивная луговая песчаная	I	0–25	2,3	0,21
		II	25–50	2,3	0,28
		III	50–60	28,9	0,63
		IV	60–70	29,0	0,38
		V	70–80	27,8	0,27
6	Луговая солончаково-солонцеватая	АА1	0–5	7,7	0,49
		А1В1	5–15	14,6	0,18
		В1С1	15–25	21,3	0,15
		С2	25–75	19,1	0,11
7	Озерный солончак	I	0–10	21,1	0,22
		II	10–30	23,8	0,20
8	Молодой озерный солончак	I	0–10	20,3	0,32
		II	10–30	18,5	0,12
9	Озерные иловатые отложения	I	0–3	7,3	0,50
		II	3–15	31,1	0,26
		III	15–30	30,2	0,24
10	Озерные песчаные отложения	I	0–10	9,6	0,05
		II	10–20	12,6	0,13
		III	20–30	16,6	0,15
		IV	30–40	18,6	0,27
		V	40–60	19,5	0,24
		VI	60–80	25,9	0,49

Микробиологическая активность почв в данном исследовании оценивалась при определении нескольких показателей, прямо или косвенно характеризующих активность микробобиомассы.

Дыхание почвы оценивалось общепринятым методом по количеству CO_2 , выделившемуся из почвы, инкубированной в течение 2 сут в темноте в плотно закрытом пенициллиновом флаконе при температуре 28 °С и влажности 60 % от полной влагоемкости. Величина активной биомассы определялась по выделению CO_2 за 10 ч инкубации

после добавления в почву специфического углеродного субстрата [28].

Вычисляли показатели удельной активности микробобиомассы: долю активной биомассы в общей биомассе микроорганизмов и метаболический коэффициент (Q) как отношение величины $C-CO_2$, выделившегося из почвы за 1 ч, к величине C биомассы микроорганизмов [29].

Все исследованные почвы можно условно разделить на пять групп по возрасту (табл. 4). Наиболее молодыми являются озерные иловатые и песчаные отложения. Для

Биомасса и активность микроорганизмов и доля С биомассы в С_{орг} в профилях исследованных почв

Слой почвы, см	С биомассы, мг/100 г	Доля С био- массы в С _{орг}	Дыхание, мкг С-СО ₂ /г · сут	Активная биомасса, мг/100 г	Активная биомасса, %	Q, × 10 ² /ч
<i>Темно-серая осолоделя</i>						
0-10	193	3,0	111,3	38	20	0,24
10-25	21	1,9	3,9	3	14	0,08
25-40	14	4,2	1,7	2	14	0,05
40-75	5	2,6	—	2	40	—
75-90	2	0,8	0,3	2	100	0,06
<i>Солончак-солонец</i>						
0-20	43	2,8	4,8	8	19	0,05
20-30	10	1,0	0,8	5	50	0,03
30-55	4	0,5	0,7	4	100	0,07
55-70	1	0,2	0,6	4	—	0,25
<i>Луговая песчаная</i>						
0-20	23	7,2	4,3	11	48	0,08
20-45	3	1,4	0,4	3	100	0,06
45-80	5	3,3	0,4	3	60	0,03
<i>Луговая солончаково-солонцевато-осолоделя</i>						
0-10	55	4,55	8,4	14	25	0,06
10-13	4	1,90	1,0	4	100	0,10
13-70	1	3,33	0,5	2	—	0,21
<i>Примитивная луговая песчаная</i>						
0-25	1	0,3	0	1	100	—
25-50	1	0,3	0,1	2	—	0,04
50-60	5	0,8	0,6	1	20	0,05
60-70	5	1,3	0,3	1	20	0,03
70-80	4	1,5	0,3	2	50	0,03
<i>Луговая солончаково-солонцеватая</i>						
0-5	9	1,84	8,0	9	100	0,37
5-15	8	4,44	1,0	7	88	0,05
15-25	10	6,67	1,4	3	30	0,06
25-75	2	0,36	0,5	2	100	0,10
<i>Озерный солончак</i>						
0-10	5	2,3	0,7	3	55	0,06
10-30	3	1,5	0,4	5	—	0,06
<i>Молодой озерный солончак</i>						
0-10	2	0,6	0	5	—	—
10-30	2	1,7	0	4	—	—
<i>Озерные иловатые отложения</i>						
0-3	2	0,4	0,1	1	50	0,02
3-15	2	0,8	0,1	2	100	0,02
15-30	3	1,3	0,4	4	—	0,06
<i>Озерные песчаные отложения</i>						
0-10	2	4	0,5	2	100	0,10
10-20	1	0,8	0,3	3	—	0,13
20-30	1	0,7	0,2	1	100	0,08
30-40	3	1,1	0,5	1	33	0,07
40-60	4	1,7	1,6	2	50	0,17
60-80	7	1,4	2,3	4	57	0,14

них характерны отсутствие растительности, низкие значения $C_{орг}$ и высокая влажность, связанная с высоким УГВ. Они в разной степени засолены.

Вторая группа почв – озерные солончаки. Здесь уже появляется растительность, запасы $C_{орг}$ невысоки, но влажность почвы и определяющий ее уровень залегания грунтовых вод остаются высокими. Степень засоления часто превышает 1–2 %.

Третья группа – луговые почвы. На этой стадии эволюции появляется обильная растительность, снижаются уровень грунтовых вод и влагообеспеченность верхних горизонтов, в некоторых случаях увеличивается запас $C_{орг}$.

Солончаково-солонцеватые почвы (четвертая группа), формирующиеся на относительно давно обсохшей территории Юдинского плеса (около 60 лет), имеют повышенное значение $C_{орг}$. Еще больше его содержание в темно-серой осолоделой почве – наиболее древней (пятая группа).

Минимальные значения C биомассы микроорганизмов отмечены в иловатых и песчаных озерных отложениях. Здесь также очень низкие дыхательная активность и величина активной биомассы (табл. 5). Но удельная активность относительно небольшой биомассы (доля активной биомассы в общем запасе) очень высокая.

Молодой озерный солончак близок по всем микробиологическим показателям к озерным отложениям. В профилях озерного солончака и солончака-солонца увеличиваются концентрации C биомассы, дыхательной активности, в большинстве случаев и активной биомассы по сравнению с озерными отложениями. Удельная активность биомассы в солончаках весьма высока. Отмечено увеличение не только доли активной биомассы, но и метаболического коэффициента (Q) в солончаке-солонце и луговой солончаково-солонцеватой почве (см. табл. 5).

Примитивные луговые песчаные почвы, сформировавшиеся относительно недавно под зарослями тростника, близки по всем микробиологическим параметрам к озерным отложениям. В прочих луговых почвах происходит рост концентрации C биомассы, величины активной биомассы и доли C биомассы в $C_{орг}$. В солончаке-солонце в верхних гори-

зонтах не отмечено значительных изменений всех изученных микробиологических показателей по сравнению со сформировавшимися луговыми почвами, но происходит снижение доли C биомассы в $C_{орг}$ и удельной активности микроббиомассы вниз по профилю (см. табл. 5).

В темно-серой осолоделой почве в верхнем 0–25 см слое величина общей биомассы микроорганизмов, дыхательной активности и активной биомассы значительно выше, чем в остальных почвах. По показателям доли C биомассы в $C_{орг}$ и доли активной биомассы в ее общем запасе различия незначительные (см. табл. 5).

Таким образом, для молодых почв, формирующихся в обсыхающей котловине Юдинского плеса оз. Чаны, характерны низкие скорости формирования запасов биомассы почвенных микроорганизмов и низкий уровень функциональной активности этой биомассы по сравнению с аналогичными почвами, формирующимися в лесостепной зоне на незасоленных почвообразующих субстратах [23]. Основным фактором, замедляющим процесс накопления запаса C биомассы в этих почвах, является высокая концентрация солей в профилях формирующихся почв [30].

ЛИТЕРАТУРА

1. Н. В. Мирошниченко, Пульсирующее озеро Чаны, Л., Наука, Ленингр. отд-ние, 1982, 169–179
2. А. В. Шнитников, Труды лаборатории озероведения АН СССР, 1957, т. 5, 5–63.
3. Атлас Новосибирской области, М., Роскартография, 2002.
4. М. Т. Устинов, *Сиб. экол. журн.*, 2001, **8**: 3, 285–291.
5. А. А. Крауклис, Проблемы экспериментального ландшафтоведения, Новосибирск, Наука, Сиб. отд-ние, 1979.
6. Д. И. Абрамович, Воды Кулундинской степи, Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1960.
7. И. А. Волков, Пульсирующее озеро Чаны, Л., Наука, Ленингр. отд-ние, 1982, 14–25
8. В. В. Берников, Почвы. VII. Записи мелиоводстрой. Бюро по разработке проблемы “Барабы”, Омск, 1933.
9. Б. Ф. Петров, Материалы Барабинской экспедиции. Почвы Барабы, М., АН СССР, Почв. ин-т им. В. В. Докучаева, 1946.
10. В. М. Фридланд, Структура почвенного покрова, М., Мысль, 1984.
11. В. Р. Вильямс, Избр. соч. в 2-х т. Почвоведение. 2, М., Изд-во с.-х. литературы, 1949.

12. В. И. Шраг, Классификация пойменных почв, их мелиорация и сельскохозяйственное использование, М., Росгипроводхоз, 1964.
13. В. В. Берников, З. Шадрин, Материалы Барабинской экспедиции. Очерк бассейна бессточных озер. Почвы. Кн. 2, Новосибирск, 1948.
14. Т. Г. Попова, Растительные богатства Новосибирской области, Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1961, 73–93.
15. К. П. Горшенин, Почвы южной части Сибири (от Урала до Байкала), М., Изд-во АН СССР, 1955.
16. Почвы Новосибирской области. Под ред. С. Р. Ковалева, Новосибирск, Наука, Сиб. отд-ние, 1966.
17. Л. А. Магаева, И. М. Гаджиев, Т. Н. Елизарова, В. А. Казанцев, *Сиб. экол. журн.*, 1998, **5**: 6, 543–551.
18. В. А. Казанцев, Проблемы педоалогенеза, Новосибирск, Наука, Сиб. пред-тие РАН, 1998.
19. Л. А. Магаева, Мелиорируемая толща почв и пород Приобья, Дис. ... канд биол. наук, Новосибирск, 1998.
20. Л. А. Магаева, Мелиорируемая толща почв и пород Приобья, Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал "Гео", 2000.
21. Л. А. Орлова, Голоцен Барабы: стратиграфия и радиоуглеродная хронология, Новосибирск, Наука, Сиб. отд-ние, 1990.
22. R. L. Tate III, *Soil Microbiology*, inc., New York, John Wiley and Sons, 1995.
23. А. А. Титлянова и др., Сукцессии и биологический круговорот, Новосибирск, Наука, Сиб. отд-ние, 1993.
24. Д. Г. Звягинцев, И. В. Асеева, И. П. Бабьева, Т. Н. Мирчинк, Методы почвенной микробиологии и биохимии, М., Изд-во МГУ, 1980.
25. Е. В. Аринушкина, Руководство по химическому анализу почв, М., Изд-во МГУ, 1970.
26. D. S. Jenkinson, D. S. Powlson, *Soil. Biol. Biochem.*, 1976, **8**: 3, 209–213.
27. F. Schinner, R. Ohlinger, E. Kandeler, R. Margesin, *Methods in Soil Biology*, Berlin, Springer-Verlag, 1996.
28. H. Van de Werf, W. Verstraete, *Soil. Biol. Biochem.*, 1987, **19**: 3, 253–260.
29. Т. Н. Anderson, К. Н. Domsch, *Biol. Fert. Soil.*, 1985, **1**: 5, 81–89.
30. М. В. Якутин, *Сиб. экол. журн.*, 2001, 3, 299–304.

Formation and Evolution of Soils of Drying Territories of Salted Lakes (on the Example of the Lake Chany)

V. A. KAZANTSEV, L. A. MAGAEVA, M. T. USTINOV, M. V. YAKUTIN

Formation of the soil cover in a dried territory begins immediately and is characterized by a high rate of soil formation process. For the period of 40–60 years, solonetz, solonchaks, meadow soils form complicated complexes. The pulsing character of drying – water impounding process complicates the general picture. Older complexes of soils undergo washing off, are overlapped with fresh alluviations on which younger soils, often of a different type, are formed (solonchaks on buried solonetz).

It is established that soil formation in intensively drying territories of salted lakes goes through sod-meadow station skipping that of swamps, which differs from the stabilized notions. Rather intense are the processes of formation of sol relief forms on sites of dried lake bottom.

In the paper, halogeochemical characteristic of soils and peculiarities of functioning of the macrobiota are given. Classes of halogeosystems are presented. The time course of changes of ground and surface waters is shown. Such studies have been for the first time carried out in Siberia.