

УДК 631.48

DOI: 10.19047/0136-1694-2025-123-241-272



Ссылки для цитирования:

Варламов Е.Б., Лебедева М.П., Чурилин Н.А., Мусаэлян Р.Э., Колесников А.В., Мазаева А.А. Минералогия солодей в лимане на Джаныбекском стационаре института лесоведения РАН // Бюллетень Почвенного института имени В.В. Докучаева. 2025. Вып. 123. С. 241-272. DOI: 10.19047/0136-1694-2025-123-241-272

Cite this article as:

Varlamov E.B., Lebedeva M.P., Churilin N.A., Kolesnikov A.V., Churilina A.A. Mineralogy of solods in the estuary at the Dzhanybek stationary site of the Institute of Forestry of the Russian Academy of Sciences., Dokuchaev Soil Bulletin, 2025, V. 123, pp. 241-272, DOI: 10.19047/0136-1694-2025-123-241-272

Благодарность:

Исследования выполнены в рамках плана НИР по теме FGUR 2025-0005-05.3.

Авторы выражают благодарность и признательность начальнику Джаныбекского стационара, ведущему научному сотруднику лаборатории аридного лесоразведения ИЛАН РАН, доктору биологических наук М.К. Сапанову за предоставленную возможность выполнения научных исследований на стационаре. Доктору с.-х. наук Н.Б. Хитрову за консультацию, ценные замечания и помощь при подготовке статьи.

Acknowledgments:

The studies were carried out within the framework of Scientific Research FGUR 2025-0005-05.3.

The authors express their gratitude and appreciation to the head of the Dzhanybek station, leading researcher of the laboratory of arid afforestation of the Institute of Forestry of the Russian Academy of Sciences, Doctor of Biological Sciences M.K. Sapanov for the opportunity to carry out scientific research at the station. To Khitrov N.B. for consultation, valuable comments and assistance in preparing the article.

**Минералогия солодей в лимане на
Джаныбекском стационаре института
лесоведения РАН**

© 2025 г. Е. Б. Варламов^{1*}, М. П. Лебедева¹, Н. А. Чурилин¹,
Р. Э. Мусаэлян¹, А. В. Колесников², А. А. Чурилина³

¹ФИЦ “Почвенный институт им. В.В. Докучаева”, Россия,
119017, Москва, Пыжевский пер, 7, стр. 2,

*<https://orcid.org/0000-0003-0345-9186>, e-mail: evgheni968@rambler.ru.

²Институт лесоведения РАН, Россия,
185910, Московская обл., Одинцовский р-он, с. Успенское,
ул. Советская, д.211.

³НОЦ – Ботанический сад Петра I биологического факультета
МГУ им. М.В. Ломоносова, Россия,
119991, Москва, Ленинские горы, 1/12.

Поступила в редакцию 05.08.2024, после доработки 05.02.2025,
принята к публикации 03.06.2025

Резюме: Структура почвенного покрова Северного Прикаспия включает межпадинный солонцовый комплекс, почвы педин и лиманов. Постоянными элементами микрорельефа днища лиманов являются замкнутые округлые микрозападины до 9 м в диаметре. Почвенная комбинация микрозападин представлена солодами лугово-степными с разной мощностью осолоделого горизонта, наибольшей на периферии, наименьшей в днище. Изучено два почвенных разреза: в днище микрозападины – солодь среднемощная, и на ровной части днища лимана, на краю микрозападины, – солодь глубокая. Меньшая мощность осолодения в днище микрозападины сопровождается более высоким содержанием илистых частиц при одинаковой мощности текстурных и аккумулятивно-карбонатных горизонтов. В обеих почвах установлен однотипный качественный состав глинистых и кластогенных минералов. Выявлена однотипная дифференциация по профилям кластогенных минералов, но степень их выраженности неодинаковая. Более контрастная дифференциация установлена в солоди микрозападины. Содержание полевых шпатов возрастает в нижних горизонтах, кварца, наоборот, – в верхних горизонтах. Происходит дифференциация и глинистых минералов. Иллит накапливается в верхних горизонтах, а содержание хлорита, наоборот, возрастает в нижних горизонтах. В текстурных горизонтах профилей отмечается увеличение смешаннослойных слюда-сметитовых образований и незначительного количества каолинита, которые находятся в супердисперсном состоянии. Снижение роли смектитовой фазы в верхних горизонтах связано с его иллитизацией в обеих солодах. У солоди микрозападины супердисперсность связана с обратной трансформацией иллитовых слоев

в смектитовые, что обеспечивается периодически застойным водным режимом атмосферного питания, при котором мобилизуются продукты химического выветривания в пределах почвенного профиля в виде различных смешаннослойных образований.

Ключевые слова: смектитовая фаза; иллит; смешаннослойные минералы; каолинит; хлорит; кварц; слюды; полевые шпаты.

Mineralogy of solods in the estuary at the Dzhanybek stationary site of the Institute of Forestry of the Russian Academy of Sciences

© 2025 E. B. Varlamov^{1*}, M. P. Lebedeva¹, N. A. Churilin¹,
R. E. Musaelyan¹, A. V. Kolesnikov², A. A. Churilina³

¹Federal Research Centre “V.V. Dokuchaev Soil Science Institute”,
7 Bld. 2 Pyzhevskiy per., Moscow 119017, Russian Federation,
*<https://orcid.org/0000-0003-0345-9186>, e-mail: evgheni968@rambler.ru.

²Institute of Forest Science, Russian Academy of Sciences,
21 Sovetskaya Str., Uspenskoe 143030, Moscow region, Russian Federation.

³Research and Educational Center Botanical Garden of Peter I of
Lomonosov Moscow State University,
1/12 Leninskie Gori, Moscow 119991, Russian Federation.

Received 05.08.2024, Revised 05.02.2025, Accepted 03.06.2025

Abstract: The structure of the soil cover of the Northern Caspian region includes the interdepression solonetz complex, soils of depressions and estuaries. Permanent elements of the microrelief of the estuary bottom are closed rounded microdepressions up to 9 m in diameter. The soil combination of microdepressions is represented by meadow-steppe solods with different thickness of the solodized horizon, the largest on the periphery and the smallest in the bottom. Two soil profiles were studied: in the bottom of the microdepression – medium-thick solod, and on the flat part of the estuary bottom on the edge of the microdepression – deep solod. Less solodization thickness in the bottom of the microdepression is accompanied by a higher content of silt particles with the same thickness of textural and accumulative-carbonate horizons. In both soils, the same type of qualitative composition of clay and clastogenic minerals was established. A uniform differentiation was revealed by the profiles of clastogenic minerals, but the degree of their expression is not the same. The more contrasting differentiation was established in the solod of the microdepression. The content of feldspars

increases in the lower horizons and quartz, on the contrary, in the upper horizons. Differentiation of clay minerals also occurs. Illite accumulates in the upper horizons, and the content of chlorite increases in the lower horizons. In the textural horizons of the profiles, an increase in mixed-layer mica-smectite formations is noted and insignificant kaolinite minerals are fixed in a superdispersed state. A decrease in the role of the smectite phase in the upper horizons is associated with its illitization in both solods. In the solod of the microdepression, superdispersion is associated with the reverse transformation of illite into smectite layers, which is ensured by a periodically stagnant water regime of atmospheric nutrition, in which the products of chemical weathering are mobilized within the soil profile in the form of various mixed-layer formations.

Keywords: smectite; illite; mixed-layer minerals; kaolinite; chlorite; quartz; micas; feldspars.

ВВЕДЕНИЕ

Ранее были выявлены специфические черты минералогического строения комплекса почв (Варламов и др., 2023), представляющего генетический ряд солоди и лугово-осолоделой почвы лимана, находящегося на территории Джаныбекского стационара Института лесоведения РАН. В этой работе подробно описана минералогия солоди в центре лимана и лугово-осолоделой почвы на его периферийной части. Этой работой не были охвачены солоди, находящиеся в микрозападинах в днище лимана.

Несмотря на длительную историю исследования (Роде и др., 1961, 1964; Корнблум и др., 1972, 1976; Талызина, 1994; Зайдельман, 1998; Алексеев, 1999; Алексеева и др., 2010) западного макрорельефа и микрорельефа Северного Прикаспия, вопросы его происхождения, развития этих форм, а также изменчивость рельефа в пределах контуров лиманов до настоящего времени является дискуссионным вопросом. Микрозападины в днищах лиманов издавна обращали на себя внимание специалистов разных направлений. Они осложняют рельеф днища лимана, имея округлую форму диаметром 5–8 м и глубину 15–25 см. К настоящему времени существуют более двух десятков гипотез их генезиса. В результате анализа имеющихся по данному вопросу публикаций (Гедройц, 1926; Большаков и др., 1937; Мозесон, 1955; Сидоренко и др., 1978; Молодых, 1980; Абатуров, 2010) установлено несколько

причин формирования микрозападин в днищах лиманов: неровности дна отступивших морских вод, действие ветра с формированием котлов выдувания, более низкие значения замерзания почвенного раствора, просадочные деформации грунтовых оснований вследствие современной суффозии в лёссах, древние карстовые явления суффозионного и эрозионного происхождения. Полигенетичность древних западин связывают также с отмиранием гидро-сети при региональном перераспределении талых и дождевых вод по поверхности и их застаивании на относительно плоских поверхностях. Представление о криогенной природе мелкозападинного рельефа содержится в публикациях Величко и др. (1978), где отмечается термокарстовая природа микроподов европейской части России. Результаты исследований почв замкнутых блюдцеобразных понижений в лиманах отражены в работах Сидоренко и др. (1978), Молодых (1980), Варламова и др., (2023). Таким образом, микрозападины в днище лиманов как природные явления обладают комплексом специфических природно-геологических особенностей, знание которых представляет в научном и прикладном значении особый интерес при освоении территорий. Перспективы орошения этих почв определяют актуальность исследования территорий с западинным микрорельефом. Значение для сельского хозяйства обуславливается специфическим набором свойств этих территорий, с которыми связано наличие мозаичного распределения избыточно-переувлажненных почв и пород, а также явления вымокания и вымерзания культур. При хозяйственном освоении данных территорий имеются сложности за счет разнотипных почвенно-грунтовых условий. Нивелирование микрорельефа требует дополнительных мелиоративных мероприятий особенно в почвенных контурах с микропонижениями. При этом нет ясного понимания тенденций развития западинного рельефа. Согласно исследованиям (Хитров, 2005), полученные результаты по изучению изменения микрорельефа солонцовых комплексов Джаныбекского стационара Института лесоведения РАН за полвека свидетельствуют о разнонаправленных трендах их развития во времени. Очевидно, что образование западинных форм микрорельефа обуславливает периодическое переувлажнение почв. При этом усложняется структура почвенного покрова и снижается агроно-

мическая ценность земель. Масштабы этого процесса не только снижают сельскохозяйственную ценность земель, но и затрудняют их использование, а также в целом ухудшают экологическую обстановку этой территории.

Цель исследования: 1) изучение особенностей профильного распределения минералов солоди лугово-степной среднемошной в центре микрозападины, сформированной в днище лимана и сопряженной с нею солодью лугово-степной глубокой на ее бровке; 2) реконструкция физико-минералогических условий формирования и развития микрозападины.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Изученный лиман (рис. 1А) площадью около 3 га находится на опытном участке в 1.5 км от усадьбы Джаныбекского стационара Института лесоведения РАН между 1-ой и 2-ой лентами Государственной лесополосы. Микрорельеф лимана хорошо выражен и представлен небольшими в диаметре (до 6–7 м) западинами с относительным понижением до 30 см. Размещение их по днищу лимана (рис. 2) характеризуется слабовыраженным “сотовидным” характером. В лимане площадь, занятая микрозападинами, составляет около 3–5% от его общей площади, они сосредоточены преимущественно в центральной части днища. По нашим наблюдениям, периодически при весеннем снеготаянии вода в микрозападинах держится в течение нескольких недель.

Изучено два почвенных разреза. Первый разрез (ЕВ-1-23) вскрывает солодь лугово-степную среднемошную в центре наиболее глубокой микрозападины, расположенной в центральной части днища лимана. Растительность, описанная в мае 2024 г., представлена следующими видами: болотница болотная (*Eleocharis palustris* (L.) Roem. & Schult.), жерушник лесной (*Rorippa sylvestris* (L.) Besser), горец земноводный (*Persicaria amphibia* (L.) Delarbre), мятлик луковичный (*Poa bulbosa* L.), полынь сантонинная (*Artemisia santonicum* L.), мышехвостник маленький (*Myosurus minimus* L.), фунария влагомерная (*Funaria hygrometrica* Hedw.). Общее проективное покрытие – 28%. Вскипание с 15 см слабое, сильное с глубины > 40 см. На поверхности почвы в микрозападине фиксируются полигональные трещины шириной 0.5–1 см до

глубины 30–40 см. Формула профиля **EL-ELq-BT1q-BT2q-BSAnc-Csa,cs**. Название почвы: солодь лугово-степная среднеспособная легкоглинистая на хвалынских тяжелых суглинках (Классификация, 1977); солодь квазиглееватая сегрегационно-карбонатная среднеспособная глубоко гипсодержащая легкоглинистая на хвалынских тяжелых суглинках (Классификация, 2004); Luvic Columnic Albic Planosol (Loamic) (WRB-2015).



A



B



C

Рис. 1. **A** – общий вид микрозападин, заполненных водой, съемка 04.2024; **B** – профиль солоди среднеспособной раз. EB-1-22 (центр); WRB-2015: Luvic Columnic Albic Planosol (Loamic); **C** – профиль солоди раз. EB-2-23 (периферийная часть); WRB-2015: Luvic Columnic Albic Planosol (Loamic).

Fig. 1. **A** – general view of microdepressions filled with water, surveyed 04.2024; **B** – profile of medium-thickness malt deposit EB-1-22 (center); WRB-2015: Luvic Columnic Albic Planosol (Loamic); **C** – profile of malt deposit EB-2-23 (peripheral part); WRB-2015 Luvic Columnic Albic Planosol (Loamic).

Второй разрез (ЕВ-2-23) заложен на бортовой части этой блюдцеобразной западины с выходом на ровную часть днища лимана, в 4 м от первого разреза (рис. 1С). В отличие от первого разреза трещины на поверхности здесь отсутствуют. Растительность представлена следующими видами: Овсяница валлисская (*Festuca valesiaca* Gaudin), Осока узколистая (*Carex stenophylla* Wahlenb.), Лапчатка серебристая (*Potentilla argentea* L.), Девясил британский (*Inula britannica* L.), Мятлик луковичный (*Poa bulbosa* L.), Полынь сантонинная (*Artemisia santonicum* L.), Мышехвостник маленький (*Myosurus minimus* L.), Гусиный лук низкий (*Gagea pusilla* (F.W. Schmidt) Sweet), Птицемлечник Фишера (*Ornithogalum fischerianum* Krasch.), Кермек Гмелина (*Limonium gmelinii* (Willd.) Kuntze). Общее проективное покрытие – 96%. Слабое вскипание с 66 см, сильное > 75 см. Формула профиля **{EL+ELrz}-ELq-BT1q-BT2-BCAnc-Cca,cs**. Название почвы: солодь лугово-степная глыбокая тяжелосуглинистая-глинистая на хвалынских тяжелых суглинках (Классификация, 1977); солодь квазиглееватая сегрегационно-карбонатная глубоко гипсодержащая тяжелосуглинисто-глинистая на хвалынских тяжелых суглинках (Классификация, 2004) ; Luvic Columnic Albic Planosol (Loamic) (WRB-2015).

Солоди сформировались на однородных тяжелых карбонатных хвалынских отложениях до глубины одного метра. Расположение разрезов в рельефе на участке лимана представлено на рисунке 2. Дополнительно была проведена диаметральная нивелирная съемка профиля микрозападины с шагом в 10 см и с отображением данных двухгодичных наблюдений по одним реперным точкам (рис. 3.).

Морфологические отличия между двумя почвами состоят в том, что фрагментарные кутаны на агрегатах фиксируются на морфологическом уровне только в солоди разр. ЕВ-1-23, развитой в микрозападине, а в солоди на бровке западины кутаны фиксируются только на микроуровне. Оба разреза в нижней части осолоделого горизонта имеют Fe-Mn конкреции диаметром до 3 мм. При этом в разр. ЕВ-1-23 они имеют рыхлое строение, а в солоди разр. ЕВ-2-23 фиксируются плотные Fe-Mn конкреции. Карбонаты в разр. ЕВ-1-23 фиксируются с 20 см, достигая максимума содержания (более 24%) на глубине 70 см; а в разр. ЕВ-2-23 – с 60 см с

максимальным содержанием 20% на глубине 120 см. Профиль со-
лоди в микрозападине отличается преобладанием буроватых от-
тенков.

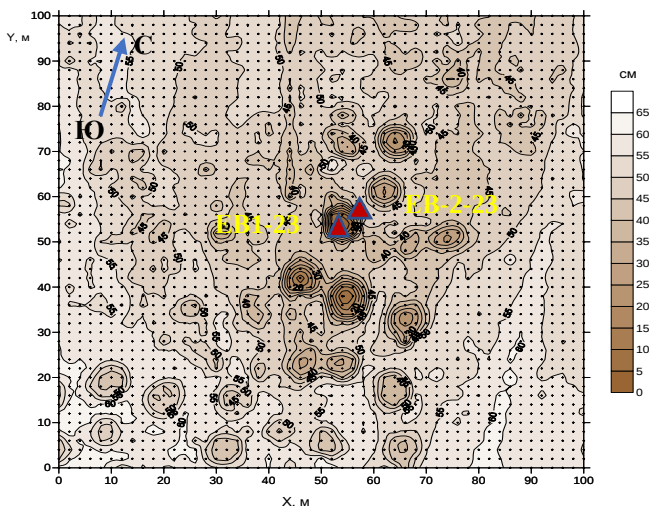


Рис. 2. Микрорельеф участка центральной части дна лимана с микрозападинами. Высота относительная, см. Сечение через 5 см. Съёмка 2022 г. Составил Варламов Е.Б., Колесников А.В.

Fig. 2. Microrelief of the central part of the estuary bottom with microdepressions. Relative height, cm. Section every 5 cm. Survey 2022. Compiled by Varlamov E.B., Kolesnikov A.V.

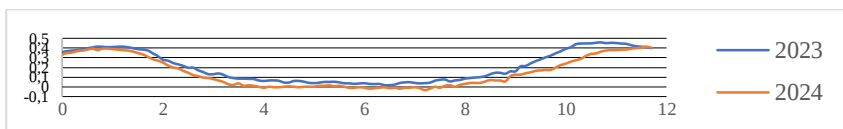


Рис. 3. Топографический профиль через микрозападину в днище лимана с шагом 10 см. Высота относительная, см. Съёмка 2023 и 2024 гг. Составил Варламов Е.Б., Чурилин Н.А. при участии Колесникова А.В.

Fig. 3. Topographic profile through a microdepression in the bottom of the estuary with a step of 10 cm. Relative height, cm. Survey 2023 and 2024. Compiled by Varlamov E.B., Churilin N.A. with the participation of Kolesnikov A.V.

Методы исследований. Выделение гранулометрических фракций (<1, 1–5, 5–10 и >10 мкм) проводили исчерпывающим отмучиванием по методике Горбунова (1971), количественное содержание каждой фракции использовали при перерасчете минерального состава на почву в целом. Карбонаты, гипс, легкорастворимые соли перед фракционированием удаляли. С целью стандартизации перед определением минералогического состава глинистые фракции были насыщены Mg^{2+} (из раствора 1М $MgCl_2$) и затем промыты до полного удаления избытка хлоридов. Исследование проведено с использованием рентгеновского дифрактометра фирмы Rigaku SmartLab. Ориентированные препараты получены путем седиментации фракций на покровные стекла размером 20 × 20 мм. Режим съемки образцов: излучение $Cu K\alpha$, напряжение на трубке 40 кВ, сила тока 50 мА, скорость сканирования 2°/мин, в угловом диапазоне от 2 до 34° 2 θ . Съемку глинистых и кластогенных минералов всех фракций с целью снижения влияния возможной неоднородности распределения препарата осуществляли с вращением образца по плоскости съемки со скоростью 30 об./мин. Дополнительно, для диагностики особенности лабильных минералов смектитовой фазы, образцы глинистых минералов фракции <1 мкм сняты после сольватации этиленгликолем и после прокаливании при 550 °С в течение 2 ч. Диагностика минералов проведена по следующим методическим разработкам (Рентгеновские методы и структура глинистых минералов, 1965), (Соколова и др., 2005) с привлечением базы данных JCPDS. Итоговые расчеты полуколичественного содержания минералов производили с применением программного обеспечения Дифрактометр-Авто, версия 2014, разработчик ООО “Ирис”. Соотношения базальных (пиковых) интенсивностей – по Biscaye (1964,1965). Отдельные образцы, отобранные по границе контакта осолоделого, текстурного и аккумулятивно-карбонатных горизонтов, исследовали на сканирующем электронном микроскопе FEG-SEM KYKY-EM8000 в режиме HV (High Vacuum) и при ускоряющем напряжении 20 кВ. Образцы после монтажа на столики напыляли золотом (Au) в течение 90 сек. при помощи универсальной напылительной установки GVC-5000 (Китай).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Сравниваемые сообщества растительности в центре и у края микрозападины различаются по видовому составу, что свидетельствует о различиях в условиях их произрастания (рис. 1А).

Оба разреза имеют глинистый гранулометрический состав. Содержание физической глины (частиц <10 мкм) в бескарбонатных горизонтах ЕL и ВТ более 50%, в карбонатных горизонтах нижних частей профилей содержание силикатных частиц размером <10 мкм составляет 45–49%, что рассчитывалось после удаления карбонатов. Если учесть, что почвенные карбонаты обычно имеют размерность, соответствующую тонкой и средней пыли, то можно заключить, что и нижние горизонты также имеют глинистый гранулометрический состав.

Распределение гранулометрических фракций по профилям солодей представлено в таблице 1. В обоих разрезах распределение ила имеет элювиально-иллювиальный характер с минимумом в поверхностных горизонтах ЕL и максимумом в верхних частях текстурных горизонтов (ВТ1). В солоди, заложенной в центре микрозападины (разр. ЕВ-1-23) в гор. ЕL, отмечается более высокое содержание ила (31–34%) по сравнению с разрезом на бровке микрозападины (22–23%). Глубже (в ВТ и ВСА) содержание ила в обоих разрезах приблизительно одинаковое. Отметим, что контрастность по содержанию ила между верхней элювиальной и средней иллювиальной частями профиля выражена намного резче в солоди на бровке микрозападины. Вариабельность в содержании частиц <1 мкм в генетически различных горизонтах, очевидно, связана с контрастностью условий почвообразования по профилю. В результате этого наиболее тонкие и более подвижные минеральные частички вымываются из верхних частей профилей и переносятся в срединные горизонты, где происходит их относительное накопление. Судя по профильному распределению ила, относительное его накопление происходит и в гор. ВТ1q,i солоди микрозападины и в гор. ВТ1q в солоди на ее бровке (табл. 1).

Таблица 1. Содержание гранулометрических фракций, выделенных методом Горбунова, %

Table 1. Content of granulometric fractions, isolated by Gorbunov's method, %

Гори- зонт	Глу- бина, см	% фракций				Потеря от HCl
		<1 мкм	1–5 мкм	5–10 мкм	>10	
Солодь лугово-степная среднемогучная тяжелосуглинистая на хвалын- ских тяжелых суглинках разр. EB-1-23						
EL	0–8	30.9	13.0	9.3	46.8	0.0
ELq	10–17	34.4	11.5	8.4	45.8	0.0
BT1q,i	21–30	43.9	8.3	6.3	41.6	4.7
BT2q,i	44–58	38.6	5.7	5.9	49.8	17.7
BCAnc,m с	64–70	37.5	3.9	5.1	53.6	24.6
BCAnc	90–100	34.3	6.1	4.9	54.7	20.2
Cca,cs	>120	36.8	3.3	4.8	55.2	20.0
Солодь лугово-степная глубокая тяжелосуглинистая на хвалынских тяжелых суглинках разр. EB-2-23						
EL+ELrz	0–10	21.8	11.1	10.8	56.3	0.0
ELq	10–26	23.3	6.6	10.8	59.2	0.0
BT1q	26–50	46.5	6.6	5.3	41.5	2.9
BT2	50–70	44.8	6.7	6.0	42.5	3.1
BCAnc,m с	70– 89(92)	41.5	2.7	5.4	50.4	13.9
BCAnc	89(92)– 130	29.2	10.6	8.1	52.1	18.4

Распределение тонкой (1–5 мкм) и средней (5–10 мкм) пыли, наоборот, имеет строго аккумулятивный характер с максимумом в поверхностных горизонтах и с постепенным уменьшением до се-

редины горизонта ВТ, и с одинаковым их содержанием в более глубоких горизонтах.

В профилях выделяются горизонты ВСАпс с более высоким содержанием в них тонко- и среднепылеватых фракций на разной глубине – 64–100 см в разр. ЕВ-1-23 и 70–130 см в разр. ЕВ-2-23 (табл. 1). Таким образом, установлено повышенное содержание илистых частиц в солоди разр. ЕВ-1-23 по сравнению с разрезом ЕВ2-23.

Что касается солоди микрозападины, то подобная дифференциация профиля с фрагментарными глинистыми кутанами на гранях структурных отдельностей на глубине залегания иллювиального горизонта свидетельствует, по-видимому, о наличии в почвенном растворе катионов, обуславливающих высокую степень диспергации почвенной массы. Возможность активной диспергации почвенной массы подтверждается результатами анализа грунтовых вод и водной вытяжки (табл. 2, 3).

Таблица 2. Уровень, состав и минерализация грунтовых вод под почвами, ммоль(экв)/л
Table 2. Level, composition and mineralization of groundwater under soils, mmol(eq)/l

Разрез	УГВ, м	Минерализация, г/л	ммоль(экв)/л							
			CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺
ЕВ-1-23	3.75	0.527	0.60	4.80	0.40	1.50	3.00	2.50	1.76	0.04
ЕВ-2-23	4.37	0.323	0.20	3.00	0.20	1.00	2.50	1.00	0.74	0.16

Уровень грунтовых вод весной 2024 г. под разр. ЕВ-1-23 и разр. ЕВ-2-23 составлял 3.75 и 4.37 м соответственно. Минерализация воды в микрозападине имеет почти в два раза выше концентрацию, чем на бровке. Химический состав грунтовых вод также

существенно различается, несмотря на малое расстояние между скважинами. В разр. ЕВ-1-23 химизм грунтовых вод сульфатно-натриевый, в разр. ЕВ-2-23 – сульфатно-кальциевый. Основное различие связано с высоким содержанием катионов Na^+ (1.76 и 0.74 ммоль(экв)/л) и Mg^{2+} (2.50 и 1.00 ммоль(экв)/л) и сульфат аниона SO_4^{2-} (1.5 и 1.00 ммоль(экв)/л) при общей минерализации грунтовых вод 0.527 и 0.323 г/л в разрезах ЕВ-1-23 и ЕВ-2-23 соответственно.

Водородный показатель рН водной вытяжки у почвы микрозападины имеет слабо щелочную реакцию в отличие от кислой реакции солоди на бровке. Химический состав водной вытяжки показывает принципиальное различие солевых профилей почв, которое заключается в следующем: солодь разр. ЕВ-1-23 имеет в профиле два максимума – один на глубине 20 см (рис. 4А), другой в нижней части горизонта ВТ; солодь разр. ЕВ-2-23 имеет только один максимум в нижней части горизонта ВТ. Такой характер распределения солей задается исключительно промывным режимом в почве на бровке в отличие от солоди микрозападины, где происходит сезонная смена водного режима с промывного на выпотной. Химический состав растворов в обоих разрезах солодей одинаковый – преобладают из анионов сульфаты и хлориды, из катионов магний и натрий. Но количественно их содержание различно – большее их содержание отмечено в солоди микрозападины, что связано с особенностями химизма и минерализацией грунтовых вод. В нижних частях профилей (глубина 80 см) обе солоди близки по химическому составу (рис. 4).

Содержание обменных катионов Na^+ , Mg^{2+} хорошо согласуется (табл. 3.) с условиями периодического выщелачивания солей во время избыточного увлажнения и фиксации катионов в ППК. Значения емкости катионного обмена имеют относительно невысокие величины, что связано с небольшим компенсированным зарядом минералов ППК. При этом установлен ряд особенностей, который свидетельствует о продвинутой стадии формирования качественного состава ППК. Фиксируется более узкое соотношение катионов $\text{Ca}^+ : \text{Mg}^{2+}$ в солоди микрозападины относительно солоди на бровке, что и определяет повышение щелочности.

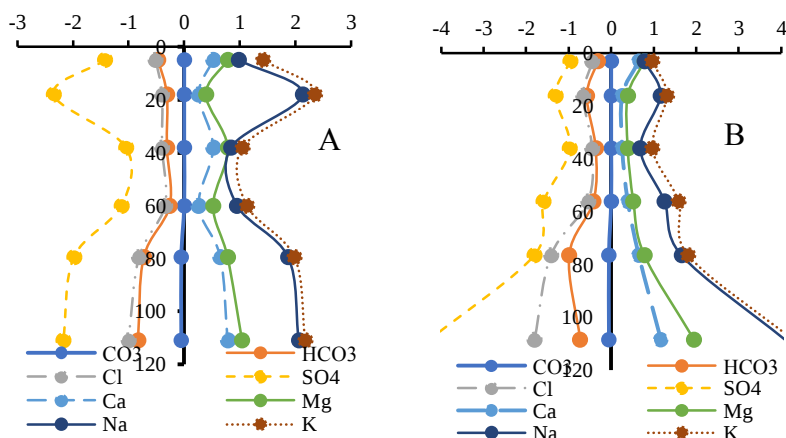


Рис. 4. Состав водной вытяжки 1 : 5. **А** – разр. EB-1-23; **В** – разр. EB-2-23, смоль(экв)/кг.

Fig. 4. Composition of water extract 1 : 5. **A** – EB-1-23; **B** – EB-2-23, cmol(eq)/kg.

Как ранее было установлено, в этом лимане (Талызина и др., 2014; Варламов и др., 2023) минералогический состав глинистых и кластогенных минералов почвообразующих пород обеих солодей одинаково поликомпонентный. В илистой фракции почвенных горизонтов преобладают иллиты, смешаннослойные иллит-сметтиты в сопровождении каолинита и небольшого количества хлорита (табл. 4.). Различия между почвами проявляются в более высоком содержании СМ-фазы в иле поверхностных горизонтов солоди разр. EB-1-23. Вниз по профилям обеих солодей уменьшается содержание иллита и возрастает количество смешаннослойного иллит-сметтита. На фоне высокого содержания иллита обращает на себя внимание увеличение в верхней части горизонта ВТ содержания СМ-фазы (в перерасчете на почву в целом) в почве разр. EB-1-23 (табл. 4.). Состав кластогенных минералов в сравниваемых почвах однотипен. Контрастность профильного распределения кварца, плагиоклазов, хлорита в профилях солодей показывает, что их устойчивость зависит от рН среды. На щелочной фон

больше реагирует кварц и хлориты, нежели чем КПШ и слюды (Корнблум и др., 1972, 1976). Меньшее содержание (рис. 5, 6) в поверхностных горизонтах разр. ЕВ-1-23 таких минералов как хлорит, кварц, полевые шпаты, вероятно, может свидетельствовать о более интенсивном их выветривании в гидроморфных и щелочных условиях этого профиля, если исключить литологическую неоднородность почвообразующих пород.

Схема профильного распределения глинистых минералов обеих солодей элювиально-иллювиальная. При этом солодь микрозападины (раз. ЕВ-1-23, рис. 7, 8) имеет два максимума по содержанию СМ-фазы и каолинита в профиле, а солодь на бровке только один – в средней части текстурного горизонта (70 см). Предполагаем, что указанные различия в характере распределения минералов сравниваемых почв связаны с более длительными гидроморфными условиями микрозападины. Косвенно об этом также свидетельствуют, по-видимому, подвижные гидрооксиды железа, придающие выраженный буроватый тон профилю солоди в разр. ЕВ-1-23. В целом можно отметить, что минералогический состав осолоделых горизонтов сравниваемых разрезов практически не различается, за исключением их мощности.

В обоих профилях в элювиальной толще преобладающим компонентом илистой фракции являются ди-триоктаэдрические иллиты, на долю которых приходится более 50% при расчете на фракцию. Содержание этого компонента с глубиной уменьшается и минимум (29–34%) его содержания фиксируется в переходных к породе горизонтах обеих почв. Максимальное содержание смешанослойных иллит-сметкитов (46–49%) отмечается в нижних горизонтах солодей (начиная с 40 см). Указанные минералы сопровождаются каолинитом и магнезиально-железистым хлоритом. В обеих солодях фиксируются следы тонкодисперсной размерности кварца и полевых шпатов.

В связи с контрастностью увлажнения и более высокой минерализацией почвенных растворов минералогические изменения в солоди микрозападины выражены более ярко. Деградационные изменения затронули СМ-фазу, иллит, хлорит и каолинит.

Таблица 3. Состав обменных катионов, смоль(+)/кг
Table 3. Composition of exchangeable cations, cmol/kg

Генетический горизонт	Глубина отбора, см	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	ЕКО эфф.	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺
		смоль(+)/кг					% от ЕКО			
Разрез EB-1-23										
EL+ELrz	0-8	12.50	2.5	0.01	2.51	17.52	71.3	14.3	0.1	14.3
ELq	10-17	10.0	6.25	0.02	2.22	18.49	54.1	33.8	0.1	12.0
BT1q,i	21-30	16.25	3.75	0	2.19	22.19	73.2	16.9	0	9.9
BT2q,i	44-58	13.75	7.5	0.59	1.83	23.68	58.1	31.7	2.5	7.7
BCAnc,mc	64-70	15.0	6.25	0.11	2.36	23.72	63.2	26.3	0.5	10.0
BCAnc	90-100	17.5	2.5	0	1.5	21.51	81.4	11.6	0	7.0
Разрез EB-2-23										
EL+ELrz	0-10	6.25	3.75	0.11	2.85	12.96	48.2	28.9	0.8	22
ELq	10-26	8.75	2.5	0.08	2.7	14.03	62.3	17.8	0.6	19.3
BT1q	26-50	8.75	3.75	0.08	2.61	15.19	57.6	24.7	0.5	17.2
BT2	50-70	16.25	3.75	0	2.19	22.19	73.2	16.9	0	9.9
BCAnc,mc	70-92	17.5	2.5	0	1.5	21.51	81.4	11.6	0	7.0

Таблица 4. Соотношение основных минералов фракции <1 мкм из образцов почв, раз. ЕВ-1-23, ЕВ-2-23, %
Table 4. The ratio of the main minerals of the <1 μm fraction from soil samples, %

Генетический горизонт	Глубина, см	Содержание фракции <1 мкм, %	$\frac{I_{1.0}}{I_{0.5}}$	Фракция <1 мкм				Почва в целом, %			
				СМ	И	Х	Кл	СМ	И	Х	Кл
Разрез, ЕВ-1-23											
EL+ELrz	0-8	30.9	5.2	31	54	3	12	9.6	16.7	0.9	3.7
ELq	10-17	34.4	5.0	31	55	3	11	10.6	18.8	1.1	3.9
BT1q,i	21-30	43.9	4.4	36	48	3	13	15.9	20.9	1.3	5.8
BT2q,i	44-58	38.6	3.8	40	39	5	15	15.6	15.2	2.0	5.8
BCAnc,mc	64-70	37.5	3.2	47	34	6	12	17.8	12.8	2.4	4.6
BCAnc	90-100	34.3	2.8	49	29	6	15	16.7	10.1	2.2	5.3
Cca,cs	>120	29.2	3.0	47	33	7	14	13.6	9.6	2.0	4.0

Продолжение таблицы 4
Table 4 continued

Генетический горизонт	Глубина, см	Содержание фракции <1 мкм, %	$\frac{I_{1.0}}{I_{0.5}}$	Фракция <1 мкм				Почва в целом, %			
				СМ	И	Х	Кл	СМ	И	Х	Кл
Разрез, ЕВ-2-23											
EL+ELrz	0-10	21.8	5.0	26	56	3	15	5.7	12.1	0.6	3.4
ELq	10-26	23.3	4.0	29	54	5	12	6.8	12.7	1.0	2.8
BT1q	26-50	46.5	4.2	34	50	4	11	15.8	23.4	2.1	5.3
BT2	50-70	44.8	4.1	40	46	4	11	17.7	20.5	1.8	4.7
BCAnc,mc	70-89(92)	41.5	4.0	42	40	5	13	17.4	16.7	2.0	5.3
BCAnc	89(92)-130	36.8	2.9	46	34	7	12	17.1	12.3	2.4	5,0

Примечание. СМ – смешанослойные минералы; И – иллит; Х – хлорит; Кл – каолинит; $I_{1.0\text{нм}}/I_{0.5\text{нм}}$ – соотношение интенсивности рефлексов первого и второго порядка для иллита.

Note. СМ – mixed-layer minerals; И – illite; Х – chlorite; К – kaolinite; $I_{1.0\text{nm}}/I_{0.5\text{nm}}$ – ratio of intensity of first and second order reflexes for illite.

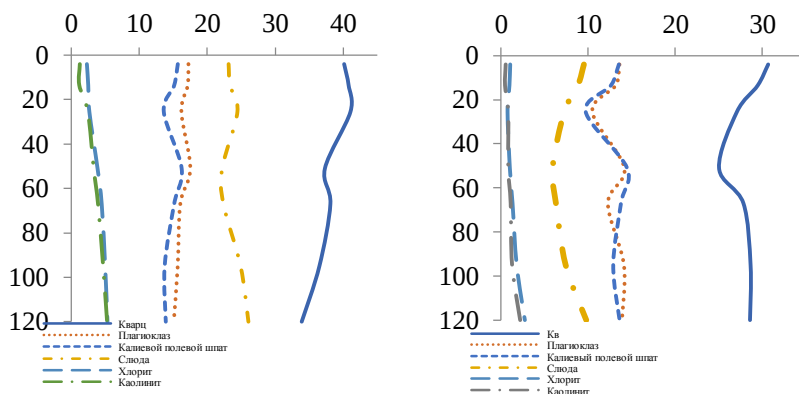


Рис. 5. Содержание минералов фракции >1 мкм в профиле почвы разр. EB1-23. **A** – расчет на фракцию, **B** – расчет на почву в целом, %.

Fig. 5. The content of minerals in the fraction >1 μm in the soil profile of section p. EV1-23. **A** – calculated for fraction, **B** – calculated for the soil as a whole, %.

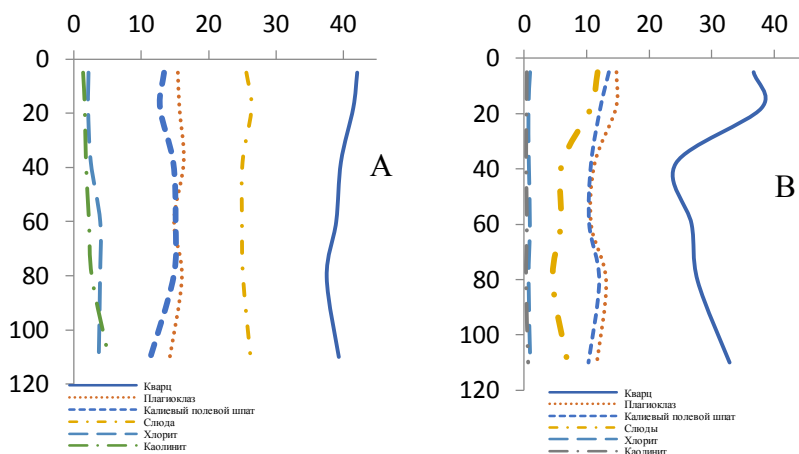


Рис. 6. Содержание минералов фракции >1 мкм в профиле почвы разр. EB2-23. **A** – расчет на фракцию, **B** – расчет на почву в целом, %.

Fig. 6. The content of minerals in the fraction >1 μm in the soil profile of section p. EV-2-23. **A** – calculated for fraction, **B** – calculated for the soil as a whole, %.

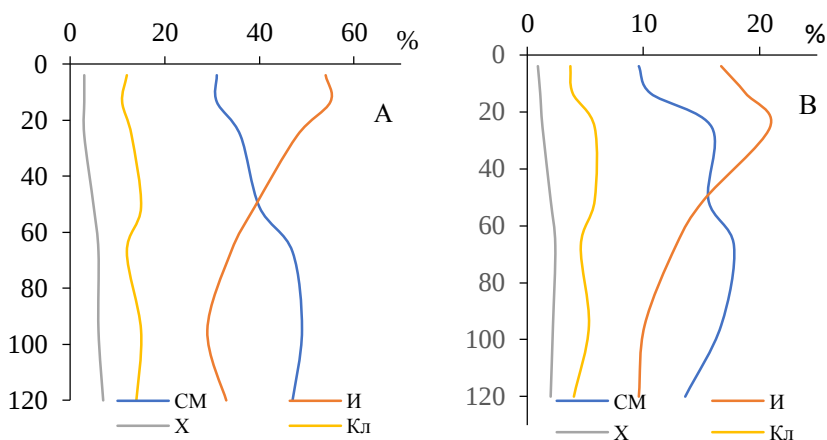


Рис. 7. Распределение минералов фракции <1 мкм в профиле разр.ЕВ-1-23. **А** – расчет на фракцию; **В** – расчет на почву в целом, %.

Fig. 7. Distribution of minerals of fraction <1 μm in the profile of EB-1-23. **A** – calculation for fractions; **B** – calculation for the soil as a whole, %.

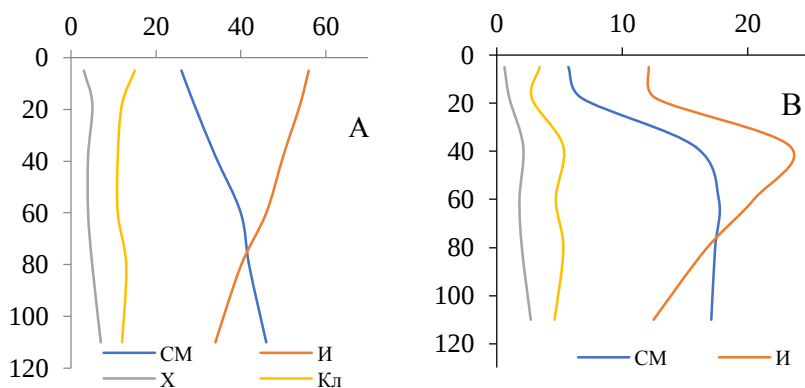


Рис. 8. Распределение минералов фракции <1 мкм в профиле разр.ЕВ-2-23. **А** – расчет на фракцию; **В** – расчет на почву в целом, %.

Fig. 8. Distribution of minerals of fraction <1 μm in the profile of EB-2-23. **A** – calculation for fractions; **B** – calculation for the soil as a whole, %.

В профилях на рентгенографических кривых это проявляется в виде резкого спада или, наоборот, увеличения интенсивности (рис. 9, 10) 14 и 10-ангстремовых рефлексов. В разр. ЕВ-1-23 микрозападины фиксируется резкий спад 10Å рефлекса в глубь профиля и возрастание 14Å. На сольватированных этиленгликолем препаратах это проявляется в виде тренда возрастания с глубиной интенсивности 17-18 Å рефлекса с асимметрией в область малых углов (СМ-фаза и смешаннослойные иллит-сметиты). Увеличение СМ-фазы можно объяснить (Кринари и др., 2014) обратной трансформацией иллита в сметтит. В раз. ЕВ-1-23 это дает основание сделать вывод об увеличении вклада разбухающих слоев в общую дифракционную картину рассматриваемой ассоциации минералов. В течение этого процесса (Соколова и др., 2005), по-видимому, блоки слюд изменяются по сторонам базальных поверхностей, особенно со стороны торцевых сколов, с развитием в этих частях их смешаннослойности. Фоновое изменение рН среды сопровождается увеличением степени замещения Si на Al в тетраэдрических позициях структуры лабильной СМ-фазы (Градусов, 1976). Дополнительное поступление катиона K^+ определяет его адсорбцию межслоевыми промежутками разбухающих минералов. В результате этого количество лабильных слоев к поверхности снижается и преобладающими становятся неразбухающие минералы.

Анализ снимков (рис. 11) электронной микроскопии показал, что в зоне перехода осолоделого горизонта к текстурному наблюдаются определенные различия между почвами. Локально отличия в разрезах сосредоточены в нижней части ЕЛ на границе с ВТ. Наибольшие различия между разрезами выявлены по мощности и составу кутан на агрегатах и на поверхности отдельных крупных минералов.

В условиях глинисто-лессовидного покрова Северного Прикаспия на площадях с локальным базисом эрозии и перераспределения осадков отмечается стадийность в формировании микрозападин в лиманах (рис. 12). По нашему мнению, процессы изменения тяжелосуглинистых сметтитсодержащих пород, которые происходят в результате незамкнутых циклов взаимодействия глина–вода, являются начальной стадией поверхностного диагенеза.

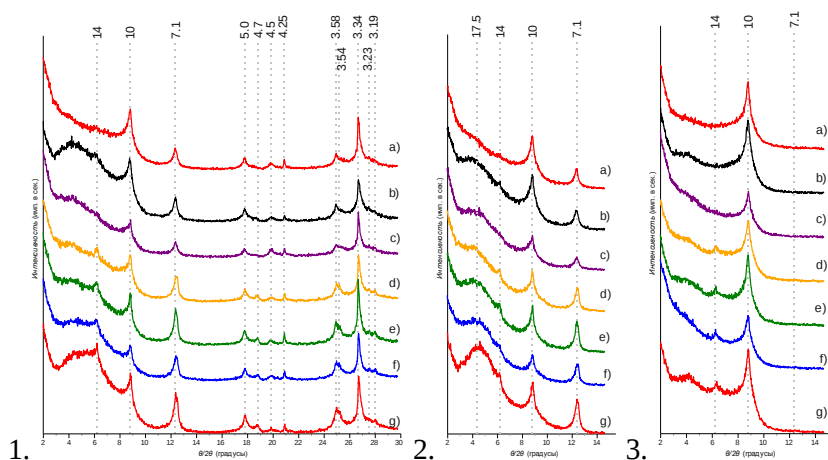


Рис. 9. Рентгендифрактограммы фракции менее 1 мкм в почве дна микрозападины (разр. EB-1-23): а) гор. EL+ELrz 0–8 см; б) гор. ELq 10–17 см; в) гор. BT1q 21–30(44) см; д) гор. B2 30(44)–58 см; е) гор. BCanc,mc 64–70 см; ф) гор. BCanc 90–100 см; г) гор. Cca,cs >120 см. Межплоскостные расстояния в ангстремах (Å); 1 – воздушно-сухое состояние образца; 2 – после сольватации этиленгликолем; 3 – после прокаливании при 550 °C в течение 2 ч.

Fig. 9. X-ray diffraction patterns of fractions less than 1 μm. Section EV-1-23: а) EL+ELrz 0–8 cm; б) ELq 10–17 cm; в) BT1q 21–30(44) cm; д) B2 30(44)–58 cm; е) BCanc,mc 64–70 cm; ф) BCanc 90–100 cm; г) Cca,cs >120 cm. Interplanar distances in angstroms (Å); 1 – air-dry state of the sample; 2 – after solvation with ethylene glycol; 3 – after calcination at 550 °C for 2 h.

При этом образование микрозападин связано с трансформацией минералов, формированием трещин в текстурных горизонтах, содержащих повышенное содержание лабильных минералов, и дальнейшим уплотнением срединных горизонтов за счет засыпки рыхлого элювиального материала осолоделого горизонта в поверхностные трещины. Дополнительным фактором в образовании микрозападин, вероятно, является и повышенная теплоемкость обводненной западины, сохраняющая дневное тепло более дли-

тельное время. Латеральная миграция солевых водных растворов в микрозападины с последующей их внутрипрофильной фильтрацией также способствует уплотнению верхней части текстурного горизонта при высыхании. Исследования (Курганова, 1986) фиксировали преобладание микрозападин в этом же лимане глубиной 20 см. Сравнение данных глубин микрозападин (Курганова, 1986) с нашими наблюдениями 2023–2025 гг. (рис. 3.) показали тенденцию к просадке их днища к настоящему времени до 30 см.

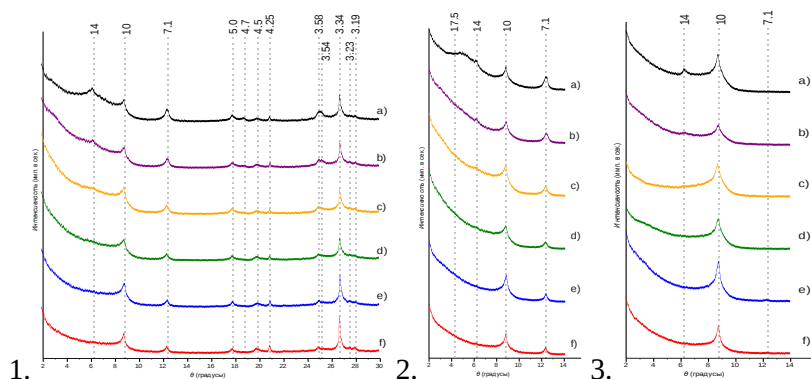


Рис. 10. Рентгendifрактограммы фракции менее 1 мкм. Разр. EV-2-23: а) гор. EL+ELrz 0–10 см; б) гор. ELq 10–26 см; в) гор. BT1q 26–50 см; д) гор. B2 50–70 см; е) гор. BCanc,mc 70–89(92) см; ф) гор. BCanc 89(92)–130 см. Межплоскостные расстояния в ангстремах (Å); 1 – воздушно-сухое состояние образца; 2 – после сольватации этиленгликолем; 3 – после прокаливании при 550 °C в течение 2 ч.

Fig. 10. X-ray diffraction patterns of the fraction less than 1 μm , section EV-2-23: а) EL+ELrz 0–10 cm; б) ELq 10–26 cm; в) BT1q 26–50 cm; д) B2 50–70 cm; е) BCanc,mc 70–89(92) cm; ф) BCanc 89(92)–130 cm. Interplanar distances in angstroms (Å); 1 – air-dry state of sample; 2 – after solvation with ethylene glycol; 3 – after calcination at 550 °C for 2 h.

ЕВ1-23, 10–17 см, нижняя часть	ЕВ2-23, 10–26 см, нижняя часть
Деградация тонкого глинистого покрытия на плоскости зерна кварца.	Сплошное обволакивание кутанами отдельных агрегатов и минералов.
Полностью отмытая от кутан поверхность кварца со следами химического выветривания.	Осколки зерна кварца с признаками физического дробления с образованием трещин.
ЕВ-1-23, 21–30 см	ЕВ-2-23, 26–50 см
Фрагментарное покрытие кутаной. Глинисто-коллоидный комплекс обнажается на углах минералов.	Слоистые органо-глинистые кутаны на поверхности минерала.
ЕВ1-23, 44–58 см, нижняя часть.	ЕВ-2-23, 70–89(92) см
Однотипное строение мелкокристаллических карбонатов.	

Рис. 11. Изображения поверхности агрегатов в разрезах ЕВ-1-24 и ЕВ-2-24, полученные с помощью SEM.

Fig. 11. Images of the surface of aggregates in soil profiles EB-1-24 and EB-2-24 obtained using SEM.

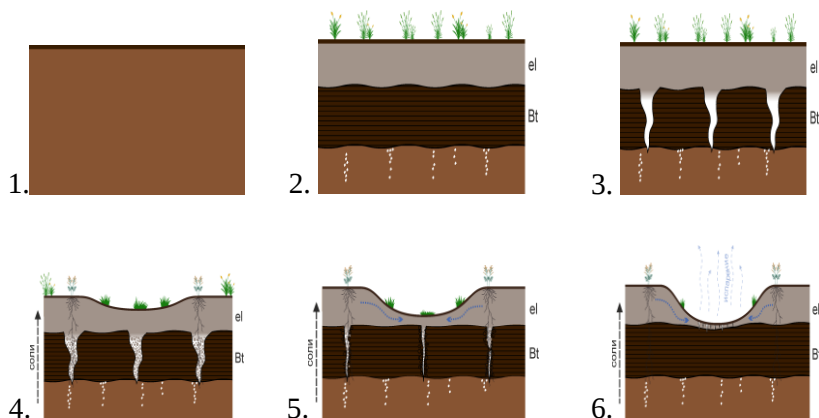


Рис. 12. Стадии формирования микрозападин.

Fig. 12. Stages of microdepression formation.

Таким образом, изменение глубины просадки микрозападины происходит при сочетании нескольких определяющих факторов: а) вымывание коллоидных и водно-растворимых продуктов химических реакций в глубь профиля, при котором уменьшается объем почвенно-грунтовой толщи приводящее к усилению просадки микрозападины; б) разрушение кластогенных минералов и железистых конкреций. Согласно имеющимся представлениям (Черняховский, 1991), образование группы OH^- приводит к ионизации кремния и алюминия, что облегчает возможность их атаки со стороны OH^- ионов. К подобному же результату приводит и концентрация иона водорода, присутствие в растворах органических кислот, длительная гидроморфная экспозиция микрозападины при повышенной температуре и присутствие CO_2 . Рыхлый по свойствам осолоделый горизонт способствует перераспределению избытка воды в микропонижениях, в результате повышенная влажность поддерживается более длительное время. Одинаковый калибр диаметров микрозападин лимана задается мощностью осолоделого горизонта, а занимаемая ими площадь зависит от интенсивности увлажнения поверхностными водами. По мере расшире-

ния площади микрозападин в лимане происходит более равномерное распределение поверхностных вод, а стадии локального гидроморфизма становятся короче, что ведет к затуханию их образования. На исследованном лимане в настоящее время обеспечивается образование только локальных микропонижений.

ВЫВОДЫ

1. В лиманах Северного Прикаспия формируются блюдца – микрозападины диаметром до 8 м и глубиной до 30–35 см, в которых развиваются своеобразного строения и состава почвы – среднемошные солоды, существенно отличающиеся от мощных фоновых солодов днища лимана.
2. Солоды микрозападины содержит в 1.5 раза больше иллита, СМ-фазы, смешаннослойных иллит-смектитов и в 1.5 раза меньше кварца, полевых шпатов, хлоритов.
3. Увеличение доли илистых частиц, большая контрастность гранулометрического состава почвенных профилей в микрозападинах, предположительно, связаны с интенсивным разрушением минерального субстрата *in situ* на контакте осолоделого горизонта с текстурным и с партлювацией частиц в трещины.
4. Формирование специфического микрорельефа лиманов – вторичный процесс, связанный с локальными особенностями гидрологического режима, изменением плотности текстурных горизонтов, с интенсификацией химического выветривания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абатуров Б.Д. Западинный рельеф Прикаспийской низменности и механизмы его формирования // Аридные экосистемы. 2010. Т. 16. № 5(45). С. 151–159.
2. Алексеев В.Е. Минералогия почвообразования в степной и лесостепной зонах Молдовы. Диагностика, параметры, факторы, процессы. Кишинев, 1999. 214 с.
3. Алексеева Т.В., Алексеев А.О., Демкин В.Д., Алексеева В.А., Соколовская З., Хайнс М., Калинин П.И. Физико-химические и минералогические признаки солонцового процесса в почвах нижнего Поволжья в позднем голоцене // Почвоведение. 2010. № 10. С. 1171–1189.

4. *Большаков А.Ф., Боровский В.М.* Почвы и микрорельеф Прикаспийской низменности // Солонцы Заволжья. Мат-лы изысканий, исследований и проектирования ирригации Заволжья. М.–Л.: Изд-во ВАСХНИЛ, 1937. Вып. VII. С. 134–169.
5. *Варламов Е.Б., Лебедева М.П., Чурилин Н.А., Мусаэлян Р.Э., Колесников А.В.* Особенности минералогического состава солоди и осолоделой лугово-каштановой почвы на примере лиманных западин Джаныбекского стационара Института лесоведения РАН // Бюллетень Почвенного института имени В.В. Докучаева. 2023. Вып. 117. С. 140–176. DOI: <https://doi.org/10.19047/0136-1694-2023-117-140-176>.
6. *Гедройц К.К.* Осолодение почв. Вып. 44. М., 1926. 48 с.
7. *Горбунов Н.И.* Методика подготовки почв к минералогическим анализам // Методы минералогического и микроморфологического изучения почв. М.: Наука, 1971. С. 5–15.
8. *Зайдельман Ф.Р.* Процесс глееобразования и его роль в формировании почв. М., 1998. 316 с.
9. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
10. Классификация и диагностика почв СССР. М.: Колос. 1977. 224 с.
11. *Корнблум Э.А., Дементьева Т.Г., Зырин Н.Г., Бирин А.Т.* Изменение глинистых минералов при образовании южного и слитого черноземов, лиманной солоди и солонца // Почвоведение. 1972. № 1. С. 67–85.
12. *Корнблум Э.А., Дементьева Т.Г.* Химико-минералогические особенности лиманных солодей пустынно-степного Заволжья // Почвоведение. 1976. №8. С. 107–121.
13. *Курганова И.Н.* Лиманные солоды как компонент почвенного покрова в условиях полупустыни (на примере Джаныбекского стационара АН СССР): Дисс. ...к. б. н. М., 1986. 147 с.
14. *Кринари Г.А., Храмченков М.Г., Рахматулина Ю.Ш.* Изменение структур смешанослойных фаз иллит-сметтит в процессах обводнения терригенных коллекторов нефти // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 7. С. 1153–1167.
15. *Мозесон Д.Л.* Микрорельеф северо-западной части Прикаспийской низменности и его влияние на поверхностный сток // Тр. Ин-та леса АН СССР. 1955. Т. 25. С. 55–65.
16. *Молодых И.И.* Инженерно-геологические особенности микрорельефа перигляционной зоны Украины. Киев: О-во “Знание”, 1980а. 26 с.
17. Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов / Под ред. Брауна Г. М.: Мир, 1965. 599 с.
18. *Роде А.А., Польский М.Н.* Почвы Джаныбекского стационара, их морфологическое строение, механический и химический состав

физические свойства // Тр. Почв. Ин-та им. В.В. Докучаева. Т. 59. М., 1961. С. 3–214.

19. Роде А.А., Ярилова Е.А. Рашевская И.М. Генетические особенности профиля лиманной солоди // В кн.: Новое в теории оподзоливания и осолодения почв. М., 1964. С. 62–96.

20. Сиренко Н.А., Молодых И.И. Пространственная изменчивость лессов Украины // Физ. География и геоморфология. 1978. Вып. 20. С. 97–105.

21. Соколова Т.А., Дронова Т.Я., Толпешта И.И. Глинистые минералы в почвах. Тула, 2005. 336 с.

22. Талызина И.В., Соколова Т.А., Кулакова Н.Ю., Сапанов М.К. Химико-минералогическая характеристика и некоторые параметры калийного состояния черноземовидной почвы и лиманной солоди // Почвоведение. 1994. № 9. С. 61–67.

23. Хитров Н.Б. Связь почв солонцового комплекса Северного Прикаспия с микрорельефом // Почвоведение. 2005. № 3. С. 237–249.

24. Хитров Н.Б. Генезис вертисолов с микрорельефом гильгай (обзор) // Почвоведение. 2016. № 5. С. 531–541.

25. Черняховский А.Г. Современные коры выветривания. М.: Наука, 1991. 207 с.

26. Чижикова Н.П., Евтифеев Ю.Г., Панкова Е.И. Минералогический состав илистых фракций пустынных почв Монголии // Почвоведение. 1988. № 8. С. 44–54.

27. Biscaye P.E. Mineralogy and sedimentation of the deep-sea sediment fine fraction in the Atlantic Ocean // *Geochem. Techn. Rept.* 1964. Vol. 49. No. 9/10. P. 1281–1289.

28. Biscaye R.E. Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent Seas and Oceans // *Geological Soc. Am. Bull.* 1965. Vol. 76. No. 7. P. 803–832.

29. Cook H.E., Johnson P.D., Matti J.C., Zemmels I. Methods of sample preparation and X-ray diffraction data analysis, X-ray Mineralogy Laboratory, Deep Sea Drilling Project, University of California, Riverside // In: *Init. Repts.* Washington: U.S. Govt. Printing Office, 1975. P. 999–1007.

REFERENCES

1. Abaturov B.D., Zapadinnyj rel'ef Prikaspijskoj nizmennosti i mehanizmy ego formirovaniya (The depression relief of the Caspian lowland and the mechanisms of its formation), *Aridnye ekosistemy*, 2010, Vol. 16, No. 5(45), pp. 151–159.

2. Alekseev V.E., *Mineralogija pochvoobrazovaniya v stepnoj i lesostepnoj zonah Moldovy. Diagnostika, parametry, faktory, processy* (Mineralogy of soil

formation in the steppe and forest-steppe zones of Moldova. Diagnostics, parameters, factors, processes), Kishinev, 1999, 241 p.

3. Alekseeva T.V., Alekseev A.O., Demkin V.D., Alekseeva V.A., Sokolovska Z., Hajns M., Kalinin P.I., Fiziko-himicheskie i mineralogicheskie priznaki soloncovogo processa v pochvah nizhnego Povolzh'ja v pozdnem golocene (Physicochemical and mineralogical features of the solonetz process in the soils of the lower Volga region in the late Holocene), *Pochvovedenie*, 2010, No. 10, pp. 1171–1189.

4. Bolshakov A.F., Borovsky V.M., Pochvy i mikrorel'ef Prikaspijskoj nizmennosti (Soils and microrelief of the Caspian Lowland), In: *Soloncy Zavolzh'ja* (Proc. Solonetztes of the Trans-Volga Region), Moscow–Leningrad: Izd-vo VASHNIL, 1937, Iss. VII, pp. 134–169.

5. Varlamov E.B., Lebedeva M.P., Churilin N.A., Musaelyan R.E., Kolesnikov A.V., Features of the mineralogical composition of solod and solod meadow-chestnut soil, the case of soils of the liman depression at Dzhanybek research station of the Institute of Forest Science RAS, *Dokuchaev Soil Bulletin*, 2023, Vol. 117, pp. 140–176, DOI: <https://doi.org/10.19047/0136-1694-2023-117-140-176>.

6. Gedroits K.K., *Osolodeniye pochv* (Soil solodization), Iss. 44, Moscow, 1926, 48 p.

7. Gorbunov N.I., Metodika podgotovki pochv k mineralogicheskim analizam (Methods of soil preparation for mineralogical analysis), In: *Metody mineralogicheskogo i mikromorfologicheskogo izuchenija pochv* (Methods of mineralogical and micromorphological study of soils), Moscow: Nauka, 1971, pp. 5–15.

8. Zaidelman F.R., Process gleeobrazovaniya i ego rol' v formirovaniy pochv (Gley formation process and its role in soil formation), Moscow, 1998, 316 p.

9. *Klassifikatsiya i diagnostika pochv Rossii* (Classification and Diagnostics of Soils of Russia), Smolensk: Ojkumena, 2004, 342 p.

10. *Klassifikatsiya i diagnostika pochv SSSR* (Classification and Diagnostics of Soils of the USSR), Moscow: Kolos, 1977, 224 p.

11. Kornblum E.A., Dementyeva T.G., Zyrin N.G., Birina A.T., Izmeneniye glinistyykh mineralov pri obrazovanii juzhnogo i slitogo chernozemov, limannoy solodi i solonca (Changes in clay minerals during the formation of southern and fused chernozems, estuary solod and solonetz) *Pochvovedenie*, 1972, No. 1, pp. 67–85.

12. Kornblum E.A., Dementyeva T.G., Himiko-mineralogicheskie osobennosti limannykh solodej pustynno-stepnogo Zavolzh'ja (Chemical and mineralogical features of estuary solods of the desert-steppe Zavolzh'ye), *Pochvovedenie*, 1976, No. 8, pp. 107–121.

13. Kurganova I.N., *Limannyye solodi kak komponent pochvennogo pokrova v*

usloviyah polupystyni (na primere Dzhanybetskogo stacionara AN SSSR): Diss. ... k. b. n. (Liman maltings as a component of soil cover in semi-desert conditions (on the example of Dzhanybeksy stationary of the USSR Academy of Sciences), Candidate of Biological Sciences thesis), Moscow, 1986, 147 p.

14. Krinari G.A., Khranchenkov M.G., Rakhmatulina Yu.Sh., *Izmenenie struktur smeshanoslojnyh faz illit-smektit v processah obvodneniya terrigen-nyh kollektorov nefiti* (Changes in the structures of mixed-layer illite-smectite phases in the processes of flooding of terrigenous oil reservoirs), *Geologija i geofizika*, 2014, Vol. 55, No. 7, pp. 1153–1167.

15. Mozeson D.L., *Mikrorel'ef severo-zapadnoj chasti Prikaspijskoj nizmennosti i ego vlijanie na poverhnostnyj stok* (Microrelief of the northwestern part of the Caspian lowland and its influence on surface runoff), *Proc. Forest Institute AN SSSR*, 1955, Vol. 25, pp. 55–65.

16. Molodykh I.I., *Inzhenerno-geologicheskie osobennosti mikrorel'efa periglacionnoj zony Ukrainy* (Engineering-geological features of the microrelief of the periglacial zone of Ukraine), Kiev: Izd-vo "Znanie", 1980a, 26p.

17. Braun G. (Ed.), *Rentgenovskie metody izuchenija i struktura glinistyh mineralov* (X-ray methods for studying and the structure of clay minerals), Moscow: Mir, 1965, 599 p.

18. Rode A.A., Pol'skiy M.N., *Pochvy Dzhanybetskogo stacionara, ih morfologicheskoe stroenie, mehanicheskij i himicheskij sostav fizicheskie svojstva* (Soils of the Dzhanybek station, their morphological structure, mechanical and chemical composition, physical properties), *Proc. V.V. Dokuchaev Soil Science Institute*, Vol. 59, Moscow, 1961, pp. 3–214.

19. Rode A.A., Yarilova E.A., Rashevskaya I.M., *Geneticheskie osobennosti profilja limannoj solodi* (Genetic features of the estuary solod profile), In: *Novoe v teorii opodzolivaniya i osolodenija pochv* (New in the theory of podzolization and solodization of soils), Moscow, 1964, pp. 62–96.

20. Sirenko N.A., Molodykh I.I., *Prostranstvennaja izmenchivost' lessov Ukrainy* (Spatial variability of loesses of Ukraine), *Fiz. Geografija i geomorfologija*, 1978, Iss. 20, pp. 97–105.

21. Sokolova T.A., Dronova T.Ya., Tolpeshta I.I., *Glinistye mineraly v pochvah* (Clay minerals in soils), Tula, 2005, 336 p.

22. Talyzina I.V., Sokolova T.A., Kulakova N.Yu., Sapanov M.K., *Khimikominalogicheskaja kharakteristika i nekotorye parametry kalijnogo sostojanija chernozemovidnoj pochvy i limannoj solodi* (Chemical and mineralogical characteristics and some parameters of potassium state of chernozem-like soil and liman malt), *Pochvovedenie*, 1994, No. 9, pp. 61–67.

23. Khitrov N.B., *Svjaz' pochv soloncovogo kompleksa Severnogo Prikaspija s mikrorel'efom* (Relationship between soils of the solonetz complex of the

Northern Caspian region and microrelief), *Pochvovedenie*, 2005, No. 3, pp. 237–249.

24. Khitrov N.B., Genezis vertisolej s mikrorel'efom gil'gaj (obzor) (Genesis of Vertisols with Gilgai Microrelief (Review)), *Pochvovedenie*, 2016, No. 5, pp. 531–541.

25. Chernyakhovsky A.G., *Sovremennye kory vyvetrivanija* (Modern Weathering Crusts), Moscow: Nauka, 1991, 207 p.

26. Chizhikova N.P., Evtifeev Yu.G., Pankova E.I., Mineralogicheskij sostav ilistyh frakcij pustynnyh pochv Mongolii (Mineralogical composition of clay fractions of desert soils of Mongolia), *Pochvovedenie*, 1988, No. 8, pp. 44–54.

27. Biscaye P.E., Mineralogy and sedimentation of the deep-sea sediment fine fraction in the Atlantic Ocean, *Geochem. Techn. Rept.*, 1964, Vol. 49, No. 9/10, pp. 1281–1289.

28. Biscaye R.E., Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent Seas and Oceans, *Geological Soc. Am. Bull.*, 1965, Vol. 76, No. 7, pp. 803–832.

29. Cook H.E., Johnson P.D., Matti J.C., Zemmels I., Methods of sample preparation and X-ray diffraction data analysis, X-ray Mineralogy Laboratory, Deep Sea Drilling Project, University of California, Riverside, In: Init. Repts. Washington: U.S. Govt. Printing Office, 1975, pp. 999–1007.