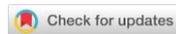


УДК 631.4

DOI: 10.19047/0136-1694-2021-107-33-60



Ссылки для цитирования:

Панкова Е.И., Голованов Д.Л., Соловьев Д.А., Ямнова И.А. История формирования и особенности почвенно-литолого-геоморфологического строения Джизакской степи как основа ее природного районирования // Бюллетень Почвенного института имени В.В. Докучаева. 2021. Вып. 107. С. 33-60. DOI: 10.19047/0136-1694-2021-107-33-60

Cite this article as:

Pankova E.I., Golovanov D.L., Soloviev D.A., Yamnova I.A., The history of the forming and the features of the soil, lithological and geomorphological structure of the Jizzakh steppe as the basis for its natural zoning, Dokuchaev Soil Bulletin, 2021, V. 107, pp. 33-60, DOI: 10.19047/0136-1694-2021-107-33-60

История формирования и особенности почвенно-литолого-геоморфологического строения Джизакской степи как основа ее природного районирования

© 2021 г. Е. И. Панкова^{1*}, Д. Л. Голованов^{2**}, Д. А. Соловьев¹,
И. А. Ямнова^{1***}

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

* e-mail: pankova22@mail.ru,

*** e-mail: irinayamnova@mail.ru.

²МГУ им. М.В. Ломоносова, Россия,
119991, Москва, Ленинские горы, 1,

** <https://orcid.org/0000-0003-0967-4178>, e-mail: dm_golovanov@mail.ru.

Поступила в редакцию 09.03.2021, после доработки 12.04.2021,
принята к публикации 16.06.2021

Резюме: В статье приводятся исходные материалы, характеризующие сложную историю формирования, природные почвенные и литолого-геоморфологические условия Джизакской степи до начала ее мелиоративного освоения. Показано, что на основе почвенно-литолого-геоморфологического районирования Джизакская степь делится на ряд природных районов, относящихся к разным ступеням (высотным

уровням) подгорной равнины. Всего в пределах Джизакской степи, включая предгорное обрамление, выделено 22 района. На самой подгорной равнине районы объединены в два высотных уровня: верхняя ступень и нижняя ступень, или шлейфовая зона. Эти два уровня резко различаются по условиям дренированности и засоленности почв. Верхний уровень, охватывающий верхнюю и среднюю части конусов выноса, высокую межконусную Заамино-Санзарскую равнину и Ломакинское плато, благодаря относительно хорошей дренированности характеризуется слабым проявлением засоления, за исключением логообразных понижений Ломакинского плато. Нижний уровень, расположенный в шлейфовой зоне подгорной равнины, в отличие от верхнего уровня, из-за слабой дренированности характеризуется активным природным засолением. Засоленные отложения шлейфа Зааминского конуса выноса характеризуются наибольшей мощностью. В меньшей степени засолены породы шлейфа Санзарского конуса, которые дренируются глубокими саями. Для Хавастской наклонной равнины характерен очень сильно засоленный верхний двухметровый слой, с глубиной содержание солей и гипса снижается. Таким образом, показано, что высокая засоленность и гипсоносность пород, а также высокая минерализация грунтовых вод шлейфовой зоны являются источником современного соленакопления в почвах подгорной Голодностепской равнины, и в том числе в почвах шлейфовой зоны Джизакской степи.

Ключевые слова: литолого-геоморфологическое строение, Джизакская степь, засоление, гипсоносность, антропогенные изменения почв.

The history of the forming and the features of the soil, lithological and geomorphological structure of the Jizzakh steppe as the basais for its natural zoning

© 2021 E. I. Pankova^{1*}, D. L. Golovanov^{2**},
D. A. Soloviev¹, I. A. Yamnova^{1***}

¹Federal Research Centre “V.V. Dokuchaev Soil Science Institute”,
7 Bld. 2 Pyzhevskiy per., Moscow 119017, Russian Federation,

* e-mail: pankova22@mail.ru,

*** e-mail: irinayamnova@mail.ru.

²*Lomonosov Moscow State University,
1 Leninskie Gori, Moscow 119234, Russian Federation,
** <https://orcid.org/0000-0003-0967-4178>, e-mail: dm_golovanov@mail.ru.*

Received 09.03.2021, Revised 12.04.2021, Accepted 16.06.2021

Abstract: The paper provides initial materials characterizing the complicated history of formation, natural soils and lithological-geomorphological conditions of the Jizzakh steppe before the beginning of reclamation development. It is shown that on the basis of soil-lithological and geomorphological zoning, the Jizzakh steppe is divided into a number of natural regions belonging to different levels (altitude levels) of the piedmont plain. In total, 22 districts have been identified within the Jizzakh steppe, including the foothill margins. On the piedmont plain itself, the regions are combined into two high-altitude levels: the upper step and the lower step or blanket zone. These two levels differ sharply in terms of drainage conditions and soil salinity. The upper level, covering the upper and middle parts of the alluvial fan, the high interconal Zaamin-Sanzar plain and the Lomakino plateau, is characterized by a weak manifestation of salinity due to relatively good drainage, except for the sloping depressions of the Lomakino plateau. In contrast to the upper level, the lower level, located in the blanket zone of the piedmont plain, is characterized by active natural salinization because of the poor drainage. The saline sediments of the Zaamin cone delta are characterized by the greatest thickness. To a lesser extent, the rocks of the Sanzar cone delta, which are drained by deep gullies, are salinized. The Khavast sloping plain is characterized by a strongly saline upper two-meter layer, with salt and gypsum content decreasing with depth. Thus, it is shown that high salinity and gypsum bearing rocks, as well as high groundwater salinity of the cone delta zone are the source of modern salt accumulation in soils of foothill Golodnostepskaya plain, as well as in soils of the cone delta zone of Djizak steppe.

Keywords: lithological and geomorphological structure, Jizzakh steppe, salinization, gypsum content, anthropogenic changes in soils.

ВВЕДЕНИЕ

Цель работы. Джизакская степь расположена на подгорной равнине Туркестанского хребта. Это объект современного орошения, освоение которого началось в 70-х годах XX в. ([Атлас..., 2010](#)). В настоящее время этот объект привлекает внимание исследователей для выявления изменений, которые проявились в результате оросительных мелиораций ([Холбоев, Намозов, 2017](#);

[Шеримбетов, 2019](#); [Кренке, 2019](#)). В новейших работах отмечается дефицит материалов, характеризующих исходное состояние засоления почв Джизакской области. Почвенный институт имени В.В. Докучаева, работавший в Джизакской степи в конце XX в., располагает такими материалами. Поэтому мы сочли возможным подготовить к публикации статью по материалам, полученным нами в 70-х годах XX в.

В статье рассмотрены история формирования и особенности почвенно-литолого-геоморфологического строения территории Джизакской степи. Эти материалы могут стать основой для анализа изменений засоленности почв Джизакской степи в результате орошения с учетом почвенно-литолого-геоморфологических особенностей природных районов Джизакской степи.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Объектом исследования являлись почвы, их засоление и гипсоносность в пределах основных литолого-геоморфологических районов Джизакской степи. В статье рассмотрена история формирования, литолого-геоморфологическое строение районов и характерные особенности развитых здесь почв. При этом использовались как полевой сравнительно-географический метод исследования, включающий почвенно-геоморфологическое профилирование и гидрогеологическое бурение, так и анализ аэрофотоматериалов, опубликованных и архивных геолого-геоморфологических карт, морфометрический анализ топографических карт. Последующие стандартные лабораторные исследования почв и вод, их интерпретация позволили создать почвенно-литолого-геоморфологическую карту Джизакской степи с характеристикой засоления и гипсоносности почв ([Панкова, 1982](#); [Панкова, Мурадова, 1990](#)).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Местоположение и структурная позиция Джизакской степи. Джизакская степь занимает верхнюю часть Голодно-степской подгорной равнины, примыкая к северному склону западной части Туркестанского хребта. Известно, что подгорные

наклонные аккумулятивные равнины, расположенные у подножья гор, образуются за счет слияния делювиально-пролювиальных шлейфов и пролювиально-аллювиальных конусов выноса и генетически связаны с горной системой, к которой они примыкают ([Щукин, 1983](#)).

Для подгорных равнин характерно общее уменьшение уклонов поверхности в направлении от гор к верхней ступени подгорной равнины, где пологоволнистый рельеф обусловлен чередованием приподнятых поверхностей конусов выноса и слегка пониженных межконусных депрессий, и далее к относительно выровненной шлейфовой зоне – нижней ступени подгорной равнины.

В структурном отношении подгорная равнина приурочена к области контакта (шву) двух структурных единиц – гор и равнины. Подгорная равнина отделена от гор и предгорий более или менее четко выраженным в рельефе уступом. Периферийные ее части, постепенно выполаживаясь, смыкаются с более низкими уровнями, часто представляющими собой аллювиально-террасовый комплекс или озерные депрессии. Материал, слагающий подгорную равнину, представлен продуктами разрушения гор и предгорий, к которым примыкает равнина. Грунтовые воды подгорной равнины генетически связаны с водами, стекающими с гор.

Таким образом, подгорная равнина – это область аккумуляции материалов, выносимых с гор и представленных как твердым стоком, так и продуктами геохимического стока.

Распределение выносимого материала в пределах зоны аккумуляции строго закономерно и обусловлено общим уклоном поверхности, особенностями строения равнины, связанными с чередованием конусов выноса и межконусных депрессий.

Верхняя часть подгорной равнины, переходящая в предгорья, слагается преимущественно щебнисто-галечниковым материалом, ниже по уклону сменяющимся более тяжелыми суглинистыми отложениями. Геохимический сток также дифференцируется по уклону. В зоне конечной аккумуляции накапливаются, главным образом, наиболее подвижные соли.

Однако существующие закономерности часто нарушаются при формировании территории подгорных равнин из-за разной

интенсивности тектонических и спровоцированных ими денудационных процессов. В ходе формирования горной системы, в результате тектонических движений поднимаются примыкающие к горам подгорные равнины, образуя серию “ступеней” – предгорную лестницу ([Ренк, 1924](#); [Пенк, 1961](#); [Варсанофьева, 1932](#); [Скворцов, 1949, 1957](#); [Егоров, 1970, 1977](#) и др.). При этом территории, бывшие длительное время областями аккумуляции, могут становиться областями денудации. Они размываются, их делювий отлагается и накапливается на более низких уровнях. Наиболее интенсивно размываются приподнятые конусы выноса, которые могут прорезаться новыми руслами. Иногда они настолько энергично разрушаются, что очень быстро могут почти полностью исчезнуть, либо превратиться в единичные останцы, возвышающиеся над поверхностью вновь образованных молодых конусов выноса. В свою очередь, отложения эрозионных промоин, прорезавших и расчленивших поверхность древних конусов, аккумулируются в их нижней части, погребая более древние наносы. Размыв и переротложив материал, слагавшего ранее существующие подгорные равнины, значительно осложняют общую классическую схему строения подгорных равнин и формируют индивидуальные черты любой аналогичной поверхности, объяснить которые можно, лишь изучив ее историю.

Голодностепская подгорная равнина в целом обладает типичными для подгорных равнин Средней Азии чертами. В верхней части Голодностепской подгорной равнины расположена Джизакская степь, история формирования которой определила некоторую специфику ее строения.

Территория Голодной степи в целом представляет собой обширную межгорную впадину, окаймленную Туркестанскими, Кураминскими и Чаткальскими горами. Фундамент ее дна и склонов сложен коренными породами и перекрыт мощной толщей отложений, сносимых с окружающих гор реками Сыр-Дарья, Ангрен, Чирчик, Санзар, Зааминсу, Хавастсай и других. Голодностепская подгорная равнина является южным крылом этой межгорной впадины. Рыхлые отложения подгорной равнины представлены, главным образом, материалами, сносимыми с Туркестанского хребта.

История формирования. История формирования Голодно-степской подгорной равнины неразрывно связана с геологической историей всей Средней Азии. На протяжении длительного геологического времени на территории Средней Азии (включая и район исследования) существовал обширный морской бассейн, размеры и конфигурация которого неоднократно менялись ([Герасимов, Марков, 1939](#); [Марков, 1986](#)). В девоне в результате герцинского орогенеза резко усилилась вулканическая деятельность, началась морская регрессия, и на месте Чаткальских, Ферганских гор и Туркестанского хребта образовались острова суши. Отложения этого возраста представлены сланцами, известняками, песчаниками. К концу перми вся территория Узбекистана стала сушей. В триасе начинается новая трансгрессия, продолжавшаяся в течение всего мезозоя и достигшая максимальных размеров в палеогене. В это время вся территория Средней Азии вновь покрыта морем, среди которого поднимались лишь отдельные острова суши. В этот период в морских бассейнах идет накопление соленосных, песчано-глинистых пестроцветных отложений ([Наливкин, 1936](#); [Федорович, 1946](#); [Перельман, 1975](#)). Только в неогене начинается энергичный горообразовательный процесс (альпийский орогенез). Море отступает, и на его месте вначале остаются мелкие бассейны лагунного типа, а затем формируется озерная равнина, которая постепенно высыхает. С неогена начинается континентальный период развития территории, который продолжается до настоящего времени. С этого же времени начинает формироваться современный рельеф. Зоны поднятия превращаются в области интенсивной денудации, а в понижениях накапливается выносимый с гор материал.

В неоген-четвертичное время энергия сноса и аккумуляции отложений колеблется в зависимости от тектонического режима и колебаний климатических условий. Наряду с процессами сноса и аккумуляции твердого материала активизируется процесс соле-накопления. В плиоцене зона горообразования расширяется, в нее вовлекаются мощные конусы олигоценового возраста. Они поднимаются на высоту до 1 000 и более метров и подвергаются интенсивной денудации.

Таким образом, в четвертичное время происходит процесс

втягивания подгорных равнин в общее поднятие территории, переход их в предгорья и, соответственно, постепенное смещение к северу зон погружения и аккумуляции. Этот процесс, начавшийся в неогене, продолжается и в настоящее время. Он присущ всем подгорным равнинам Средней Азии и отчетливо прослеживается на территории Голодностепской подгорной равнины.

Судя по Карте новейшей тектоники (1966) и Тектонической карте Узбекистана (2004), территория изучаемого нами района за неоген-четвертичное время испытала следующие изменения: окраины гор поднялись на 1 000–2 000 м, центральная часть Голодной степи опустилась примерно на 500 м. В результате постепенного поднятия зоны бывлой аккумуляции превратились в области денудации и образовали расчлененные ступени предгорий, отчетливо выраженные в рельефе территорий, обрамляющих Голодностепскую подгорную равнину. История развития и особенности строения Голодностепской подгорной равнины освещены в работах Юрьева (1960), Туляганова (1971) и др.

Литологическая характеристика отложений. Четвертичные отложения Голодной степи делятся на четыре комплекса: сохский (или нанайский), ташкентский, голодностепский, сырдарьинский (Скворцов, 1949; Васильковский, 1951). Общая мощность четвертичных отложений варьирует от 100 м (на западе) и до 1 000 м в восточной части Голодной степи. В средней части Голодной степи четвертичные отложения характеризуются мощностью 200–300 м.

Наиболее древним горизонтом антропогена (Q1) является сохский (нанайский), отложения которого представлены на равнине суглинками, глинами (красноватого тона) и супесями, а в предгорьях – галечниками, плотно сцементированными конгломератами, перекрытыми лёссами (возможно более позднего времени).

В предгорьях Туркестанского хребта отложениям Q1 соответствуют поверхности выравнивания с высотами более 1 000 м.

Средний антропоген (Q2) представлен отложениями ташкентского комплекса, лежащими на размытой поверхности сохских отложений. Его мощность от 100 до 220 м.

В пределах собственно подгорной равнины Джизакской степи поверхность, соответствующая Q2, в виде обмытых останцов прослеживается вдоль предгорий, а также в пределах Санзарского и Зааминского конусов ([Скворцов, 1949](#)). Мавлянов ([1958](#)) датирует этим же возрастом поверхность Ломакинского плато. Однако, по данным более позднего времени ([Юрьев, 1960](#); [Костенко, 1975](#)), Ломакинское плато рассматривается как останцовая поверхность раннеголодностепского возраста – Q3.

Отложения голодностепского периода (Q3) представлены лёссовидными суглинками мощностью от 5 до 40 м, лежащими в северной части Голодной степи на аллювиальных песках Сырдарьи, а в южной части – на галечниках, песках, суглинках конусов выноса рек Санзара, Заамина и др. Отложения голодностепского цикла слагают большую часть Голодностепской равнины ([Юрьев, 1960](#)).

Эти отложения обнаруживаются и в предгорьях в долинах рек. Этому возрасту соответствует, по-видимому, наиболее низкая ступень предгорий, сложенная галечниками и перекрытая лёссами.

Современный (сырдарьинский) комплекс четвертичных отложений (Q4) прослеживается в долине Сырдарьи и представлен отложениями второй (озерной), первой террасы и поймы реки Сырдарьи. В пределах собственно подгорной Голодностепской подгорной равнины сырдарьинский комплекс представлен пролювиальными галечниками и песчано-суглинистыми отложениями современных конусов выноса и логообразных понижений. На отдельных участках, особенно на периферии Санзарского конуса, на землях, примыкающих к Арнасаю, широко распространены пески олового происхождения.

Почвенно-литолого-геоморфологическое районирование Джизакской степи и характеристика районов. На основе многочисленных опубликованных данных, а также на материалах собственных исследований, проведенных с использованием аэроснимков, нами была составлена карта-схема литолого-геоморфологического строения Голодностепской подгорной равнины в пределах Джизакской степи (рис. 1). Эта карта-схема по-

служила основой природного районирования территории (табл. 1).

На карте выделено три уровня (три ступени) подгорной равнины. Первая – наиболее высокая ступень, примыкающая к предгорьям и разделяющая собственно подгорную равнину и предгорья Туркестанского хребта. Второй высотный уровень охватывает верхнюю часть собственно подгорной Голодностепской равнины – включает верхнюю и средние части конусов выноса рек Зааминсу, Санзар, а также высокую межконусную Заамино-Хавастскую равнину и территорию Ломакинского плато. Третий высотный уровень охватывает шлейфовую зону Хавастского, Зааминского, Санзарского конусов выноса и шлейф Ломакинского плато. На территории Джизакской степи этот уровень ограничен южным Голодностепским каналом, но он продолжается и к северу от канала на территории Новой зоны орошения Голодной степи и ограничен с севера собственно Голодностепским плато.

Таким образом, Голодностепская подгорная равнина представляет собой пологоволнистую, наклонную поверхность, образованную древними и современными генерациями слившихся конусов выноса – Санзарского, Зааминского, Хавастского. Она расположена в пределах Джизакской степи и Новой зоны орошения Голодной степи ([Панков, 1962](#); [Камилов, 1985](#)).

Голодностепская подгорная равнина наклонена с юго-запада на северо-восток, имеет абсолютные отметки от 650–400 м у подножия гор; до 260 м у северо-западной границы подгорной равнины, около Арнасайской депрессии у северной границы в зоне контакта с аллювиальной равниной. Уклон поверхности подгорной равнины меняется от 0.02–0.01 до 0.003–0.007. Наибольшими уклонами характеризуется верхняя часть равнины, особенно ее восточная окраина. Наименьшие уклоны отмечаются в шлейфовой зоне – в ее центральной части, куда направлены основные потоки восточной и отчасти западной периферии (со стороны Санзарского конуса выноса). Это определяет и направление общего геохимического стока, максимум солевых аккумуляций наблюдается именно в центральной части подгорной равнины – в районе шлейфа Зааминского конуса выноса.

Таблица 1. Почвенно-литолого-геоморфологические районы
 Джизакской степи

Table 1. Soil-lithological and geomorphological structure of the Jizzakh
 steppe

Высотные ступени	Абсолютные высоты, крутизна склонов	№ на карте	Название района, преобладающие почвы
Горы	Более 550 м н. у. м.		
Первый уровень предгорий	От 420 до 550 м н. у. м. 0.02–0.015	I	Делювиально-пролювиальный шлейф конусов выноса мелких водотоков и останцовых поверхностей первого уровня предгорий. Сероземы, сероземы щебнисто-галечниковые, почвы русел временных водотоков саев
Верхняя часть подгорной равнины	от 380 до 420–430 м н. у. м. 0.008–0.005	II	Верхняя часть Зааминского конуса выноса. Сероземы типичные, нередко орошаемые
		III	Верхняя часть Санзарского конуса выноса. Сероземы типичные и почвы русел саев
		IV	Высокая межконусная Зааминско-Санзарская равнина. Останцовые поверхности эродированных повышений и понижений. Сероземы, часто эродированные, гипсоносные
		V	Высокая межконусная Хавастско-Зааминская равнина. Сероземы, нередко эродированные, почвы русел саев
		VI	Высокая подгорная Хавастская наклонная равнина. Сероземы светлые, часто орошаемые

		VII	Межконусная Заамино-Хавастская равнина, примыкающая к Обручевскому понижению. Сероземы светлые
Ломакинское плато	330–430 м н. у. м. менее 0.005 кроме XI	VIII	Восточная часть Ломакинского плато, примыкающая с севера к Зааминскому конусу (средняя часть Зааминского конуса). Сероземы типичные, луговые почвы по долинам саев.
		IX	Северная часть Ломакинского плато, примыкающая к бровке уступа над шлейфовой зоной подгорной равнины. Сероземы типичные, луговые почвы по долинам саев.
		X	Центральная полого-холмистая часть Ломакинского плато. Сероземы типичные
		XI	Западная часть Ломакинского плато. Наиболее сильно пересеченная поверхность. Сероземы и луговые почвы долин саев
		XII	Долины саев Ломакинского плато. Луговые почвы, часто орошаемые, солончаки гипсоносные
Шлейфовая зона	ниже 330–380 м н. у. м. менее 0.005	XIII	Обручевская межконусная Заамино-Хавастская депрессия. Лугово-сероземные, сероземно-луговые почвы, солонцы
		XIV	Шлейф Хавастского конуса выноса (верхняя часть). Лугово-сероземные и сероземно-луговые почвы и солончаки
		XV	То же (средняя часть). Лугово-сероземные и сероземно-луговые, луговые солончаковые почвы и солончаки
		XVI	Приджаильминский район. Луговые и сероземно-луговые солончаковые орошаемые почвы, солончаки

		XVII	Нижняя часть Санзарского конуса выноса. (по Туляганову – древний конус выноса р. Санзар). Сероземы светлые и лугово-сероземные орошаемые почвы
		XVIII	Долины рек в пределах Санзарского конуса выноса. Лугово-сероземные и луговые орошаемые почвы, солончаки малогипсоносные
		XIX	Шлейф Ломакинского плато. Сочетание делювиального шлейфа и конусов выноса логов Ломакинского плато. Сероземы светлые и лугово-сероземные почвы
		XX	Межгорная равнина к западу от Санзарского конуса. Лугово-сероземные, сероземно-луговые, луговые орошаемые почвы, нередко солончаковые и солончаки
		XXI	Шлейф Зааминского конуса выноса (восточная часть). Солончаки, сероземно-луговые и луговые солончаковые почвы
		XXII	То же (западная часть). Сероземно-луговые и луговые солончаковые почвы и солончаки

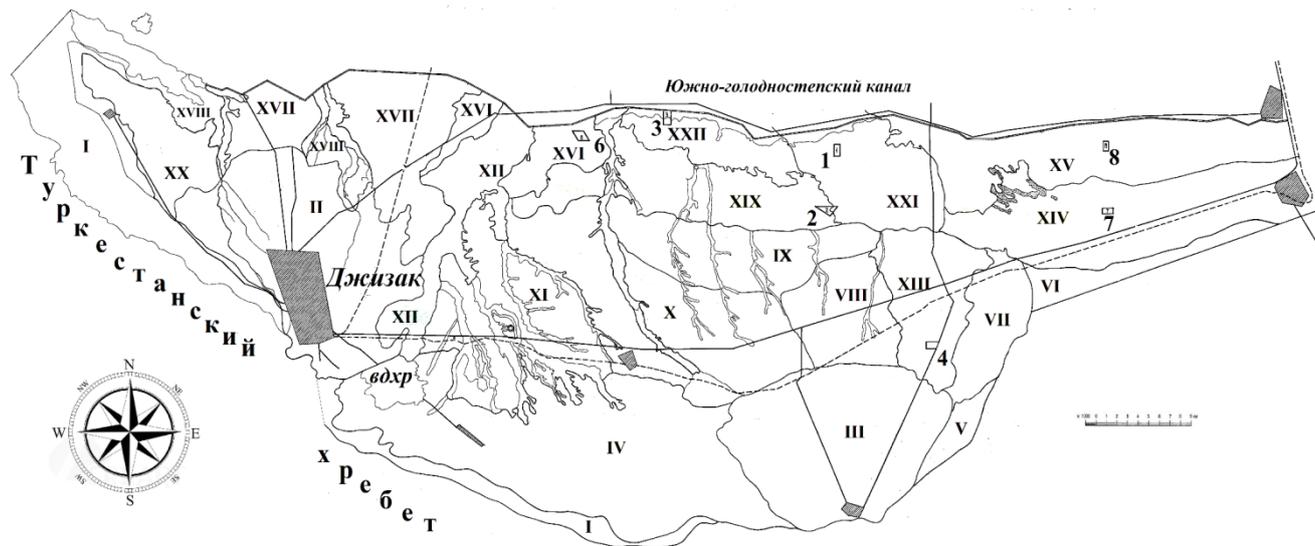


Рис. 1. Схема почвенно-литолого-геоморфологических районов Джизакской степи на период 1972–1977 гг. – до начала мелиоративного освоения. Уменьшено с масштаба 1 : 100 000. I–XXII – номера почвенно-литолого-геоморфологических районов (расшифровка в табл. 1). 1–8 – номера участков детальной почвенно-солевой съемки. Джизак – областной центр Джизакской области Узбекистана.

Fig. 1. Scheme of soil-lithological and geomorphological structure of the Jizzakh steppe for the period 1972–1977 – before the beginning of irrigation development. Reduced from a scale of 1 : 100 000. I–XXII – numbers of soil-lithological and geomorphological areas (decoding in Table 1). 1–8 numbers of plots of detailed soil and salt survey. Jizzakh – the regional center of the Jizzakh region of Uzbekistan. водхр. – Jizzakh reservoir.

Джизакская степь – верхняя часть собственно подгорной равнины (до отметок 360–350 м) по рисунку горизонталей и уклонам поверхности четко делится на три конуса выноса и две межконусные депрессии: Заамино-Хавастскую и высокую межконусную Заамино-Санзарскую равнину (рис. 1). Нижняя (шлейфовая) часть подгорной равнины представляет собой слившиеся конусы выноса и характеризуется однообразным равнинным рельефом. Границы между конусами (Санзарским, Зааминским и Хавастским) на территории шлейфовой зоны подгорной равнины выражены нечетко, хотя особенности литологии, мезо- и микрорельефа по фотоизображению на снимках позволяют разделить шлейфовую зону разных конусов выноса. Так, для Санзарского конуса характерно глубокое эрозионное расчленение его поверхности, преобладание однородных лёссовидных отложений на водоразделе, в то время как шлейф Зааминского конуса имеет плоский, относительно слаборасчлененный рельеф и слоистые, но в значительной части облессованные пылевато-суглинистые отложения с прослоями глин, супесей и сильно загипсованных суглинков. Шлейфовая зона Хавастского конуса выноса характеризуется отчетливо выраженным эрозионно-эоловым рельефом, широким распространением двухслойных отложений, супесчаного и суглинисто-глинистого состава.

Рельеф Джизакской части подгорной равнины осложнен приподнятыми поверхностями останцов более древних конусов выноса. Это обширные территории Ломакинского плато.

Границы между разновозрастными поверхностями могут хорошо выделяться на местности, но иногда сnivelированы и выражены нечетко.

Современное эрозионное расчленение подгорной равнины не всегда согласуется с уклонами поверхности. Наиболее четко эрозионные формы рельефа в виде глубоковрезанных логов (до 7–10 м) выделяются в западной части, на территории Санзарского конуса и на останцовой поверхности Ломакинского плато (рис. 1). Причем верховья логов, прорезающих Ломакинское плато, не всегда сочленяются с руслами потоков современных конусов выноса. Это свидетельствует о том, что эрозионная сеть Ломакинского плато была выработана на более раннем этапе формирования под-

горной равнины и унаследована современным рельефом. Следы бывшего эрозионного расчленения также вырисовываются в рельефе высокой межконусной Заамино-Санзарской равнины, расположенной к югу от Ломакинского плато. На территории этой равнины выделяются отдельные лёссовые останцы, а по снимкам прослеживаются следы древних водотоков, плохо выраженных в современном рельефе.

Эоловые процессы наиболее отчетливо проявляются в восточной части подгорной равнины, в пределах Хавастского конуса, а также в крайней западной Прикызылкумской части, примыкающей к Арнасайскому понижению. Эоловые процессы образовали здесь своеобразные бугристые формы мезорельефа.

Приведенное описание особенностей строения Голодно-степской подгорной равнины, а также анализ работ Туляганова (1971, 1981) по Джизакской степи показали, что в литолого-геоморфологическом отношении территория Голодно-степской подгорной равнины делится на две области: 1) собственно пролювиальная равнина – Джизакская степь и 2) аллювиально-пролювиальная равнина – зона нового орошения сложного генезиса, которая граничит с собственно аллювиальной равниной Голодной степи. Граница аллювиально-пролювиальной и аллювиальной частей Голодной степи проходит по Сардобинскому, Джетысайскому и Каройскому понижениям, а также по Арнасайскому, отделяющему Голодную степь от Кызылкумов.

На юго-западе территории выделен район межгорной котловины, ограничивающий с запада Санзарский конус выноса. В качестве самостоятельных геоморфологических районов выделяются долины рек Клы, Токур-сая, Джаильмы-сая и других водотоков.

В итоге обобщения изложенных выше материалов было определено положение объекта нашего исследования в общей схеме районирования Голодной степи. Это собственно современная подгорная равнина – Джизакская степь, которая занимает южную часть Голодно-степской подгорной равнины Туркестанского хребта. В пределах Джизакской степи выделяются четыре области, соответствующие ее высотным уровням.

Первая область – граница с предгорьями (рис. 1). Эта область вытянута узкой полосой вдоль предгорий между Заамин-

ским, Санзарским и Хавастским конусами. Ширина ее в направлении с юга на север составляет примерно 2–4 км; абсолютные отметки – от 550 до 420 м н. у. м., уклоны – порядка 0.02–0.015. Общий уклон территории направлен с юга-востока на северо-запад. Территория представляет собой волнистую равнину, образованную конусами выноса мелких рек (Рават-сай, Аччи-сай, Пшагар-сай и др.), вложенными в нижнюю ступень предгорной лестницы. Проллювиальные потоки мелких рек в местах выхода их на равнину размыли предгорную поверхность, которая сохранилась на этих участках лишь в виде обмытых останцов с относительным превышением над окружающей территорией в 5–10 м. Особенно хорошо такие останцы сохранились на контакте конусов выноса (например, Аччисайского и Зааминского). При въезде в долину Рават-сая также отчетливо выражена останцовая поверхность, характеризующаяся несколькими уровнями, связанными с вторичным эрозионным расчленением. Отложения мелких рек представлены гравелисто-галечниковым материалом с суглинистым заполнителем, обычно эти отложения имеют небольшую мощность. Иногда они как бы наложены на лёссовые отложения, слагающие более низкий уровень, а иногда останцовые поверхности сложены лёссами (мощностью 5–15 м), подстилаемыми галечниками. Лёссовые отложения останцов по своим свойствам близки к отложениям Ломакинского плато. Материалы, слагающие высокую проллювиально-делювиальную ступень, в большинстве случаев негипсоносны и незасолены, либо содержат небольшое (около 5%) количество гипса (рис. 1, район VII).

Вторая литолого-геоморфологическая область (первая ступень собственно подгорной равнины) охватывает верхние части Зааминского и Санзарского конусов выноса, Ломакинское плато и высокую Заамино-Санзарскую равнину, примыкающую на юге к делювиально-проллювиальному шлейфу предгорий, а на севере – к Ломакинскому плато (рис. 1). Высокая межконусная Заамино-Санзарская равнина является в некотором роде южным продолжением Ломакинского плато. Высокая Заамино-Санзарская равнина примыкает с юга к Ломакинскому плато, разделяя современные Зааминский и Санзарский конусы выноса. Южная граница Ломакинского плато выражена нечетко. Высокая межконусная равнина

является прямым продолжением Ломакинского плато. Однако анализ материалов аэрофотосъемки, дополненный рекогносцировочными наблюдениями, позволил наметить условную границу между районами Ломакинского плато и высокой Заамино-Санзарской равнины примерно по широте селения Бадьюра. К северу от этой границы на фотоснимках отчетливо выражен резко расчлененный рельеф Ломакинского плато. На территории же высокой подгорной межконусной равнины поверхность характеризуется более мягкими пологоволнистыми формами. Руслообразные понижения Ломакинского плато теряют здесь четкость своих очертаний, расширяются, выполаживаются и сливаются с окружающей территорией. Современные протоки, находящиеся на территории конусов выноса в предгорьях, не всегда сочленяются с верховьями широких логообразных понижений Ломакинского плато. Высокая межконусная равнина, по-видимому, унаследовала рельеф от более ранних эпох. Общий уклон поверхности высокой межконусной равнины направлен на северо-запад. В том же направлении вытянуты и логообразные понижения, отчетливо выделяемые по аэрофотоснимкам, но плохо выраженные в современном рельефе. Абсолютные отметки района от 430–420 до 380 м н. у. м. Уклоны поверхности порядка 0.008–0.005, рельеф слабопересеченный. Особо следует выделить юго-западную часть района, являющуюся, вероятно, шлейфовой частью конуса реки Пшагар-сай. Это наиболее пониженная часть. Отдельные повышения представляют собой обмытые лёссовые останцы более высокого и ныне размытого уровня. Судя по данным института “Средазгипроводхлопок”, а также по материалам наших исследований, район высокой межконусной равнины сложен с поверхности лёссовидными суглинками, мощность которых более 3–5 м ([Панкова, Мурадова, 1990](#)). Данные глубокого бурения указывают на то, что толща мелкозема лёссовидного облика достигает здесь 30–50 м, в ней линзами и клиньями включены в виде разобщенных языков галечники и пески. Аналогичным строением характеризуются и отложения собственно Ломакинского плато, что свидетельствует о близости условий формирования этих двух районов.

История развития района подгорной высокой межконусной Заамино-Санзарской равнины (рис. 1, район IV) нам представляет-

ся следующим образом. В период формирования мощных лёссовых покатостей вдоль северного склона Туркестанского хребта поверхность Ломакинского плато непосредственно примыкала к предгорьям. В голодностепский период (Q3), когда шло формирование мощнейших конусов выноса рек Зааминсу и Санзара, происходит частичный размыв высокой лёссовидной подгорной покатости. Естественно, что лучше всего она сохраняется между конусами в виде лёссового останца – Ломакинского плато (рис. 1, районы VIII, IX, X, XI). Именно с этим временем связано расчленение Ломакинского плато глубокими логами, по которым мощными потоками выносился материал на территорию собственно шлейфа подгорной равнины. В этот период лога Ломакинского плато несомненно были связаны с горными потоками Туркестанского хребта. В более позднее время, когда обводненность территории значительно уменьшилась, о чем свидетельствуют размеры современных конусов выноса, связь некоторых руслообразных понижений (особенно расположенных между Зааминским и Санзарским конусами) и потоками, идущими с гор, была прервана. Приуроченность высокой межгорной равнины к межконусной депрессии обусловила некоторое нивелирование поверхности. Мелкоземистый материал, сносимый с прилегающих конусов “затягивал” логообразные понижения и придавал поверхности современные покато-волнистые формы.

Таким образом, территория высокой Санзаро-Зааминской равнины (рис. 1, район IV) сформировалась в результате эрозионного расчленения, а позднее – в результате выравнивания древнего аккумулятивного уровня (соответствующего Ломакинскому плато) в голодностепский и сырдарьинский циклы (Q3–Q4). Отложения, слагающие ее, однородны и практически незасолены и слабогипсоносны, хотя на отдельных участках в понижениях засоление проявляется.

Высокая межконусная Заамино-Хавастская равнина представляет собой особый район, примыкающий с запада к Зааминскому конусу выноса. Эта территория представляет собой высокую делювиально-пролювиальную равнину серии Хавастских конусов выноса (рис. 1, районы VI, VII).

Особым литолого-геоморфологическим районом Джизак-

ской степи является останцовая поверхность Ломакинского плато (рис. 1, районы VIII, IX, X, XI). Абсолютные высоты этой поверхности составляют примерно 330–430 м н. у. м. Как было указано выше, Мавлянов (1958) датирует отложения Ломакинского плато ташкентским комплексом Q2. Однако ряд других исследователей (Юрьев, 1960; Костенко, 1975) датируют отложения Ломакинского плато ранне-голодностепским возрастом Q3. Ломакинское плато – останцовая лёссовая поверхность – была выделена нами в отдельный почвенно-литологический и почвенно-мелиоративный район Джизакской степи. Ломакинское плато делится на две части: западную и восточную. Западная – наиболее возвышенная, прорезанная глубокими логообразными понижениями; восточная – более пониженная с более узкими и менее глубокими логообразными понижениями.

Почвы западной части Ломакинского плато представлены сероземами типичными, формирующимися на мощной толще однородных лёссовидных суглинков, в большинстве своем незасоленных и негипсоносных. Восточная часть – наиболее низкая часть Ломакинского плато, примыкающая с запада к Зааминскому конусу выноса, характеризуется менее расчлененным рельефом по сравнению с западной. Лога здесь менее глубокие и более узкие по сравнению с западной частью Ломакинского плато. Восточная часть Ломакинского плато, так же как и западная, сложена лёссовидными суглинками (лёссом). В восточной части плато, в отличие от западной, почвы засолены и гипсоносны во втором метре профиля, в материнских породах (лёссовых отложениях) часто проявляются гипсоносные прослои, а также некоторое количество легкорастворимых солей.

К северу от границы Ломакинского плато и от территории собственно Санзарского и Зааминского конусов выноса расположена нижняя ступень Голодностепской подгорной равнины в пределах Джизакской степи – это шлейфовая зона конусов подгорной Голодностепской равнины – зона современной аккумуляции материала, и в том числе геохимического стока, выносимого с гор Туркестанского хребта. В пределах шлейфовой зоны подгорной равнины выделяются шлейфы трех конусов выноса и межконусных депрессий: 1) шлейф Санзарского конуса выноса, 2) шлейф За-

аминского конуса выноса и 3) шлейф Хавастского конуса и их межконусные депрессии. Кроме того, в шлейфовой зоне Джизакской степи выделяется район шлейфа Ломакинского плато, состоящий из делювиального шлейфа и конусов выноса логообразных понижений, пересекающих Ломакинское плато.

Шлейфовая зона подгорной Голодностепской равнины в пределах Джизакской степи неоднородна по своим мелиоративным свойствам, это определяется особенностью строения этой территории.

1) Шлейф Санзарского конуса выноса (рис. 1, район XVII) представляет собой плоские водораздельные поверхности, сложенные незасоленными или слабозасоленными лёссовидными суглинками, прорезанные руслами глубоких логов (2–5 м), днище водотоков которых слагают слоистые, сильнозасоленные и высоко и сильно гипсоносные отложения (рис. 1, районы XVI и XVIII). Эти отложения обычно имеют мощность 2–5 и более метров. Глубоко врезанные лога дренируют поверхность шлейфа Санзарского конуса. Здесь формируются лугово-сероземные и сероземно-луговые засоленные почвы и солончаки.

2) Шлейф Зааминского конуса выноса (рис. 1, районы XI и XXII) расположен к юго-востоку и к юго-западу от восточной части Ломакинского плато. Он сложен слоистыми пылеватыми отложениями, в которых пылеватые супеси чередуются с тяжелыми суглинками, то есть по литологии шлейф Зааминского конуса резко отличается от Санзарского конуса. Депрессии, расположенные в зоне конечной аккумуляции Зааминского конуса, сложены тяжелым засоленным и загипсованным материалом, в то время как повышения сложены более легкими, часто слоистыми наносами. При этом отложения шлейфа Зааминского конуса сильно засолены и сильно гипсоносны до глубины 3–5 и более метров в отличие от отложений Санзарского конуса выноса. В почвенном покрове преобладают сероземно-луговые почвы и солончаки.

3) Материал, слагающий делювиальный шлейф Ломакинского плато (рис. 1, район XIX), отличается высокой облессованностью и слабой засоленностью верхней части профиля, по сравнению со шлейфом Зааминского конуса, и наличием высокого засоления и загипсованности в местах выхода устьев логообразных

понижений, прорезающих Ломакинское плато. В этом районе преобладают лугово-сероземные засоленные почвы.

4) Шлейфы Хавастских конусов выноса (рис. 1, районы VI, XIV, XV) характеризуются наличием контрастных супесчаных и глинистых отложений, при этом широко распространены слоистые отложения, в которых супеси чередуются с тяжелыми суглинками и глинами. Засоление и гипсоносность отмечается здесь лишь в верхних 2–3 метрах, ниже отложения, слагающие шлейфы Хавастских конусов выноса, часто не засолены.

Между собственно конусами выноса располагаются межконусные депрессии, которые в рельефе шлейфовой зоны выражены менее отчетливо. Здесь господствуют сильно засоленные почвы. Почвенный покров представлен почвами, формирующимися на контрастных по литологии отложениях.

5) Обручевская межконусная Заамино-Хавастская депрессия (рис. 1, район XIII) была выделена нами особо по преобладанию сильно засоленных тяжелых суглинков в верхней части почвенного профиля. Ниже двух метров появляются супесчаные и галечниковые прослои, подстилающие породы становятся практически незасоленными.

Шлейфовая зона, выделяемая в пределах Джизакской степи, постепенно понижаясь, продолжается и на территории Новой зоны освоения Голодной степи, лежащей к северу от Южного Голодностепского канала. Шлейфовая зона, выполаживаясь, часто заканчивается озерными депрессиями, занятыми злостными солончаками с близлежащими сильно минерализованными грунтовыми водами ([Панкова, Молодцов, 1979](#)). Эта территория с севера подпирается более древней пролювиально-аллювиальной поверхностью Голодностепского плато – зоной контакта аллювиальной и пролювиальной частей Голодной степи.

Останцовая аллювиально-пролювиальная поверхность Голодностепского плато, лежащая в пределах Новой зоны орошения Голодной степи, – более древняя, по сравнению с современной поверхностью подгорной равнины, расположенной в пределах Джизакской степи. Особенностью генезиса Голодностепского плато является сочетание аллювиальных и пролювиальных процессов, которые обусловили специфику строения и определили

относительно слабую геохимическую связь территории Голодно-степского плато с вышележащими землями современной подгорной равнины Джизакской степи ([Панков, 1962](#)).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате обобщения материалов, характеризующих историю формирования и особенности строения подгорной равнины в пределах Джизакской степи можно сделать следующие выводы.

1. Джизакская степь характеризуется сложной историей формирования. Наличием разновозрастных и разных по генезису территорий, связанных с современными и древними аккумулятивными процессами и представляющими в настоящее время единую в геоморфологическом отношении территорию – подгорную равнину северного склона Туркестанского хребта, которая лежит на территории Джизакской степи и частично на юге Новой зоны орошения Голодной степи. Объектом нашего исследования является территория собственно подгорной равнины в пределах Джизакской степи (рис. 1).

2. В современном рельефе на территории Джизакской степи отчетливо выделяются верхняя часть и шлейфовая зона подгорной равнины. При этом характерно совмещение шлейфовой зоны с зоной современной геохимической разгрузки.

Особенностью верхней части подгорной равнины является относительно хорошая дренированность территории, тогда как шлейф подгорной равнины дренирован слабо. Здесь сказывается влияние Голодно-степского плато как механического геохимического барьера, препятствующего дренированию территорий современной шлейфовой зоны подгорной Голодно-степской равнины.

3. Засоленность почвообразующих пород и выклинивание грунтовых вод являются источником засоления и гипсоносности почв шлейфовой зоны подгорной Голодно-степской равнины на территории Джизакской степи. Наибольшая мощность засоленных отложений характерна для шлейфа Зааминского конуса выноса. В меньшей степени засолены породы шлейфа Санзарского конуса, которые дренируются глубокими саями. На Хавастской наклонной равнине с глубиной содержание солей и гипса падает,

хотя верхний двухметровый слой может быть очень сильно засоленным. Можно считать, что высокая засоленность и гипсоносность пород, а также высокая минерализация грунтовых вод шлейфовой зоны являются источником современного соленакопления в почвах подгорной Голодностепской равнины, и в том числе почв шлейфовой зоны Джизакской степи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас почвенного покрова Республики Узбекистан. Госкомитет Республики Узбекистан по земельным ресурсам, геодезии, картографии и государственному кадастру. 2010. 46 с.
2. *Варсанюфьева В.А.* Геоморфологические наблюдения на Северном Урале // Отдельный оттиск из журнала “Известия Государственного Географического Общества”. 1932. Т. LXIV. Вып. 2–3. 67 с.
3. *Васильковский Н.П.* К возрастному расчленению четвертичных отложений Северо-Восточного Узбекистана // Тр. ИГ АН УзССР. 1951. Вып. 6. С. 5–44.
4. *Герасимов И.П., Марков К.К.* Четвертичная геология: Палеогеография четвертичного периода. М.: Учпедгиз, 1939. 364 с.
5. *Егоров В.В.* Значение для ирригации геоморфологических особенностей подгорных равнин Средней Азии // Известия АН СССР. Сер. геогр. 1970. № 3. С. 52–60.
6. *Егоров В.В.* Происхождение и мелиоративные особенности предгорных равнин аридной зоны // Орошение и мелиорация. М.: Наука, 1977. С. 84–97.
7. *Камилов О.К.* Мелиорация засоленных почв Узбекистана. Ташкент: Изд-во ФАН Узб. ССР, 1985. 280 с.
8. Карта новейшей тектоники СССР. ГУГК, 1966.
9. *Костенко Н.П.* Четвертичные отложения горных стран. М.: Недра, 1975. 213 с.
10. *Кренке А.Н.* Итоговый отчет о результатах работ в рамках пилотного проекта “Проведение первого этапа работ по агроэкологической оценке территории Джизакской степи”. М.: Экомониторинг, 2019. 46 с.
11. *Мавлянов Г.А.* Генетические типы лёссов и лёссовидных пород центральной и южной частей Средней Азии и их инженерно-геологические свойства. Ташкент: Изд-во АН УзбССР, 1958. 608 с.
12. *Марков К.К.* Палеогеография и новейшие отложения: Избр. труды. М.: Наука, 1986. 278 с.
13. *Наливкин Д.В.* Палеогеография Центральной Азии. Научные результаты Таджикско-Памирской экспедиции. М.: Изд. АН СССР, 1936.

С. 35–86.

14. *Панков М.А.* Процессы засоления и рассоления почв Голодной степи. Ташкент, 1962. 336 с.
15. *Панкова Е.И.* Засоление почв Джизакской степи: закономерности его распространения и критерии оценки // Почвоведение. 1982. № 4. С. 90–100.
16. *Панкова Е.И., Молодцов В.А.* Солончаки сазовой зоны Голодностепской подгорной равнины и их мелиоративные особенности / Почвоведение. 1979. № 2. С. 116–129.
17. *Панкова Е.И., Мурадова З.М.* Почвенно-литолого-геоморфологическое районирование Голодностепской подгорной равнины // Науч. тр. Почвенного института им. В.В. Докучаева ВАСХНИЛ. М., 1990. С. 4–12.
18. *Пенк В.* Морфологический анализ. М.: Географгиз, 1961. 360 с.
19. *Перельман А.И.* Геохимия ландшафта. М: Высшая школа, 1975. 341 с.
20. *Скворцов Ю.А.* Элементы новейших тектонических движений Узбекистана. Ташкент, 1949. 37 с.
21. *Скворцов Ю.А.* К характеристике среднеазиатских лёссов // Тр. САГУ: нов. Сер. 1957. Вып. 49. С. 5–63.
22. Тектоническая карта Узбекистана и прилегающих территорий. Масштаб 1 : 2 500 000. 2004. URL: http://neotec.ginras.ru/neomaps/M025_Uzbekistan_2004_Tectonics.jpg.
23. *Туляганов Х.Т.* Гидрогеологические основы освоения земель предгорных равнин. Ташкент: ФАН, 1971. 133 с.
24. *Туляганов Х.Т.* Гидрогеологические условия мелиорации Джизакской степи // Науч. тр. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева ВАСХНИЛ. М., 1981. С. 99–107.
25. *Федорович Б.А.* Вопросы палеогеографии равнин Средней Азии / Проблемы палеогеографии и четвертичного периода // Тр. Ин-та географии АН СССР. 1946. Вып. 37. С. 152–174.
26. *Холбоев Б., Намозов Х.* Современное мелиоративное состояние почв Голодной степи Узбекистана. 2017. 56 с.
27. *Шеримбетов В.Х.* Выявление и оценка опустынивания почв Джизакской Степи с применением ГИС-технологий и обработки данных дистанционного зондирования: Автореф. дис. доктора философии (PhD) по биол. наукам. 03.00.13 – Почвоведение. Ташкент, 2019. 45 с.
28. *Щукин И.С.* Геоморфология Средней Азии. М., 1983. 431 с.
29. *Юрьев А.А.* Некоторые вопросы геологического строения и палеогеографии Голодной степи в четвертичное время // Матер. по производительным силам Узбекистана. Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1960. С. 14–30.

30. Penck W. Die morphologische Analyse. Ein Kapitel der physikalischen Geologie. Stuttg., 1924.

REFERENCES

1. *Atlas pochvennogo pokrova Respubliki Uzbekistan*. Goskomitet Respubliki Uzbekistan po zemel'nym resursam, geodezii, kartografii i gosudarstvennomu kadastru (Atlas of the soil cover of the Republic of Uzbekistan. State Committee of the Republic of Uzbekistan for Land Resources, Geodesy, Cartography and State Cadastre), 2010, 46 p.
2. Varsanof'eva V.A., Geomorfologicheskie nablyudeniya na Severnom Urale (Geomorphological observations in the Northern Urals), Special imprint from the journal "Izvestiya Gosudarstvennogo Geograficheskogo Obshchestva", 1932, Vol. LXIV, Iss. 2–3, 67 p.
3. Vasil'kovskii N.P., K vozrastnomu raschleneniyu chetvertichnykh otlozhenii Severo-Vostochnogo Uzbekistana (On the age division of the Quaternary deposits of North-Eastern Uzbekistan), *Tr. IG AN UzSSR*, 1951, Vol. 6, pp. 5–44.
4. Gerasimov I.P., Markov K.K., *Chetvertichnaya geologiya: Paleogeografiya chetvertichnogo perioda* (Quaternary Geology: Paleogeography of the Quaternary), Moscow: Uchpedgiz, 1939, 364 p.
5. Egorov V.V., Proiskhozhdenie i meliorativnye osobennosti predgornnykh ravnin aridnoi zony (Origin and meliorative features of the foothill plains of the arid zone), In: *Oroshenie i melioratsiya* (Irrigation and melioration), Moscow: Nauka, 1977, pp. 84–97.
6. Egorov V.V., Znachenie dlya irrigatsii geomorfologicheskikh osobennostei podgornnykh ravnin Srednei Azii (Significance for irrigation of geomorphological features of the foothill plains of Central Asia), *Izvestiya AN SSSR, Ser. geogr.*, 1970, No. 3, pp. 52–60.
7. Kamilov O.K., *Melioratsiya zasolennykh pochv Uzbekistana* (Reclamation of saline soils in Uzbekistan), Tashkent: Izd-vo FAN Uzb. SSR, 1985, 280 p.
8. *Karta noveishei tektoniki SSSR* (Map of the latest tectonics of the USSR), GUGK, 1966.
9. Kostenko N.P., *Chetvertichnye otlozheniya gornnykh stran* (Quaternary deposits of mountainous countries), Moscow: Nedra, 1975, 213 p.
10. Krenke A.N., *Itogovi otchet o rezul'tatakh rabot v ramkakh pilotnogo proekta "Provedenie pervogo etapa rabot po agroekologicheskoi otsenke territorii Dzhizakskoi stepi"* (Final report on the results of work in the framework of the pilot project "Carrying out the first stage of work on agro-ecological assessment of the territory of the Jizzakh steppe"), Moscow: Ekomonitring, 2019, 46 p.

11. Mavlyanov G.A., *Geneticheskie tipy lessov i lessovidnykh porod tsentral'noi i yuzhnoi chastei Srednei Azii i ikh inzhenerno-geologicheskie svoystva* (Genetic types of loesses and loesslike rocks of the central and southern parts of Central Asia and their geotechnical properties), Tashkent: Izd-vo AN UzbSSR, 1958, 608 p.
12. Markov K.K., *Paleogeografiya i noveishie otlozheniya: Izbr. trudy*, (Paleogeography and recent deposits: Selected works), Moscow: Nauka, 1986, 278 p.
13. Nalivkin D.V., *Paleogeografiya Tsentral'noi Azii* (Paleogeography of Central Asia), In: *Nauchnye rezul'taty Tadzhiksko-Pamirskoi ekspeditsii* (Scientific results of the Tajik-Pamir expedition), Moscow: Izd. ANSSSR, 1936, pp. 35–86.
14. Pankov M.A., *Protsessy zasoleniya i rassoleniya pochv Golodnoi stepi* (The processes of salinization and desalinization of soils in the Golodnaya steppe), Tashkent, 1962, 336 p.
15. Pankova E.I., *Zasolenie pochv Dzhizakskoi stepi: zakonomernosti ego rasprostraneniya i kriterii otsenki* (Soil salinization of the Jizzakh steppe: patterns of its distribution and evaluation criteria), *Pochvovedenie*, 1982, No. 4, pp. 90–100.
16. Pankova E.I., Molodtsov V.A., *Solonchaki sazovoi zony Golodnostepskoi podgornoj ravniny i ikh meliorativnye osobennosti* (Saline marshes of the saz zone of the Golodnostepskaya piedmont plain and their meliorative features), *Pochvovedenie*, No. 2, pp. 116–129.
17. Pankova E.I., Muradova Z.M., *Pochvenno-litologo-geomorfologicheskoe raionirovanie Golodnostepskoi podgornoj ravniny* (Soil-lithological-geomorphological zoning of the Golodnostep piedmont plain), *Nauch. tr. Pochvennogo instituta im. V.V. Dokuchaeva VASKhNIL*, 1990, pp. 4–12.
18. Penk V., *Morfologicheskii analiz* (Morphological analysis), Moscow: Geografiz, 1961, 360 p.
19. Perel'man A.I., *Geokhimiya landshafta* (Landscape geochemistry), Moscow: Vysshaya shkola, 1975, 341 p.
20. Skvortsov Yu.A., *K kharakteristike sredneaziatskikh lessov* (On the characterization of Central Asian loesses), *Tr. SAGU: nov. Ser.*, 1957, Iss. 49, pp. 5–63.
21. Skvortsov Yu.A., *Elementy noveishikh tektonicheskikh dvizhenii Uzbekistana* (Elements of the latest tectonic movements in Uzbekistan), Tashkent, 1949, 37 p.
22. *Tektonicheskaya karta Uzbekistana i prilegayushchikh territorii. Masshtab 1 : 2 500 000* (Tectonic map of Uzbekistan and adjacent territories. Scale 1 : 2,500,000), 2004, URL: http://neotec.ginras.ru/neomaps/M025_Uzbekistan_2004_Tectonics.jpg.

23. Tulyaganov Kh.T., *Gidrogeologicheskie osnovy osvoeniya zemel' predgornyykh ravnin* (Hydrogeological foundations of land development in the foothill plains), Tashkent: FAN, 1971, 133 p.
24. Tulyaganov Kh.T., *Gidrogeologicheskie usloviya melioratsii Dzhizakskoi stepi* (Hydrogeological conditions of reclamation of the Jizzakh steppe), *Nauch. tr. Pochv. in-ta im. V.V. Dokuchaeva VASKhNIL*, 1981, pp. 99–107.
25. Fedorovich B.A., *Voprosy paleogeografii ravnin Srednei Azii, Problemy paleogeografii i chetvertichnogo perioda* (Problems of paleogeography of the plains of Central Asia, Problems of paleogeography and the Quaternary), *Tr. In-ta geografii AN SSSR*, 1946, Vol. 37, pp. 152–174.
26. Kholboev B., Namozov Kh., *Sovremennoe meliorativnoe sostoyanie pochv Golodnoi stepi Uzbekistana* (Modern reclamation state of soils in the Hungry Steppe of Uzbekistan), 2017, 56 p.
27. Sherimbetov V.Kh., *Vyyavlenie i otsenka opustynivaniya pochv Dzhizakskoi Stepri s primeneniem GIS-tekhnologii i obrabotki dannykh distantsionnogo zondirovaniya: Avtoref. dis. doktora filosofii (PhD) po biol. naukam* (Revealing and assessment of desertification of soils of the Jizzakh Steppe with the use of GIS technologies and processing of remote sensing data: Extended abstract of PhD in biol. sci. thesis), 03.00.13 – Soil Science, Tashkent, 2019, 45 p.
28. Shchukin I.S., *Geomorfologiya Srednei Azii* (Geomorphology of Central Asia), Moscow, 1983, 431 p.
29. Yur'ev A.A., *Nekotorye voprosy geologicheskogo stroeniya i paleogeografii Golodnoi stepi v chetvertichnoe vremya* (Some questions of the geological structure and paleogeography of the Hungry Steppe in the Quaternary time), *Proc. on the productive forces of Uzbekistan*, Tashkent: *Izd-vo AN UzSSR*, 1960, pp. 14–30.
30. Penck W., *Die morphologische Analyse, Ein Kapitel der physikalischen Geologie*, Stuttg., 1924.