ПОЧВОВЕДЕНИЕ, 2010, № 4, с. 387–398

ГЕНЕЗИС И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

УДК 631.4

ФОРМЫ КИСЛОТНОГО ГИДРОЛИЗА И ГЛЕЕОБРАЗОВАНИЯ И ИХ РОЛЬ В ВОЗНИКНОВЕНИИ СВЕТЛЫХ КИСЛЫХ ЭЛЮВИАЛЬНЫХ (ПОДЗОЛИСТЫХ) ГОРИЗОНТОВ*

© 2010 г. Ф. Р. Зайдельман

Факультет почвоведения МГУ им. М.В. Ломоносова, 119991, Москва, Ленинские горы

Поступила в редакцию 27.03.2009 г.

Три фактора (лессиваж, кислотный гидролиз, глееобразование) в настоящее время рассматривают как необходимые условия образования суглинистых и глинистых подзолистых почв. Однако ранее было показано, что лессиваж не является обязательным фактором их возникновения. В связи с оценкой причин образования светлых кислых элювиальных горизонтов в статье рассмотрена роль в их формировании кислотного гидролиза в аэробной среде на фоне промывного водного режима и глееобразования в постоянной анаэробной среде на фоне застойного режима, а также глееобразования в пульсирующей анаэробно-аэробной среде на фоне застойно-промывного водного режима. Их следствием является образование трех крупных генетически не связанных между собой групп почв: недифференцированных бурых и глеевых, дифференцированных подзолистых на различных почвообразующих породах. Две последние формы глееобразования тождественны по своему воздействию на минеральный субстрат пород. Они вызывают их обезжелезнение. Однако только последний фактор (глееобразование в условиях застойно-промывного водного режима) из перечисленной выше триады является единственной причиной выноса большинства металлов, образования светлых кислых элювиальных горизонтов, их обезыливания и дифференциации почвенного профиля.

ВВЕДЕНИЕ

В современной научной и учебной литературе обычно процесс подзолообразования, ответственный за формирование почв со светлыми кислыми элювиальными горизонтами, рассматривают как производное трех самостоятельных процессов, одновременно воздействующих на минеральный субстрат почвообразующих пород [22, 29]. К ним относят кислотный гидролиз (или собственно подзолистый процесс), лессиваж и глееобразование. Полагают, что подзолообразование – сложный полигенетический процесс [29]. Следует отметить, что проблемы генезиса подзолистых почв часто вызывали оживленные дискуссии [8]. До настоящего времени общепризнанное мнение о причинах их образования отсутствует. В этой связи рассмотрим роль трех упомянутых почвообразовательных процессов в формировании подзолистых почв и подзолов.

Ранее роль лессиважа как причины формирования суглинистых и глинистых почв со светлыми кислыми элювиальными горизонтами была исследована нами на примере дерново-подзолистых и серых автоморфных и гидроморфных суглинистых и глинистых почв Центральной части Нечерноземья России [6, 11, 13]. Полученные в результате этих полевых и аналитических исследований данные позволили признать, что суглинистые и глинистые автоморфные и гидроморфные почвы, обладающие светлыми кислыми элювиальными горизонтами, могут формироваться и без участия лессиважа.

Поскольку практически все исследованные суглинистые и глинистые дерново-подзолистые автоморфные и гидроморфные почвы имели светлые кислые элювиальные горизонты, в том числе и почвы, не несущие признаков лессиважа, нами был сделан вывод о том, что лессиваж не является обязательным, необходимым процессом, определяющим строение профиля рассматриваемых почв и формирование светлых кислых элювиальных горизонтов. Об этом также убедительно свидетельствует факт существования суглинистых и глинистых почв с четко выраженными светлыми кислыми элювиальными горизонтами при отсутствии в их профиле каких-либо признаков лессиважа. Из этого следует, что возникновение светлых кислых элювиальных горизонтов обусловлено действием других факторов, а лессиваж – лишь сопутствующее необязательное (факультативное) явление, которое может иметь место (обычно в суглинистых почвах) или отсутствовать. Это обстоятельство позволяет отказаться от дальнейшего рассмотрения роли лессиважа в формировании почв со светлыми кислыми элювиальными (то есть подзолистыми) горизонтами. Следует подчеркнуть, что ранее вы-

* Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 08-04-00139.

Таблица 1. Гранулометрический состав темно-бурых неоподзоленных почв, % от массы. Карпаты, разр. 63, данные Рудневой [25]

Горизонт	Глубина, см	Потери от обработки HCl	Содержание фракций, % (размер частиц, мм)							Вынос или накопление ила, %
			1.0–0.25	0.25–0.05	0.05–0.01	0.01–0.005	0.005–0.001	<0.001	<0.01	
A1	5–10	3.7	11.6	23.9	29.7	4.5	7.4	19.2	31.1	+42
AB	30–35	3.2	9.0	28.4	27.6	3.9	11.3	16.6	31.8	+23
B	50–55	2.8	13.3	32.5	25.1	3.4	8.6	14.3	24.3	+6
BC	75–80	1.0	9.8	35.3	26.6	4.8	8.1	13.5	26.4	0

вод об отсутствии практически значимых признаков лессиважа в профиле дерново-подзолистых почв с четко выраженными светлыми кислыми элювиальными горизонтами был сделан Роде на основе анализа образцов 37 разрезов разновидностей этого типа почв Восточно-Европейской равнины [23].

В связи с изложенным остановимся на анализе только двух процессов почвообразования, которые могут быть реально ответственны за возникновение почв со светлыми кислыми элювиальными горизонтами: кислотного гидролиза в аэробной среде при промывном водном режиме и глееобразования.

КИСЛОТНЫЙ ГИДРОЛИЗ В АЭРОБНОЙ СРЕДЕ

Особое значение в формировании подзолистых почв и их светлых кислых элювиальных горизонтах в настоящее время придается кислотному гидролизу, ответственному за деструкцию минеральной массы мелкозема почвообразующих пород. Его механизм заключается в "химическом взаимодействии веществ твердой фазы почв с водой, сопровождающимся их распадом на составляющие части и присоединением к ним ионов воды (H^+ и OH^-). К реакции гидролиза способны минеральные и органические соединения, электролиты и неэлектролиты. Гидролиз играет важную роль в процессе почвообразования" [28, с. 58]. Однако единство действия гидролиза в природной обстановке сочетается с весьма различными формами его проявления в разных окислительно-восстановительных и гидрологических условиях. Именно поэтому последствия кислотного гидролиза и его роль в подзолообразовании могут быть существенно различными. Следствием этих различий окажется формирование почв разного генезиса, химического и гранулометрического составов. Кислотный гидролиз в аэробной среде в естественных условиях реализуется, очевидно, без участия глееобразования в условиях стабильной аэрации горизонтов почвенного профиля. Как следствие, в этом случае всегда формируются недифференцированные почвы. В их профиле отсутствуют светлые кислые элювиальные (то есть подзолистые) горизонты. Эти почвы отличаются высокой кислотностью, значительным содержанием "несиликатного" железа, бурой окраской поверхностных горизонтов почвенного профиля. В составе их гумусовых веществ существенное участие принадлежит креновым и апокреновым или фульвокислотам, а соотношение С гк/С фк в этих почвах колеблется в интервале 0.3–0.9. Накопление железа связано с его биогенной аккумуляцией и обусловлено миграцией железа (и алюминия) в виде органо-минеральных соединений, поступающих из разлагающегося растительного опада. В аэробных условиях при промывном режиме, отсутствии верховодки и оглеения под действием кислотного гидролиза возникают кислые бурые недифференцированные почвы, а также почвы, которые ранее относили к так называемым скрыто- (или крипто-) подзолистым. Все эти почвенные образования приурочены, как правило, к хорошо дренированным геоморфологическим и рельефным структурам. Рассмотрим последствия кислотного гидролиза в аэробной среде на фоне промывного водного режима и особенности почвообразования в этой ситуации.

В табл. 1 и 2 приведены данные Рудневой [25], которая на основе собственных исследований и материалов В.М. Фридланда приводит весьма полную аналитическую характеристику темно-бурых почв Карпат на кварцево-серецитовых сланцах под покровом букового мертвопокровного леса.

Полученные сведения позволяют признать, что в профиле этих почв отсутствуют признаки элювиирования ила из верхних горизонтов и аккумуляции тонких фракций мелкозема в иллювиальной толще. Данные этих таблиц подтверждают, что несмотря на промывной водный режим, мертвопокровную подстилку, кислые почвы и кислые породы, фульватный или гуматно-фульватный тип гумуса, то есть присутствие всех условий, казалось бы, необходимых и достаточных для подзолообразования, в профиле этих почв отсутствуют признаки оподзоливания. Следует подчеркнуть, что по данным авторов в составе гу-

Таблица 2. Гумус и физико-химические свойства темно-бурых неоподзоленных почв. Карпаты, разр. 63, данные Рудневой [25]

Горизонт	Глубина, см	Гумус по Тюрину, %	pH		Поглощенные катионы по Гедройцу, моль/100 г почвы			
			водный	солевой	Ca^{2+}	Mg^{2+}	H^+	ΣCa^{2+}, Mg^{2+}, H^+
A1	5–10	24.4	4.3	3.5	0.7	0.5	16.1	17.3
AB	30–35	7.3	4.9	4.0	0.7	0.4	7.5	8.6
B	50–55	3.4	5.0	4.4	0.7	0.5	4.2	5.4
BC	75–80	2.1	5.0	4.4	0.6	0.4	4.5	5.5

Таблица 3. Валовой химический состав темно-бурых кислых неоподзоленных почв. Карпаты, разр. 313 Ф, данные Фридланда, цит. по Рудневой [25]

Горизонт	Глубина, см	SiO_2	Fe_2O_3	Al_2O_3	CaO	MgO	MnO
A1	1–10	75.99	5.73	13.39	0.12	1.40	0.12
A1	22–32	76.62	6.32	12.71	0.19	1.49	0.08
B	50–60	74.45	7.47	13.13	0.15	1.67	0.07
BC	90–100	76.98	5.36	12.76	0.14	1.80	0.05

муса преобладают креновые и апокреновые, то есть фульвокислоты. Из этого следует общий вывод о том, что промывной водный режим и наличие фульвокислот в почвенном растворе, кислая реакция почв и почвообразующих пород еще не являются достаточными условиями не только для образования светлых кислых элювиальных (то есть подзолистых) горизонтов в профиле почв, но и для возникновения самых начальных признаков оподзоливания, в частности, появления скелетан. Данные о валовом составе темно-бурых почв Карпат (табл. 3), полученные В.М. Фридландом, (архивные материалы, цит. по Рудневой [25], *Ф.З.*) свидетельствуют о том, что эти почвы отличаются отсутствием признаков элювиальной дифференциации кремнезема, железа и алюминия в их профиле. При этом, однако, отчетливо прослеживается накопление общего железа в мощной толще поверхностных горизонтов темно-бурых почв и весьма однородное распределение алюминия с несущественным максимумом этого элемента в поверхностном слое гор. A1. Таким образом, кислотный гидролиз в аэробной среде на фоне промывного водного режима не способен вызвать образования светлых кислых элювиальных горизонтов и оподзоливания почв на кислом суглинистом субстрате. Это в равной мере относится и к тяжелым глинистым бурым почвам с обеспеченным естественным дренажем, хорошей структурой, промывным водным режимом и высокой водопроницаемостью [25].

Такое суждение справедливо и в отношении кислых почв на кислых песчаных почвообразующих породах при глубоком залегании уровня грунтовых вод, отсутствии в их профиле гор. A2 (EL), водоупоров и верховодки, то есть свойств почв, ранее относимых к скрытоподзолистым, а в настоящее время рассматриваемым как кислые бурые почвы. В таких ксероморфных почвах отсутствуют признаки гидроморфизма и дифференциации профиля.

Нередко полагают, что для развития оподзоливания необходимо и достаточно воздействия фульвокислот в условиях промывного типа водного режима на алюмосиликаты почв. В основном эта точка зрения основана на экспериментальных данных, полученных в лабораторных условиях при изучении действия препарата фульвокислот на минералы почвенного мелкозема [20, 21]. Авторами было установлено, что практически все минералы и, особенно, железосодержащие алюмосиликаты, в условиях лабораторного эксперимента подвержены разрушающему действию этого препарата фульвокислот. По-видимому, на этом основано суждение о возможности оподзоливания почв в аэробной среде под влиянием разрушающего действия фульвокислот в условиях промывного водного режима. Проблема заключается в том, что в природных аэробных условиях на кислых породах в почвах с фульватным или гуматно-фульватным гумусом никогда не возникают почвы с подзолистыми горизонтами и элювиальной дифференциацией профиля. В таких условиях господствуют кислые недифференцированные бурые почвы. Поэтому очевидно присутствие неизвестного дополнительного фактора, с которым связано действие препарата фульвокислот, изготовленного в лаборатории. В этой связи заслуживает внимания ранее высказанное мнение Томашевского [30] о том, что после сложной

химической обработки органического вещества почвы, связанного с получением лабораторного препарата фульвокислот, образуется существенно более агрессивные органические кислоты, не имеющие аналогов в природных условиях. Используя этот препарат, очевидно, можно вызвать распад алюмосиликатов в лабораторных условиях [20, 21]. Однако отсутствие в природных условиях в профиле кислых бурых почвах при промывном водном режиме каких-либо признаков оподзоливания является безусловным доказательством того, что этот лабораторный препарат не имеет ничего общего с естественными органическими кислотами по интенсивности воздействия на алюмосиликаты почв. Очевидно, что в рассмотренном случае действие природных органических кислот оказывается значительно слабее действия вторичного лабораторного препарата фульвокислот. Таким образом, фульвокислотный препарат, полученный в лабораторных условиях, является скорее всего артефактом, появление которого обусловлено способом его приготовления. Поэтому распространять действие такого агрессивного, искусственно созданного препарата на природную среду и действие естественных органических почвенных кислот ошибочно.

Для образования гор. A2 (E), очевидно, необходимо действие иных факторов. По поводу механизма образования светлых, кислых, элювиальных горизонтов Томашевский полагал, что ему удалось "... воспроизвести в природных условиях совместно глеевый и подзолообразовательный процессы и показать, что глеевый процесс – это начальная фаза процесса подзолообразования. В обоих процессах важнейшую роль играет абсолютный сезонный анаэробиоз, создающий восстановительные процессы" [30]. Не останавливаясь на рассмотрении стадийности фаз подзолообразования, необходимо еще раз подчеркнуть следующее положение – кислотный гидролиз в аэробной среде при промывном водном режиме не может быть причиной образования светлых кислых элювиальных горизонтов, подзолов и подзолистых почв, дифференциации их профиля по цветовым, гранулометрическим и другим свойствам. Вместе с тем нельзя не отметить, что в Карпатах формируются типичные подзолистые почвы. Но они всегда приурочены к слабодренированным плакорам или западинам, в которых продолжительно задерживается гравитационная вода, а почвенный профиль обладает признаками очевидного оглеения и существенно более тяжелым гранулометрическим составом. Именно на эти особенности почв рассматриваемого региона впервые обратил внимание Раманн, автор дефиниции бурые почвы [34].

В широком ареале от Карпат до среднетаежной зоны при наличие многих условий, необходимых для оподзоливания, тем не менее, подзолы и подзолистые почвы не формируются, если отсутствуют такие факторы, как переувлажнение, формирование верховодки на различных водоупорах (в том числе и на мерзлотном водоупоре), анаэробиоз, глееобразование. Уместно вспомнить, что многие отечественные и зарубежные авторы обращали особое внимание на обязательное участие глееобразования в формировании светлых, кислых, элювиальных (то есть подзолистых) горизонтов в профиле почв любого гранулометрического состава. Рассмотрим вкратце взгляды ряда отечественных и зарубежных авторов на эту роль глееобразования, забытые или неизвестные до настоящего времени.

Отечественные и зарубежные авторы о роли глееобразования в формировании светлых кислых элювиальных горизонтов подзолов и подзолистых почв. Термины "глей" и "глееобразование" получили широкое распространение и международное признание после выхода в свет в 1905 г. в журнале "Почвоведение" статьи Высоцкого "Глей" [1]. До этого в ранних работах пионеров отечественного и зарубежного почвоведения мы не находим прямых указаний на взаимосвязь подзоло- и глееобразования. Тем не менее, они четко указывали на прямую связь этих процессов. До 1905 г. эта связь раскрывалась через общую оценку природной обстановки, в которой формировались почвы со светлыми кислыми элювиальными горизонтам. На основе всей суммы накопленных данных следует признать, что три простых фактора: переувлажнение, наличие органического вещества, способного к ферментации, и присутствие анаэробной гетеротрофной микрофлоры на кислых, выщелоченных и нейтральных свободных от сульфатов породах – являются необходимыми и достаточными условиями для возникновения процесса глееобразования.

Так, Докучаев в 1880 г. он писал: "Песчаные и суглинистые подзолы – суть почвы смешанного болотно-растительного характера...Подзолы образовались при существенном участии болотной и лесной растительности. Здесь очевидно было больше влаги, меньше света, а вероятно и меньше доступа воздуха в почву. Вот почему подзолы залегают преимущественно в лесах и близ болот, вот почему они обыкновенно окрашены в синеватые, голубоватые и желтоватые цвета" [3, с. 254]. Следует подчеркнуть, что Докучаев был первым, кто ввел термин "глей" в почвенную литературу [4].

Георгиевский – ближайший ученик В.В. Докучаева – в 1888 г. подчеркивал: "Подзол мог образоваться только там, где даны условия для восстановительных процессов. Поверхность лесной почвы никогда не бывает настолько гладка, чтобы не было в ней небольших впадинок и углублений, в которых может застаиваться вода. Поэтому пре-

рывистость подзола и уменьшается при приближении к болоту и вообще на низких местах; напротив, мощность его в том же направлении увеличивается" [2, с. 47].

Сибирцев в первом издании учебника "Почвоведение", опубликованном в 1900 г., обратил внимание на следующее обязательное условие образования подзола: " ...в западинки поступает больше влаги ...в них держится по временам застойная вода ...При таких условиях мы вправе ожидать здесь процессов раскислительных и подзолообразовательных" [26, с. 378].

Позднее Коссович в 1911 г. в учебнике "Основы учения о почве", рассматривая причины оподзоливания черноземов в степи, писал: " ...с приближением к более глубокой части западины выщелоченность чернозема увеличивается, и в последнем начинают проявляться признаки деградирования и переход его в подзолистую почву" [18, с. 253].

Ярков в монографии "Почвы лесолуговой зоны" в 1961 г. утверждал, что "для проявления подзолообразования ...необходимо наличие в верхних горизонтах почвы временного избыточного увлажнения с анаэробным разложением органического вещества" [32, с. 48]. И далее: "Создание анаэробных условий и образование закисного железа при наличии нисходящих токов воды под лесом является необходимой предпосылкой подзолообразования. Вне этих условий подзолообразование... не может проявляться... природные органические кислоты практически не способны растворять гидраты окиси железа, в то время как закисные формы железа особенно легко растворяются с образованием высокодисперсных подвижных органо-минеральных соединений, способных легко перемещаться по профилю почвы" [32, с. 73–75]. "Песчаные и супесчаные подзолы образуются в тех условиях, где наблюдается временное переувлажнение... Максимальное развитие подзолообразовательного процесса наблюдается в тех случаях, когда имеются условия для заболачивания почв" [31 с. 149].

Польский исследователь Сюта [27] на основе полевых и модельных исследований в 1962 г. пришел к выводу о том, что классическая теория подзолообразования "...не учитывает роли восстановительных процессов". Ссылаясь на работы Лютвика и Делонга [33] и собственные данные, Сюта подчеркивал, что "попеременное развитие восстановительных и окислительных процессов вместе с периодическим промыванием почв может в относительно короткие сроки привести к образованию элювиальных горизонтов, похожих на гор. A2 подзолистых почв" [27, с. 62].

Томашевский в 1967 г. обратил особое внимание на роль глееобразования и анаэробных условий в подзолообразовании. В этой связи он писал: "... нам удалось воспроизвести в природных условиях совместно глеевый и подзолообразовательный процессы и показать, что глеевый процесс – это начальная фаза подзолообразования. В обоих процессах важнейшую роль играет абсолютный сезонный анаэробиоз, создающий восстановительные процессы" [30, с. 141].

Перельман в 1974 г. на X Международном конгрессе почвоведов высказал следующее соображение: "Не исключено, что оподзоливание представляет собой разновидность оглеения. От оглеения в болотных почвах оно отличается более кислой средой (в болотных глеевых горизонтах pH часто бывает близок к нейтральному) и промывным режимом. Возможно, что оподзоливание – это кислое инфильтрационное глеевое выщелачивание, а восстановительные процессы в минеральных горизонтах болотных почв – диффузионное слабокислое или нейтральное оглеение" [19, с. 29–30].

Этот краткий и весьма неполный обзор концепций, взглядов и оценок свидетельствует о том, что, начиная с момента становления научного почвоведения до наших дней. Систематически обращалось внимание на исключительно важную роль восстановительных условий, анаэробиоза и глееобразования в формировании светлых кислых элювиальных (то есть подзолистых) горизонтов и профилей подзолов и подзолистых почв. Вместе с тем следует признать, что до настоящего времени такая общая концепция остается неразработанной в значительной мере из-за того, что не учитывается влияние разных типов водного режима, при которых происходит глееобразование – определяющий фактор подзолообразовательного процесса. Его воздействие на минеральный субстрат оценивается обычно как влияние глееобразования в условиях застойного водного режима. Вместе с тем, гидрологический фактор при оценке влияния оглеения на минеральный субстрат играет определяющую роль, которая имеет своим следствием принципиально различные результаты.

Ниже мы попытаемся рассмотреть особенности влияния глееобразования на различные материнские породы и почвообразование в условиях глееобразования на фоне застойного и застойно-промывного водных режимов. На это обстоятельство автор статьи впервые обратил внимание в 1974 г., а само явление было зафиксировано как научное открытие с приоритетом 28.07.1974 г. [10].

Глееобразование в условиях застойного водного режима, постоянного переувлажнения и анаэробиоза. Рассмотрим общие закономерности изменения трех почвообразующих пород в условиях застойного водного режима, постоянного анаэробиоза и оглеения (табл. 4) в модельных условиях.

Таблица 4. Изменения физико-химических свойств лёссовидного, моренного суглинков и флювиогляциального песка в условиях постоянного затопления и оглеения

Порода	Глубина, см	pH		Поглощенные основания		Подвижные по Соколову		Гидролитическая кислотность	Степень насыщенности основаниями, %
		водный	солевой	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Al^{3+}	H^+		
				моль экв/100 г почвы					
Лёссовидный	Контроль	5.80	4.45	12.2	4.10	0.08	0.16	3.3	81
бескарбонатный	0–0.3	6.43	4.80	8.2	4.10	0.10	0.08	Не опр.	
суглинок	0.3–4.0	6.25	4.65	6.1	4.10	0.16	0.07	3.0	77
Моренный	Контроль	7.90	7.15	22.4	10.20	Нет		0.17	100
карбонатный	0–0.3	7.75	7.05	13.3	8.10	»		Не опр.	
суглинок	0.3–4.0	7.65	7.10	14.2	10.20	»		3.3	98
Флювиогляциальный песок	Контроль	5.83	4.45	0.60	0.20	0.36	0.03	1.8	33
	0–0.3	5.45	4.30	0.60	0.20	0.29	0.16	Не опр.	
	0.3–4.0	5.40	4.25	0.50	0.20	0.39	0.19	2.0	18

Таблица 5. Валовой химический состав лёссовидного кислого, моренного карбонатного суглинков и флювиогляциального песка после двух лет постоянного затопления и оглеения в условиях застойного водного режима (над чертой контроль, под чертой – застойно-промывной водный режим), % от прокаленной бескарбонатной породы

Порода	SiO_2	Fe_2O_3	FeO	Al_2O_3	P_2O_5	TiO	MnO	CaO	MgO
Лёссовидный бескарбонатный суглинок	78.07 78.91	3.70 2.63	0.60 0.90	10.89 10.87	0.05 0.05	0.61 0.53	0.07 0.06	1.10 1.11	1.42 0.81
Моренный карбонатный суглинок	80.19 79.91	3.60 3.00	0.50 0.83	9.37 9.31	0.04 0.05	0.05 0.04	0.05 0.04	4.84 6.27	3.43 2.54
Флювиогляциальный суглинок	93.99 94.24	0.83 0.48	0.07 0.29	2.70 2.32	0.02 0.02	0.11 0.08	0.01 Следы	0.41 0.33	0.51 0.11

Для эксперимента были использованы образцы кислого лёссовидного и карбонатного моренного суглинков и флювиогляциального песка. Эксперимент в этой модели выполняли на образцах почвообразующих пород, помещенных в сосуды без дренажа, слой затопления с поверхности – 2.5 см. Общая масса мелкозема – 1.7 кг. Продолжительность одного цикла – 13 сут (10 сут затопления, далее сброс воды и высушивание на протяжении 3 сут). Для затопления использовали раствор 1% сахарозы в дистиллированной воде. Контролем служили образцы тех же пород, затопленные дистиллированной водой без внесения сахарозы. Продолжительность непрерывного эксперимента – 2 года. Полученные данные показывают, что в условиях застойного водного режима под влиянием глееобразования происходит несущественное изменение (по сравнению с контролем) актуальной и обменной кислотности, обменного магния, подвижного алюминия, гидролитической кислотности, степени насыщенности основаниями. В песчаной породе установлены уменьшение степени насыщенности основаниями и наиболее низкие значения обменной кислотности. Однако в целом в условиях застойного водного режима не обнаружено существенных изменений физико-химических свойств всех трех пород (табл. 4). По-видимому, это объясняется тем, что в условиях застойного водного режима при стабильном обводнении и оглеении происходит быстрое формирование относительно устойчивой равновесной системы. Об этом свидетельствуют и данные валового химического состава образцов трех исследованных почвообразующих пород, находившихся в условиях застойного водного режима и глееобразования непрерывно на протяжении 2 лет (табл. 5). Результаты модельных исследований показывают, что при постоянном затоплении в стабильной анаэробной среде при постоянном глееобразовании ряд элементов сохраняет то же абсолютное содержание, которое свойственно исходным породам.

Так, глееобразование не вызывало в этих случаях изменения содержания алюминия, фосфора,

Таблица 6. Физико-химические свойства торфянистой иллювиально-гумусовой почвы. Карельский перешеек, разр. 2, данные Рожновой [24] (с глубины 65 см – кристаллическая плита)

Горизонт	Глубина, см	pH		Обменная кислотность по Соколову		Обменные основания		Сумма обменных катионов		Гидролитическая кислотность	Степень насыщенности, %
				H^+	Al^{3+}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	общая	$Ca^{2+} + Mg^{2+}$		
		водный	солевой	ммоль экв/100 г почвы							
Tv1	0–6	4.40	3.45	4.48	1.95	23.42	6.38	36.23	29.80	91.99	24
Tv2	7–12	4.40	3.30	3.22	7.83	12.02	2.54	25.61	14.56	121.09	10
ABh	19–28	5.30	4.45	0.08	1.47	0.96	0.19	2.70	1.15	91.80	1
B	30–40	5.50	4.70	0.04	0.38	–	–	–	–	–	–
BC	54–60	5.50	4.85	0.04	0.20	0.79	0.18	1.21	0.97	3.52	21

Таблица 7. Валовой химический состав торфянистой иллювиально-гумусовой почвы. Карельский перешеек, разр. 2, данные Рожновой [24] (с глубины 65 см – кристаллическая плита)

Горизонт	Глубина, см	Потери при прокаливании, %	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	P_2O_5	MnO	CaO	MgO	SO_3
			% от прокаленной массы							
Tv1	0–6	76.98	66.14	6.20	7.55	1.30	0.17	6.47	2.90	3.21
Tv2	7–12	71.73	71.60	12.25	3.81	0.77	Следы	4.34	1.66	1.80
ABh	19–28	7.93	71.70	15.58	4.89	0.30	0.03	1.68	1.09	0.26
B	30–40	3.78	72.17	16.25	3.97	0.21	0.03	1.34	1.00	0.22
BC	54–60	2.54	74.61	14.58	3.70	0.19	0.04	1.48	1.12	0.27

марганца, несущественно повлияло на содержание кремнезема. При застойном режиме имело место лишь незначительное уменьшение содержание общего железа в кислом лёссовидном, карбонатном моренном суглинках и во флювиогляциальных песках – соответственно на 18, 7 и 15%. Этот модельный опыт позволяет признать, что глееобразование при застойном водном режиме не вызывает заметной гранулометрической дифференциации профиля почв и образования светлых кислых элювиальных горизонтов [10, 14, 15]. Вместе с тем, естественные почвы, находящиеся в условиях постоянного переувлажнения и оглеения, должны отличаться интенсивными морфохроматическими признаками оглеения. В естественных условиях при такой форме глееобразования и водного режима возникают сильно оглеенные минеральные или заболоченные оторфованные почвы, которые отличаются отсутствием цветовой и гранулометрической дифференциации профиля, светлых кислых элювиальных горизонтов. Им свойственен лишь несущественный вынос железа и относительная стабильность (по сравнению с породой) большинства металлов. Как правило, в этом случае формируются дерново-глеевые, перегнойно-глеевые, торфянисто-глеевые и другие недифференцированные почвы. Последнее, в частности, подтверждают и данные Рожновой, полученные при изучении почв Карельского перешейка [24].

Таким образом, эта форма глееобразования не вызывает дифференциации горизонтов почвенного профиля по гранулометрическому составу и по цветовой гамме. В этом случае не образуются необходимые условия для возникновения светлых кислых элювиальных (то есть подзолистых) горизонтов и дифференцированных профилей подзолистых почв (табл. 6 и 7).

Рассмотрим ситуации, когда глееобразование осуществляется в условиях застойно-промывного водного режима, при котором возникает благоприятная обстановка для систематического выноса металлов в виде истинных растворов, в частности, в форме металл-органических соединений из сферы происходящих реакций в пульсирующей анаэробно-аэробной застойно-промывной среде.

Глееобразование в условиях застойно-промывного водного режима и пульсирующего переувлажнения в анаэробно-аэробной среде. Экспериментальные исследования в этом случае были выполнены в условиях, соответствующих описанным выше моделям по изучению влияния застойного водного режима и постоянного глее-

Таблица 8. Изменения физико-химических свойств кислого лёссовидного, моренного карбонатного и кислого флювиогляциального песка в условиях застойно-промывного водного режима и пульсирующего оглеения

Порода	Глубина, см	pH		Поглощенные основания		Подвижные по Соколову		Гидролитическая кислотность	Степень насыщенности основаниями, %
		водный	солевой	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Al^{3+}	H^+		
				моль экв/на 100 г почвы					
Лёссовидный бескарбонатный суглинок	Контроль	5.80	4.45	12.2	1.10	0.08	0.16	3.30	81
	0–0.3	4.30	3.60	2.30	3.50	3.47	0.06	–	–
	0.3–4.0	4.60	3.50	2.00	2.00	4.96	0.03	12.2	25
Моренный карбонатный суглинок	Контроль	7.90	7.15	22.4	10.2	Нет	Нет	0.17	100
	0–0.3	7.20	7.10	10.2	8.10	0.3	0.03	0.25	98
	0.3–4.0	7.30	7.15	–	–	Нет	Нет	2.00	–
Флювиогляциальный песок	Контроль	5.83	4.45	0.60	0.20	0.36	0.03	1.80	33
	0–0.3	4.52	3.90	0.40	0.25	0.97	0.06	–	–
	0.3–4.0	4.55	4.15	0.20	0.20	1.06	0.03	2.00	17

Таблица 9. Валовой химический состав лёссовидного кислого, моренного карбонатного суглинков и кислого флювиогляциального песка после двух лет постоянного воздействия застойно-промывного водного режима и пульсирующего оглеения, % от прокаленной бескарбонатной породы (над чертой – контроль, под чертой – застойно-промывной водный режим)

Порода	SiO_2	Fe_2O_3	FeO	Al_2O_3	P_2O_5	TiO	MnO	CaO	MgO
Лёссовидный бескарбонатный суглинок	78.07 79.05	3.70 0.91	0.60 1.68	10.89 9.48	0.05 0.06	0.61 0.55	0.07 0.01	1.10 0.96	1.42 0.65
Моренный карбонатный суглинок	80.19 82.66	3.60 1.54	0.50 1.39	9.37 8.22	0.04 0.06	0.05 0.01	0.05 0.01	4.84 1.78	3.43 1.47
Флювиогляциальный песок	93.99 95.75	0.83 0.18	0.07 0.29	2.70 1.81	0.02 0.02	0.11 0.05	0.01 Нет	0.41 0.25	0.51 0.09

образования на свойства трех почвообразующих пород. Различия заключались только в том, что сосуды, в которые помещали исследуемый образец почвообразующей породы, были снабжены дренажем, обеспечивающим полный слив 1% раствора сахарозы после 10-дневного затопления.

Результаты этого эксперимента приведены в табл. 8 и 9. Полученные данные показывают, что глееобразование в условиях застойно-промывного водного режима, пульсирующих переувлажнения и анаэробиоза оказывает наиболее существенное воздействие на кислые суглинистые и песчаные породы (в нашем случае на кислые лёссовидные суглинки и флювиогляциальные пески). Именно в них происходит наиболее резкое увеличение актуальной и обменной кислотности, снижение степени насыщенности основаниями, увеличение подвижного алюминия, гидролитической кислотности.

Под влиянием глееобразования в условиях застойно-промывного водного режима валовой химический состав кислых почвообразующих пород (в нашем случае – кислых лёссовидных суглинков и песка) подвергается наиболее интенсивной трансформации. Агрессивный характер этой формы глееобразования обусловлен рядом причин. Во-первых, систематическим выносом продуктов реакций за пределы почвенного профиля; во-вторых, высоким содержанием органических кислот в почвенном растворе: низкомолекулярных одно-, двух- и трехосновных органических кислот, фенолов и полифенолов, аминокислот, фульвокислот фракций 1а и 1 [9, 15]; в-третьих, накоплением в процессе ферментации органических веществ массы неорганических восстановителей: метана, водорода, аммиака, сероводорода. В этих условиях железо и марганец переходят в растворимые двухвалентные соединения, железо и алюминий в виде органо-минеральных соединений приобретают значительную подвижность. Карбонаты кальция и магния в условиях высокого парциального давления диоксида углерода образу-

ют подвижные бикарбонаты щелочноземельных металлов и активно мигрируют с током влаги.

В условиях оглеения на фоне застойного и застойно-промывного водного режима вынос несиликатного железа, определенного по методу Мера и Джексона, из илистой фракции кислого лёссовидного суглинка, составил соответственно 18 и 56% от его валового содержания. Таким образом, при застойно-промывном водном режиме происходит вынос практически всех металлов: железа, алюминия, марганца, магния, титана, кальция. В этих условиях резко возрастает накопление двухвалентного железа в твердой фазе пород, которое может оказаться причиной дестабилизации алюмосиликатов [9, 10, 16, 31]. Заслуживает внимания и то обстоятельство, что только в варианте эксперимента с застойно-промывным водным режимом наблюдалось интенсивное обезыливание образцов кислого лёссовидного суглинка. Эти потери ила составили 49% по отношению к исходной породе, тогда как в варианте с застойным водным режимом они не превышали 18%. Потери общего железа в кислом лёссовидном суглинке, карбонатной суглинистой морене и кислом флювиогляциальном песке в результате глееобразования в условиях застойно-промывного водного режима равны соответственно 40, 29 и 81%.

Сравнительная оценка изменения свойств кислых пород под влиянием оглеения в условиях застойного и застойно-промывного водного режимов. Сравнительная оценка изменения свойств кислого лёссовидного суглинка под влиянием оглеения в условиях моделирования глееобразования на фоне застойного и застойно-промывного водного режимов, приведена в табл. 10.

Несмотря на то, что в условиях рассмотренного эксперимента оценивалось последействие одного и того же почвообразовательного процесса – глееобразования – его влияние на свойства твердой фазы оказались различными в зависимости от типа водного режима. Именно особенности водного режима определили их важнейшие генетические различия. В условиях застойного водного режима в суглинистых породах наблюдались весьма несущественные изменения pH, обменного алюминия, гидролитической кислотности, степени насыщенности основаниями, содержания восстановленного железа в алюмосиликатной массе мелкозема, обезыливание. Напротив, глееобразование в анаэробно-аэробной среде на фоне застойно-промывного водного оказалось единственной причиной резкого увеличения (по сравнению с исходным лёссовидным суглинком) актуальной кислотности (на 1.5 единиц pH), гидролитической кислотности (в 4 раза), обменного алюминия (в 62 раза), кремнезема (на 1.3%), восстановленного железа (в 2.8 раза).

Особенно важным для формирования светлой окраски гор. A2 (E) в условиях глееобразования в анаэробной среде на фоне застойно-промывного водного режима являются потери 56% несиликатного железа, 86% марганца, 49% ила, компонентов, в значительной мере определяющих коричневатую окраску исходной почвообразующей породы. В результате в конце эксперимента лёссовидный суглинок приобрел характерную белесую окраску, особенно отчетливо выраженную в верхних 3–5 см образца. В этой связи следует подчеркнуть, что закономерности изменения кислого флювиогляциального песка в условиях рассматриваемого модельного эксперимента практически по всем основным физико-химическим и химическим параметрам соответствовали изменениям лёссовидного суглинка в результате воздействия глееобразования в условиях застойного и застойно-промывного водного режимов. Различия заключались только в том, что в песчаных породах при застойном режиме они проявлялись более отчетливо, чем это имело место в суглинках. Все это позволяет признать, что образование светлых кислых элювиальных горизонтов как в суглинистых, так и в песчаных почвах обусловлено действием единого механизма. Таким механизмом является глееобразование в анаэробно-аэробной среде в условиях застойно-промывного водного режима, то есть одна из форм широко распространенного процесса глееобразования. Изложенное позволяет рассматривать глееобразование как биогеохимический почвообразовательный процесс, который заключается в воздействии на минеральный субстрат почв и почвообразующих пород кислот, возникающих в анаэробной среде в результате ферментации органических веществ гетеротрофной микрофлорой. Глееобразование сопровождается восстановлением окисных форм металлов и несбалансированным выносом железа. Этот процесс при застойном водном режиме принципиально не меняет их свойства, а в условиях застойно-промывного режима является причиной образования светлых кислых элювиальных горизонтов в почвах любого гранулометрического состава. Поэтому деление почв со светлыми кислыми элювиальными горизонтами на две различные генетические группы: на песках – собственно подзолистые и подзолы, а на суглинках и глинах – лессивированные – ошибочно в генетическом отношении. Тем более неверно их классификационное деление на почвы разного генезиса. Рассмотренные данные модельных и полевых исследований свидетельствуют о том, что независимо от гранулометрического состава светлые кислые элювиальные горизонты ха-

Таблица 10. Сравнительная оценка изменений свойств кислого лёссовидного суглинка и кислого флювиогляциального песка под влиянием оглеения в условиях застойного и застойно-промывного водного режимов в модельном эксперименте. Продолжительность 2 года. Изменения по отношению к исходной почвообразующей породе (над чертой – застойный, под чертой – застойно-промывной режимы)

Параметр	Кислый лёссовидный суглинок	Кислый флювиогляциальный песок
pH водный	Увеличение pH на 0.45 ед. / Уменьшение pH на 1.50 ед.	Уменьшение pH на 0.40 ед. / Уменьшение pH на 1.30 ед.
pH солевой	Увеличение pH на 0.25 ед. / Уменьшение pH на 0.95 ед.	Уменьшение pH на 0.20 ед. / Уменьшение pH на 0.55 ед.
Обменные основания	Снижение Ca в 2 раза; Mg – без изменений / Снижение Ca в 6 раза; Mg – в 2 раза	Ca и Mg – без изменений / Ca и Mg – без изменений
Обменный алюминий	Увеличение в 2 раза / Увеличение в 62 раза	Без изменений / Увеличение в 2–3 раза
Гидролитическая кислотность	Увеличение на 9% / Увеличение в 4 раза	Увеличение в 2 раза / Без изменений
Степень насыщенности основаниями	Уменьшение на 4% / Уменьшение в 3.5 раза	Уменьшение в 2 раза / Уменьшение в 2 раза
SiO_2	Увеличение на 1.1% / Увеличение на 1.3%	Увеличение на 0.3% / Увеличение на 1.9%
Fe^{2+} в мелкоземе	Увеличение на 50% / Увеличение в 2.8 раза	Увеличение в 4.2 раза / Увеличение в 4.2 раза
Потери несиликатного железа из илистой фракции, %	18 / 56	35 / 54
Вынос алюминия из мелкозема, %	0 / 9	14.1 / 33
Вынос марганца из мелкозема, %	14 / 86	100 / 100
Обезыливание мелкозема (<0.001 мм), %	18 / 49	0 / 47
Цвет образца по окончанию модельного эксперимента	Сизовато-голубой / Белесовато-серый	Сизовато-серый / Белесовато-серый

рактеризуются одним и тем же механизмом их формирования – глееобразованием в условиях застойно-промывного водного режима в анаэробно-аэробной среде. По существу эта концепция развивает справедливую оценку процесса подзолообразования и формирования подзолистых почв, предложенную на заре становления почвоведения как фундаментальной науки В.В. Докучаевым и его выдающимися учениками: Н.М. Сибирцевым, А.В. Георгиевским, П.С. Коссовичем и другими исследователями.

ВЫВОДЫ

Рассмотренные данные позволяют сделать следующие выводы, раскрывающие особенности подзолообразования, его связь с гидрологическим режимом и роль глееобразования в форми-

ровании почв со светлыми кислыми элювиальными (то есть подзолистыми) горизонтами.

1. Кислотный гидролиз в аэробной среде при промывном водном режиме вызывает формирование неоподзоленных почв, недифференцированных по окраске и гранулометрическому составу. Обычно это бурые, темно-бурые и другие недифференцированные почвы с повышенной водопроницаемостью. Их профиль не подвержен переувлажнению и оглеению. Несмотря на присутствие в почвенном растворе фульвокислот и других органических кислот, кислый pH подстилки, почв и пород, промывной тип водного режима в их профилях отсутствуют признаки подзолообразования. Напротив, в верхних горизонтах происходит накопление железа и алюминия.

2. Глееобразование в анаэробной среде при наличии значительных масс органических кислот, как следствие интенсивной ферментации, есть процесс, влияние которого на почвообразование определяется типом водного режима. Процесс глееобразования может осуществляться в условиях застойного или застойно-промывного водного режимов. Следствием этого является формирование почв с существенно различными свойствами.

3. При застойном водном режиме и устойчивом глееобразовании имеет место относительно слабовыраженный процесс элювиирования преимущественно железа и марганца с образованием недифференцированных сильноглеенных почв: перегнойно-глеевых, торфянисто-глеевых, торфяно-глеевых и других. Это обусловлено тем, что в условиях застойного водного режима быстро наступает равновесное состояние между твердой и жидкой фазами, при котором элювиирование металлов с переменной валентностью в восстановленном состоянии осуществляется преимущественно только за счет их слабой диффузии к поверхностным аэрированным слоям вод, затапливающих почвы. Поэтому на поверхности таких почв можно обнаружить охристые отложения гидроокиси железа и марганца.

4. Из трех рассмотренных форм кислотного воздействия на минеральный субстрат только глееобразование в анаэробно-аэробных условиях на фоне застойно-промывного водного режима может быть причиной возникновения светлых кислых элювиальных горизонтов и профилей подзолистой почвы. Его следствием является формирование дифференцированных по цвету, гранулометрическому, химическому составу подзолов, подзолистых и других почв.

5. Из трех вероятных факторов образования светлых кислых элювиальных горизонтов (то есть лессиваж, кислотный гидролиз и глееобразование) реально ответственным за их возникновение является только один фактор – глееобразование в анаэробной среде на фоне застойно-промывного водного режима. Поэтому процесс подзолообразования является моногенетичным почвообразовательным процессом.

6. Принципиальные особенности образования подзолистых почв и светлых кислых элювиальных горизонтов на песках и на суглинках тождественны. Они обусловлены процессом глееобразования в условиях застойно-промывного водного режима на кислых или выщелоченных породах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Высоцкий Г.Н.* Глей // Почвоведение. 1904. № 4. С. 291–327.
2. *Георгиевский А.В.* К вопросу о подзоле // Мат–лы по изучению русских почв. 1888. Вып. IV. С. 1–48.
3. *Докучаев В.В.* О подзоле // Тр. Вольного экономического общества. 1880. Т. 1. Вып. 2. С. 142–150.
4. *Докучаев В.В.* Способ образования речных долин европейской России (1873) // Собр. соч. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1949. Т. 1. 496 с.
5. *Дюшофур Ф.* Основы почвоведения. Эволюция почв. М.: Прогресс, 1970. 587 с.
6. *Зайдельман Ф.Р.* Генезис и проблемы классификации почв со светлыми кислыми элювиальными горизонтами // Почвоведение. 2004. № 2. С. 233–242.
7. *Зайдельман Ф.Р.* Генезис и экологические основы мелиорации почв и ландшафтов. М.: Книжный дом Университет, 2009. 720 с.
8. *Зайдельман Ф.Р.* Диагностика подзолистых и лессивированных, псевдоглеевых и оглеенных подзолистых почв на современном этапе // Почвоведение. 1973. № 1. С. 130–140.
9. *Зайдельман Ф.Р.* Естественное и антропогенное переувлажнение почв. СПб.: Гидрометиздат, 1992. 288 с.
10. *Зайдельман Ф.Р.* Закономерность формирования светлых кислых элювиальных горизонтов в профиле почв. Диплом № 37 // Научные открытия (краткие описания за 1996–1997 гг.). Приоритет от 28 июля 1974 г. М.: Изд-во РАЕН и ААНО, 1997. С. 14.
11. *Зайдельман Ф.Р.* Лессиваж и его связь с гидрологическим режимом почв // Почвоведение. 2007. № 2. С. 133–144.
12. *Зайдельман Ф.Р.* Подзоло- и глееобразование. М.: Наука, 1974. 204 с.
13. *Зайдельман Ф.Р.* Признаки лессиважа в автоморфных и гидроморфных почвах Восточно-Европейской равнины // Вест. Моск. ун-та. Сер. 17, почвоведение. 2006. № 3. С. 17–23.
14. *Зайдельман Ф.Р.* Процесс глееобразования и его роль в формировании почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1998. 300 с.
15. *Зайдельман Ф.Р., Нарокова Р.П.* Глееобразование при застойном и промывном режимах в условиях лабораторного моделирования // Почвоведение. 1978. № 3. С. 37–45.
16. *Зайдельман Ф.Р., Соколова Т.А., Нарокова Р.П.* Изменение содержания, химического и минералоги-

ческого состава илистой фракции трех почвообразующих пород под влиянием оглеения в условиях модельного опыта // Вест. Моск. ун-та. Сер. 17, почвоведение. 1978. № 1. С. 46–53.

17. *Кауричев И.С., Ноздрунова Е.М.* Общие черты генезиса почв временного избыточного увлажнения // Новое в теории оподзоливания и осолодения почв. М.: Изд-во АН СССР, 1964. С. 46–61.
18. *Коссович П.С.* Основы учения о почве. СПб., 1911. Ч. 1. Вып. 1. 264 с.
19. *Перельман А.И.* Почва как биокосная система земной коры // Тр. X Международн. конгр. почвоведов. М.: Наука, 1974. Т. 6 (1). С. 28–32.
20. *Пономарева В.В.* Теория подзолообразовательного процесса. М.: Наука, 1964. 380 с.
21. *Пономарева В.В., Рагим-Заде А.И.* Сравнительное изучение фульвокислот и гуминовых кислот как агентов разложения силикатных минералов // Почвоведение. 1969. № 3.
22. Почвоведение / Ред. И.С. Кауричев. М.: Колос,1982. 492 с.
23. *Роде А.А.* К вопросу об оподзоливании и лессиваже // Почвоведение. 1964. № 7. С. 9–23.
24. *Рожнова Т.А.* Почвенный покров Карельского перешейка. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 184 с.
25. *Руднева Е.Н.* Почвенный покров Закарпатской области. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 227 с.
26. *Сибирцев Н.М.* Почвоведение. СПб., 1900–1901. 544 с.
27. *Сюта Я.* Влияние восстановительных процессов и подкисления на растворимость минеральных соединений почв // Почвоведение. 1962. № 2. С. 62–72.
28. Толковый словарь по почвоведению / Под ред. А.А. Роде. М.: Наука, 1975. 286 с.
29. *Тонконогов В.Д.* Глинисто-дифференцированные почвы европейской России. М.: Изд-во РАСХН, 1999. 156 с.
30. *Томашевский Я.Я.* Критические замечания по терминологии и сущности процессов и явлений, происходящих в почве // Почвоведение. 1967. № 3. С. 139–141.
31. *Ярилова Е.А., Зайдельман Ф.Р., Нарокова Р.П.* Изменение микроморфологического строения и первичных почвообразующих пород под влиянием оглеения // Почвоведение. 1985. № 7. С. 91–102.
32. *Ярков С.П.* Почвы лесолуговой зоны. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 318 с.
33. *Lutwick L.E., Delong W.A.* Leachates from decomposing leaves. 11. Interaction with soils-forming materials // Canad.Y. Agricult. Sci. 1954. V. 34. № 2. P. 203–213.
34. *Ramann E.* Bodenkunde. Berlin: Springer, 1911.

ПОЧВОВЕДЕНИЕ, 2010, № 4, с. 399–411

ГЕНЕЗИС И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

УДК 631.48

МОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ДИАГНОСТИКА ПОЧВООБРАЗОВАНИЯ В АНТРОПОГЕННО-ИЗМЕНЕННЫХ ПОЙМАХ РЕК НА ТЕРРИТОРИИ МОСКВЫ

© 2010 г. Т. В. Прокофьева[1], О. А. Варава[1], С. Н. Седов[2], А. М. Кузнецова[3]

[1] Факультет почвоведения МГУ им. М.В. Ломоносова, 119991, Москва, Ленинские горы

[2] Instituto de Geología, Universidad Nacional Autonoma de México, Ciutad Universitaria, C.P.04510, D.F., Mexico

[3] Биологический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, 119991, Москва, Ленинские горы

Поступила в редакцию 25.12.2008 г.

В настоящее время происходит активное включение в городскую территорию долинных, в частности, пойменных ландшафтов. При этом нарушается нормальное функционирование почв речных долин, аллювиальные отложения и почвы погребаются под толщей антропогенного материала. Изучены четыре профиля типичных городских почв – урбаноземов, сформировавшихся в черте Москвы на территориях пойм р. Москва и ее малых притоков. Описаны макро- и микроморфологические свойства, проведено субмикроморфологическое исследование материала из некоторых горизонтов, определены химические и физико-химические показатели. Выявлено, что при выходе из аллювиального педогенеза влияние грунтовых вод на почвы пойм и низких террас речных долин сохраняется; замещение аллювиального педоседиментогенеза урбопедоседиментогенезом происходит не строго последовательно, а постепенно с периодом параллельного протекания урбо- и аллювиальных педоседиментационных процессов; диагностическими признаками для урбо-аллювиального педогенеза могут служить наличие в серединных горизонтах глинистых и глинисто-карбонатных натеков и в нижних подтопленных горизонтах новообразованных фосфатов железа и кальция.

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время в силу различных социально-экономических причин происходит активное включение в городскую территорию долинных, в частности, пойменных ландшафтов. В таких условиях нарушается нормальное функционирование долинных массивов, аллювиальные отложения часто погребаются под толщей антропогенного материала. В Москве мощность техногенных отложений варьирует от 2–4 до 15–17 м и более на территориях древней застройки и в местах засыпанных речных долин, где аллювиальное осадконакопление сменяется техногенным. При полевом описании верхних горизонтов этой толщи и изучении дневной поверхности практически невозможно отличить территории долин от водораздельных участков. Здесь формируются городские почвы – урбаноземы, профиль которых состоит из специфических гумусово-аккумулятивных горизонтов (урбик, U), содержащих большое количество антропогенных включений и образующихся на поверхности одновременно с постепенным отложением городского культурного слоя. Урбанозем имеет нейтральную или щелочную реакцию среды, большое количество органического углерода. В этих почвах присутствует большое количество подвижных форм P и K [10]. В городскую почву с пылью и строительным мусором поступают такие макроэлементы, как Fe, Mg, Ca. Обнаружено повышенное содержание тяжелых металлов [13].

В бассейне Москвы-реки насчитывается более 1500 рек, речек и ручьев. Более 500 из них в настоящее время исчезли с поверхности (заключены в подземные коллекторы или полностью засыпаны) [7]. Густота водотоков говорит о повсеместном распространении на территории города пойменных и долинных участков, находящихся под их влиянием. Каждая долина реки является областью разуплотнения горных пород, что приводит к формированию трещин бортового и донного подпора, то есть зоны повышенной водопроницаемости, линейно сопровождающей долину. Это приводит к формированию подрусловых потоков подземных вод. Даже при заборе реки в трубу или засыпке грунтом подрусловый поток сохраняется неопределенно долгое время, и исполняет роль дрены для грунтовых вод или сопровождает коллекторы сточных вод, проложенные по тальвегам и руслам [3, 9].

На фоне обычных для естественных аллювиальных луговых почв процессов переувлажнения нижней части профиля в верхних горизонтах протекают процессы, характерные для современного автоморфного урбопедогенеза [2]. Детальное морфологическое исследование на разных уров-

нях организации, дополненное химическими данными, поможет диагностировать новые процессы и режимы, "вторгшиеся" в пойменные почвы в связи с урбанистическими, седиментационными, геоморфологическими и геохимическими факторами. В условиях сходства макроморфологических признаков аллювиального и техногенного осадконакопления микроморфологическая диагностика может пролить свет на сочетание этих процессов.

В задачи нашего исследования входило всестороннее изучение морфологических свойств почв пойменных и долинных территорий в целях определения особенностей их генезиса.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Были исследованы четыре почвенных профиля, расположенные в различных районах Москвы и формирующиеся на территориях пойм Москвы-реки и ее притоков.

Болотная площадь (пл. Репина) в центре Москвы возникла в Замоскворечье на территории пойменного болота (от него возникло первое название, с 1845 г.). Во второй половине XVIII–XIX вв. здесь стояли каменные и деревянные лавки и лабазы купцов. В 1940 гг. на площади разбит сквер. В 1783–1786 гг. вдоль центральной излучины Москвы-реки проложен водоотводный канал. Трасса канала проходит по заболоченной низине, бывшей когда-то староречьем. В конце XIX в. набережная была облицована камнем, и территория окончательно вышла из поемного режима [8]. Исследуемый участок приподнят на 2–3 м над природным уровнем за счет накопившегося культурного слоя. Здесь исследованы два почвенных профиля (разр. БП1 и БП2). Первый (разр. БП1) заложен непосредственно на территории сквера, в 70 м от русла водоотводного канала. Вскрытая здесь почва состоит из серии разновозрастных урбиковых горизонтов, вскипающих на всю глубину и перекрытых техногенными горизонтами в процессе конструирования газона. Из гор. U3g на глубине 120–150 см отобраны образцы ненарушенного строения для изучения под электронным микроскопом.

Другой разрез (БП2) представлял собой зачистку аварийного раскопа на проезжей части Болотной набережной на месте пересечения ее с Фалеевским переулком в 30 м от русла водоотводного канала. Мощность асфальто-бетонного покрытия составляет около 40 см. Расстояние между двумя разрезами на Болотной площади – 40 м, в связи с чем есть основания для корреляции их урбиковых горизонтов (гор. U3g и U3G соответственно разр. БП1 и БП2).

На территории парка Москворецкий в районе Крылатское был заложен разрез в пойме малого ручья в устье Поповского оврага (разр. К34) между велотреком и ул. Крылатские холмы на участке нерасчлененных первой и второй террас Москвы-реки. На исследуемом участке ручей был убран в коллектор. В 30 м от места заложения разреза сохранились одиночные фруктовые деревья среди разнотравно-злакового луга с включением рудеральных видов.

Четвертый профиль сформировался на полуострове на правом берегу Москвы-реки, северо-восточнее пристани Троице-Лыково (разр. ТЛ) также на территории парка Москворецкий. Разрез был заложен на небольшом возвышении в 25 м от русла реки на рекреационном участке, на разнотравно-злаковом лугу с признаками деградации. Большая часть полуострова занята характерной пойменной растительностью, в центре находятся огороженные пруды (отстойники-пескоуловители), а также коллектор с заключенным в него водотоком. Почва, вскрытая на участке, состояла из серии урбиковых горизонтов общей мощностью 80 см. В нижней части профиля на глубине 89 см вскрываются грунтовые воды.

Название почвам дано по классификации, представленной в учебном пособии "Антропогенные почвы" [4].

Микроморфологические исследования проводились в прозрачных шлифах, приготовленных из образцов почв ненарушенного сложения, под поляризационным микроскопом ПОЛАМ-Л-213М (увеличение ×20, ×100, ×200).

Субмикроскопические исследования – с помощью сканирующего электронного микроскопа. Воздушно-сухие монолитные образцы приклеивали на предметные металлические столики и напыляли методом ионного распыления на установке IB-3 фирмы Eiko; материал покрытия – сплав Au-Pd. Подготовленные образцы просматривали в электронном сканирующем микроскопе фирмы Jeol модификация JSM-638LA. Элементный анализ проводился с использованием рентгеновского микроанализатора EDS JED-2300.

Химические исследования проведены по общепринятым методикам. Определены следующие показатели: pH – потенциометрическим методом; процентное содержание органического углерода (гумуса) – по методу Тюрина в модификации Никитина; карбонатов – волюметрически; подвижных фосфатов – в вытяжке Мачигина; сумма обменных Ca^{2+} и Mg^{2+} определялась комплексонометрическим методом после вытеснения катионов 1 M NaCl; содержание валовых форм тяжелых металлов (свинца, меди и цинка) исследовали при помощи лазерно-искровой эмиссионной спектрометрии. Кроме того, почти во всех горизонтах в полевых условиях был измерен окислительно-восстановительный потенциал (**ОВП**) при помощи полевого pH-метра-милливольтметра "pH-410".

СТРОЕНИЕ И МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПРОФИЛЕЙ

Исследованы специфические городские почвы – урбаноземы, образовавшиеся на урботехногенных отложениях (культурных слоях) различной мощности, подстилаемые аллювиальными отложениями.

Р а з р. Б П 1 (Болотная площадь) – техно-убанозем мощный карбонатный супесчаный на культурном слое. Верхняя часть профиля состоит из серии техногенных горизонтов, верхние два из которых мощностью 24 см являются рекультивантом под строительство газона (гор. RAT, TCH1). Под ними залегают слои шлаков, строительных обломков, угля и др. общей мощностью 25 см (гор. TCH 2, 3, 4 см). Корни травянистой растительности в основном приурочены к верхним рыхлым рекультивационным горизонтам, древесные корни проходят глубже сквозь толщу техногенных отложений.

Нижняя часть профиля состоит из серии горизонтов урбик (U) супесчаного гранулометрического состава, серовато-бурых тонов окраски с плитчато-комковатой структурой, большим количеством антропогенных включений (строительного и хозяйственного мусора, древесины средней и сильной степени разложенности). До 122 см горизонты не имеют явных признаков оглеения, однако морфологически выделяются обильные железисто-марганцевые примазки (гор. U1 и U2). В тех же горизонтах отмечен обильный грибной мицелий. Нижний гор. U3g характеризуется видимыми признаками оглеения в виде охристых пятен и хорошо выраженных пленок по граням структурных отдельностей с глубины 90 см. Кроме того, отмечены красновато-бурые скопления полусферолитных новообразований также по граням структурных отдельностей.

Р а з р. Б П 2 (Болотная площадь) – экранозем мощный карбонатный оглеенный на культурном слое. Почва вскипает от HCl (10%) на всю глубину. С глубины 108 см сочится вода, однако из-за значительной глубины раскопа, вскрывающего подстилающие культурный слой отложения, происходит дренирование обводненных горизонтов. Под дорожным покрытием залегает гор. U (0–34 см), аналогичный гор. U предыдущего разреза. Ниже примерно до уровня капиллярной каймы грунтовых вод выделен урбиковый гор. U1 (до 103 см) более чем на 50% состоящий из антропогенных включений (кирпича, известкового раствора, обуглившейся древесины). Окраска горизонта неоднородная, но без явных редоксиморфных признаков. Ниже, до 124 см, вскрывается аналогичный гор. U2g, но с меньшим количеством включений и признаками оглеения. Под ним залегает сильно оглеенный горизонт U3G слабо выраженной творожистой структуры, буровато-сизовато-серый с отдельными антропогенными включениями. Отмечены охристые и красно-бурые пленки и скопления полусферолитных новообразований по граням структурных отдельностей. Мы коррелируем его с гор. U3g разр. БП2. На дне разреза выделен аналогичный гор. U4G, но с отсутствием железистых пленок, более четким чередованием линз минерального материала и многочисленных фрагментов с преобладанием органических остатков.

Р а з р. К 3 4 (Крылатское) – урбанозем среднемощный среднесуглинистый на урбо-деллювиальных отложениях, подстилаемых аллювием. Почва слабо вскипает от HCl (10%) с глубины 10 см, с 20 см и ниже – вскипание бурное. Профиль на всю вскрытую мощность состоит из урбиковых горизонтов серовато-коричневых оттенков, легкосуглинистых, уплотненных, с умеренным количеством антропогенных включений. Верхняя часть профиля до 19 см представляет собой дернину (гор. Ad) с подстилающим ее гумусово-аккумулятивным горизонтом комковатой структуры (гор. A), сформировавшемся в толще материала урбиковых горизонтов за время, прошедшее после сноса деревни Крылатское (около 30 лет). Ниже по профилю (с 30 см) в непреобразованных урбиковых горизонтах появляются признаки оглеения. В нижнем перегнойном с признаками урбопедогенеза гор. UH (52–83 см) обнаружены средне- и сильноразложенные остатки растений, по всему горизонту по ходам корней – охристые натеки и красновато-бурые корки по граням структурных отдельностей.

Р а з р. Т Л (Троице-Лыково) – урбанозем среднемощный легко-суглинистый, зарастающий луговой растительностью. Под дерниной и маломощным гумусовым гор. A залегают урбиковые гор. U1 и U2 с горизонтально ориентированной структурой и серовато-бурой окраской, содержащие включения строительного и бытового мусора. В гор. U3g (60–90 см) появляются явные признаки переувлажнения. Структура меняет характер – появляются признаки творожистости. Описаны охристые пленки по ходам корней и граням структурных отдельностей. Ниже его сменяет глеевый гор. G, насыщенный водой, сизого цвета, с включениями средне- и сильноразложенных растительных остатков, редкими черными стяжениями по граням структурных отдельностей.

МИКРОМОРФОЛОГИЯ ГОРИЗОНТОВ

Из р а з р. Б П 1 на микроуровне рассмотрены лишь урбиковые горизонты. Из исследования исключены верхние насыпные или обедненные мелкоземом техногенные горизонты.

Для урбиковых гор. U1 (56–92 см) и U2 (92–122 см) характерна гетерогенность. Большая

часть материала имеет рыхлое сложение и зернистую структуру, связанную с проработкой мезофуной. В то же время наблюдаются компактные осветленные блоки с пылевато-плазменным микростроением, где гумусово-глинистая плазма цементирует мелкие неокатанные зерна минералов. При этом фиксируется локальное разрушение мезофауной этих компактных оглеенных блоков, также заметны глинистые кутаны с признаками разрушения. Присутствуют включения – фрагмент известняка обломки кирпича; новообразования – игольчатый кальцит (люблинит), необильный локализованный в порах, многочисленные железистые стяжения.

С глубины 122 см гор. U3 (122–176 см) вещество имеет другой характер. Материал более компактный, слоеватый, появляется карбонатная пропитка. Плазма глинисто-железистая бурая, в отдельных местах заметны железистые пленки по поверхностям минеральных зерен и агрегатов, а также ожелезненные остатки корней (рис. 1а). Микросложение агрегированное, но в отдельных местах компактные осветленные агрегаты имеют признаки разрушения.

Обнаружены сферические новообразования, концентрирующиеся по граням агрегатов, стенкам пор, а также по крупным зеренам скелета. Характерной их особенностью является сфероидальная, радиально-лучистая структура на изломе, в ряде случаев отмечены хорошо выраженные следы роста. Размер агрегатов 0.05–0.1 мм, реже до 0.3 мм. Цвет темно-желтый, красновато-желтый, бурый. Агрегаты изотропные, в редких случаях заметно слабое воздействие на поляризационный свет (слабая анизотропность) в основном у крупных агрегатов. В этом случае отмечаются серые или белые интерференционные окраски первого порядка, погасание прямое. Коэффициент преломления порядка 1.6–1.65. Полусферолиты растут по стенкам пор, часто срастаясь, а округлые сферолиты – в поровом пространстве. При изучении с помощью электронного микроскопа отмечено волокнистое строение рассматриваемых образований с толщиной индивидуальных волокон 1–2 мкм и длиной около 10 мкм. На поверхности сферических образований отмечены ячеистые структуры (“соты”). При микроанализе диагностируются кислород, железо, фосфор, кальций и незначительное количество углерода (рис. 2).

Р а з р. Б П 2. Верхний горизонт разреза (гор. U, 0–34 см) имеет неоднородное микростроение с преобладанием участков, обогащенных скелетным материалом, в то же время присутствуют агрегаты, сцементированные гумусово-глинистой плазмой. Большое количество микрокристаллического кальцита находится в порах. Заметны отдельные разрушающиеся глинистые и железистые пленки на зернах минералов. Органическое вещество имеет сгустковый характер. Присутствуют включения крупных фрагментов карбонатно-силикатного строительного раствора (рис. 1б).

Гор. U1 (34–103 см, описано 2 шлифа с глубин 50 и 80 см) отличается более компактным сложением, большим содержанием плазмы, причем ее состав меняется: наряду с бурой гумусово-глинистой плазмой появляется большое количество микрокристаллических карбонатов (сероватая микритовая плазма). Эта плазма иногда приобретает бурый оттенок, возможно из-за присутствия тонкодисперсных оксидов железа или фосфатов. По порам и в общей массе также заметны скопления микрокристаллического кальцита. Присутствуют единичные деформированные глинистые натеки (рис. 1в). Появляется большое количество довольно крупных растительных остатков слабой и средней степени разложенности углистых частиц, а также ожелезненных корней. Присутствуют многочисленные микрофрагменты обожженной глины: кирпичи, керамика. В нижней части структура становится более рыхлой, и наряду с новообразованиями карбонатных корок по стенкам пор, появляются сферолиты, а также карбонатные включения.

С глубины 103 см (гор. U2g, 103–124 см) появляются слабовыраженные признаки оглеения. Состав материала снова меняется – увеличивается доля скелета, плазма уже карбонатно-глинистая серо-бурая, анизотропная, с яркой интерференционной окраской (рис. 1г). В шлифе выделяются крупные агрегаты и поры-трещины, камеры. Органическое вещество местами входит в состав плазмы, обнаруживается в виде сгустков, пленок по граням зерен. Заметны экскременты мезофауны по ходам корней. Присутствуют глинистые пленки по граням зерен минералов, а также деформированные натеки и растрескавшиеся сгустки глинистой плазмы. По стенкам пор встречаются выпадения микрокристаллического кальцита, местами также отмечены тонкие железистые пленки. Обнаружены мелкие рассеянные в тонкодисперсном веществе кристаллы вивианита и отдельные недооформленные сростки, а также единичный сросток кристаллов β-керченита – голубой, плеохроирующий, игольчатой формы, с яркой интерференционной окраской. Замечено большое количество фрагментов известкового строительного раствора.

Материал гор. U3G плотный, осветлен, имеет однородное плазменно-пылеватое микростроение, встречаются отдельные крупные зерна минералов. Плазма гумусово-глинистая с примесью карбонатного материала. Присутствуют обильные карбонатные новообразования, в частности плотные карбонатные корки по стенкам пор (рис. 3). Замечены нехарактерные для урбиковых горизон-

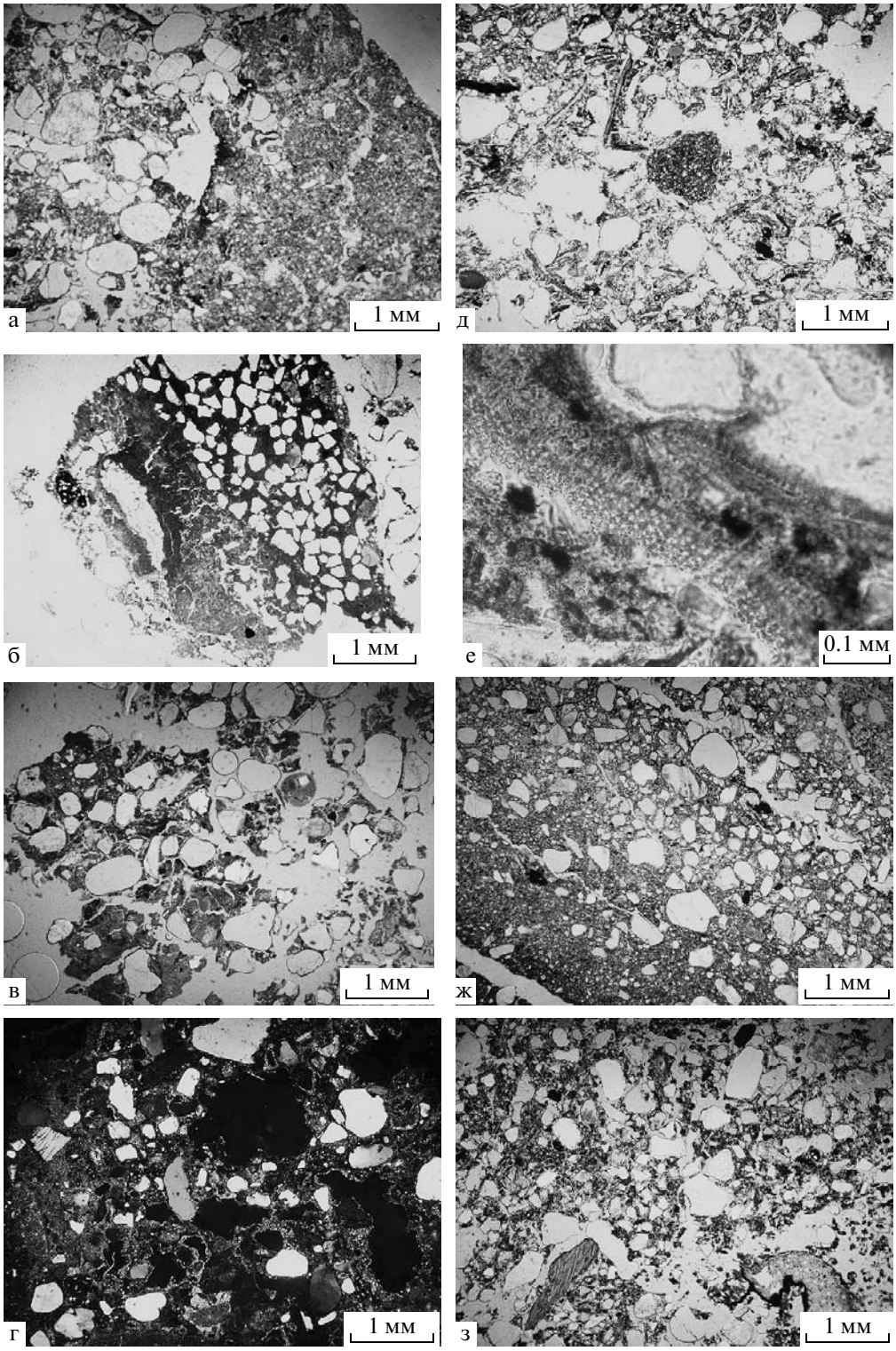


Рис. 1. Микроморфологические свойства урбаноземов городских пойм: а) N | |, сочетание фрагментов урбаногенного материала и осветленного аллювиального материала, по грани аллювиального микрофрагмента феррифосфатная пленка; б) N | |, растворение ожелезненного включения карбонатного строительного раствора и перекристаллизация кальцита; в) N | |, сочетание зон с глинисто-железисто-карбонатной плазмой и глинистой ориентированной плазмой (возможно деформированный глинистый натек); г) N +, плазма, пропитанная микрокристаллическим кальцитом; д) N | |, включение кирпича в погребенном перегнойном горизонте; е) N | |, высвобождение фитолитов из растительных остатков; ж) N | |, аллювиальная слоистость; з) N | |, зоогенная микроструктура поверхностного горизонта.

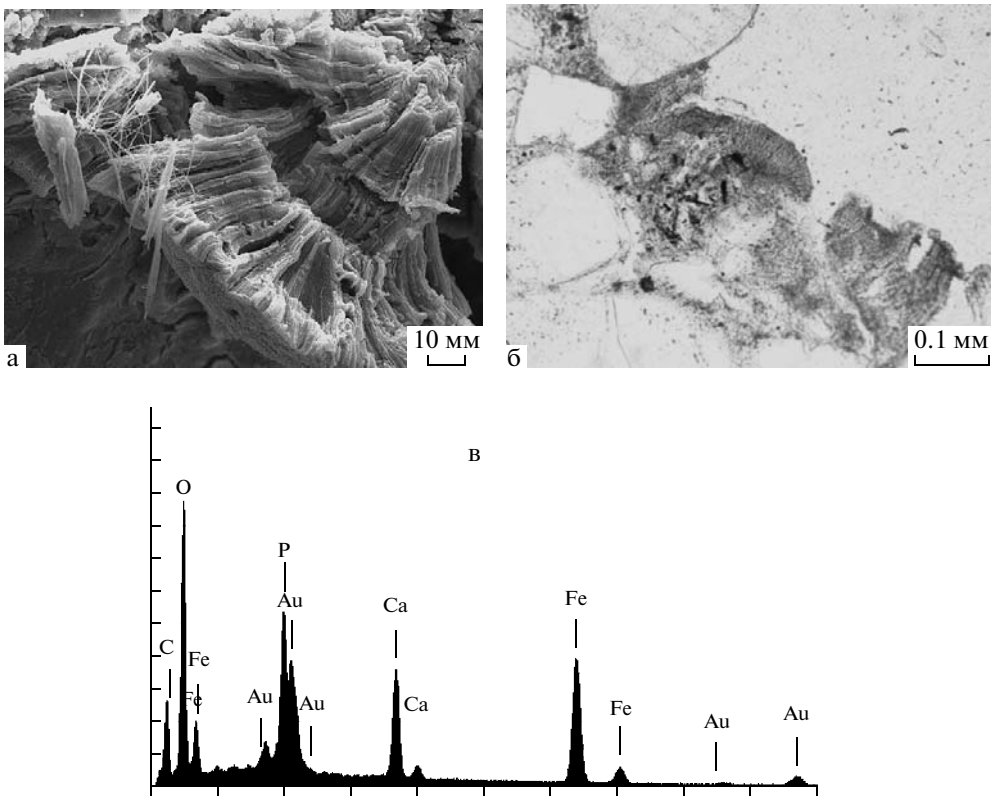


Рис. 2. Минеральные новообразования железо-фосфатов: а – вид под электронным микроскопом, б – в шлифе, в – состав.

тов глинистые натеки in situ. Обнаружены синевато-зеленые кристаллы минералов вивианит-керченитового ряда, переходящие в кристаллы бурого цвета (возможно оксикерчинит). Также встречается большое количество железисто-марганцевых конкреций разного размера с заметными слоями нарастания, а также железистые сгустки и волокнистые формы гидроксида железа (гетита). Таким образом, в одном горизонте присутствуют несовместимые признаки суспензионной миграции глины, карбонаты и признаки оглеения. При этом весьма вероятно, что карбонатным этот горизонт был все время своего формирования.

Ниже залегает гор. U4G, состоящий из равномерной смеси крупной пыли с многочисленными фрагментами органических остатков. Вытянутые растительные остатки имеют разнообразную ориентацию. Обнаружены опаловые фитолиты не вполне высвободившиеся из растительных тканей (рис. 1е). Упорядоченный характер их залегания свидетельствует об отсутствии турбаций в момент отложения материала горизонта. Заметны экскременты мезофауны как в общей массе, так и внутри остатков растений, гифы грибов. В порах и общей массе обнаружежны мелкокристаллические карбонаты и карбонатные сферолиты (крестообразно погасающие в скрещенных николях). Видны единичные железистые стяжения. Кое-где на растительных остатках заметны прозрачные мелкокристаллические выделения (возможно вивианит). Обнаружены включения обломков кирпича (рис. 1ж), кость, разрушающиеся карбонатные включения, а также большое количество створок диатомовых водорослей, раковины раковинных амеб, что свидетельствует об очень влажных условиях на всех этапах формирования горизонта (возможно старично-болотных).

Р а з р. К 3 4. Верхний гор. A (6–12 см) неравномерно прогумусирован, микростроение плазменно-песчаное, глинисто-железистая плазма покрывает зерна крупного песка. В то же время присутствуют пылеватые и среднепесчаные линзовидные микрофрагменты, кроме того, обнаружен окатанный микрофрагмент иллювиального горизонта естественной текстурно-дифференцированной почвы. Новообразования железа представлены редкими стяжениями и нодулями. Присутствуют органические остатки слабой степени разложенности, частично углефицированные; включения карбонатного материала. Подстилающий гор. AU (12–19 см) имеет сходное микростроение. Он в целом слабо агрегирован, лишь на отдельных участках наблюдается зоогенная структура. Плазма гумусово-же-

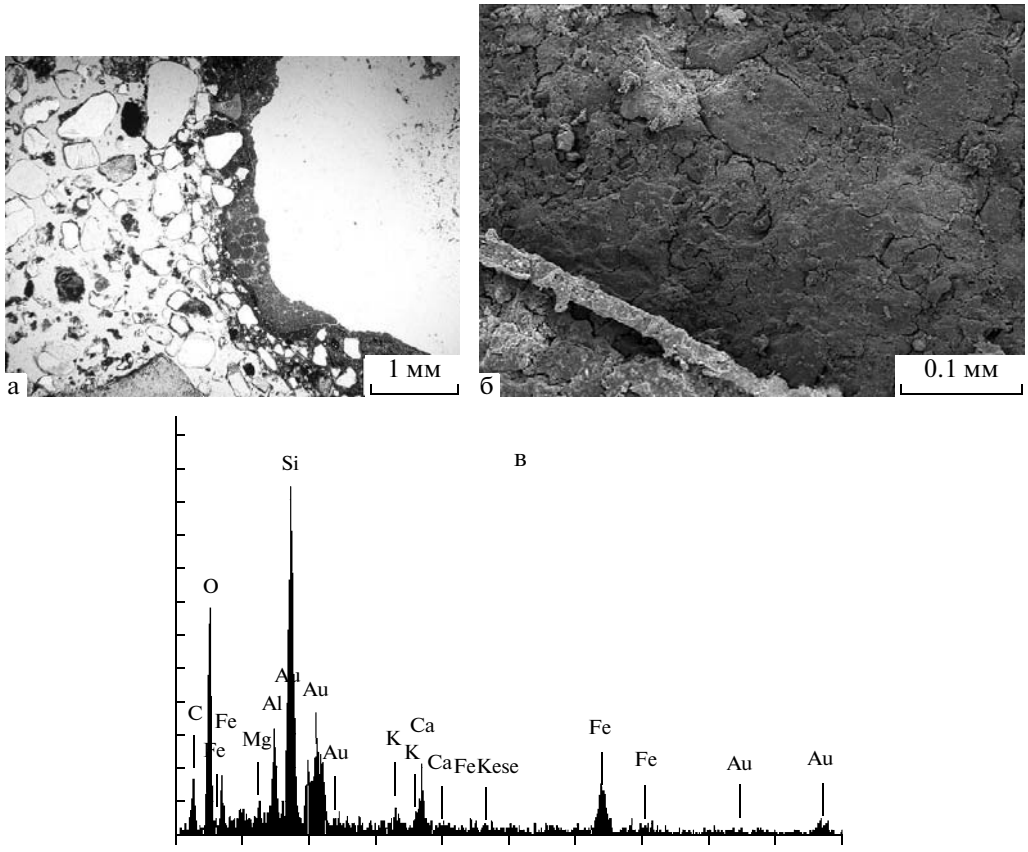


Рис. 3. Глинисто-карбонатный натек: а – в шлифе сложная кутана с глинисто-карбонатными сегментами и карбонатной коркой сверху; б – под электронным микроскопом; в – элементный состав глинисто-карбонатного натека.

лезистая с проникновением карбонатов, заметны темные бурые железистые стяжения.

Ниже, в гор. U1 (19–34 см), с глубины 20 см появляются разрушающиеся под действием мезофауны блоки компактного пылеватого осветленного материала. Осветленные компактные фрагменты включены в более рыхлую песчанисто-гумусированную массу. Плазма железисто-гумусовая, на отдельных участках карбонатная, местами заметны сгустки более темной буроватой изотропной гумусовой плазмы со средне разложенными органическими остатками, глинистые натеки по трещинам. Обнаружен ожелезненный кусок известкового раствора.

Ниже (гор. U2, 34–52 см) появляется отчетливая микрослоистость. В шлифе наблюдается переслаивание плотно сцементированного тонкого пылевато-плазменного материала, разбитого трещинами и крупно-пылевато-песчаного неагрегированного материала, обедненного плазменным веществом (рис. 1ж). Поры – горизонтальные трещины, ожелезнение и осветление хорошо выражены по граням структурных отдельностей. Есть неслоистые и плохоориентированные глинистые натеки.

Гор. [UH] (52–83 см) заметно отличается от предыдущего. Он песчанистый, гетерогенный, структура компактно-блоковая, микросложение рыхлое, поры неправильной формы, материал локально переработан фауной. На отдельных участках сгустки железистой изотропной яркобурой плазмы по порам, а также железисто-карбонатные нодули. Большое количество органических остатков разной степени разложенности, в том числе углефицированных, ожелезненных. Присутствуют обломки известкового раствора. Обнаружены новообразованные минеральные скопления бурого цвета, волокнистые, сферической и полусферической формы.

Р а з р. Т Л. Верхний горизонт разреза – гумусово-аккумулятивный (гор. А, 0–8 см) с развитой зоогенной структурой, глинисто-гумусовой плазмой, распределенной сгустками среди крупных слабоокатанных зерен скелета. Он образовался по урбиковому горизонту в связи с чем в нем присутствуют антропогенные включения.

В гор. U1 (8–16 см) сильно уменьшается гумусированность, но еще заметны проявления зоогенного агрегирования (рис. 1з). В общей пылевато-скелетной массе обнаружены угловатые

спрессованные блоки тонкодисперсного вещества с признаками оглеения. Присутствуют карбонаты: в общей массе в виде антропогенных включений, в блоках – тонкодисперсные. Появляются железистые пятна, а также пленки ожелезнения на зернах скелета.

В гор. U2 (16–60 см) заметна микрослоистость: слои грубого песка, характерные для микростроения городских почв, и слои более тонкодисперсного осветленного плазменно-пылеватого материала с включениями крупных песчаных зерен. Плазма глинистая, местами глинисто-гумусовая. Заметна ориентация микрочастиц глины по граням зерен и стенкам пор. В тонкодисперсных слоях встречаются отдельные карбонатные зерна, в грубом песке их нет. В гор. U3g на глубине 60 см увеличивается прогумусированность, плазма глинисто-гумусовая, заметна чешуйчатая ориентация глинистой составляющей. Структура блоковая, разбитая горизонтальными трещинами, не биогенная, встречаются углистые частицы, растительные остатки средней степени разложенности, некоторые из них ожелезнены. Ожелезнение проявляется также по стенкам пор. Поры – крупные трещины, также заметны мелкие поры неправильной формы горизонтально ориентированы. Встречаются единичные глинистые пленки по порам и зернам скелета. Карбонаты обломочные первичные. Обнаружены окатанные фрагменты керамики. Также отмечены сгусток игольчатых новообразованных минералов в поре, они бесцветны, с серыми цветами интерференции, покрыты железистыми пленками и окружены железисто-гумусовыми сгустками. При увеличении ×200 хорошо заметны скопления радиально-лучистых концентрически нарастающих минералов. Нижний гор. G (89–110 см) пылеватый, очень компактный с линзами слабо-, среднеразложенного растительного материала, с глинисто-гумусовой плазмой и горизонтальными трещинами. Заметна микрослоистость – слои сортированного материала. Встречаются отдельные железистые концентрические стяжения и конкреции.

Итак, сферические радиально-лучистые конкреции находятся в нижних горизонтах разр. БП1 и К34 на глубине 122 и 58 см соответственно, и в гор. U3G и U3g разр. БП2 и ТЛ на глубине 124 и 60 см. Все упомянутые горизонты залегают в зоне периодического подтопления и формирования восстановительных условий (ОВП менее 200 мВ).

В табл. 1 приведена краткая характеристика химического и физико-химического состояния исследуемых почв. К характерным особенностям можно отнести нейтральную или слабощелочную реакцию среды (pH 6–7), причем в профиле перекрытой асфальтом почвы (разр. БП2), сдвиг pH в щелочную сторону выражен значительно сильнее, чем в открытых разностях, что связано с большим количеством антропогенных включений, продукты разрушения которых не вымываются. Увеличение содержания легкорастворимых фосфатов (в среднем 200 мг/100 г соответственно), а также количества органического вещества (2–7%), наиболее ярко выражено в профиле древнего мощного урбанозема на Болотной площади (разр. БП1). Отмечено появление свободных карбонатов в количестве от 0.2% в урбаноземе в пойме малого ручья в Крылатском до 9% в карбонатном экраноземе на Болотной площади. Кроме того, техногенные и урбиковые горизонты почв в центре города загрязнены тяжелыми металлами, такими как свинец, медь и цинк, в то время как в почве на окраине (разр. ТЛ) содержание этих элементов превышено незначительно.

В профилях исследуемых почв присутствуют признаки гидроморфизма. При полевом измерении обнаружены отрицательные (до –120 мВ) значения ОВП в обводненных горизонтах разр. БП2 и ТЛ. Невысокие значения ОВП (до 150–200 мВ) зафиксированы в нижних горизонтах, обсыхающих в межень. В урбиковых горизонтах, даже имеющих морфологические признаки переменного окислительно-восстановительного режима, ОВП составляет от 300 до 400 мВ.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

И городские, и аллювиальные почвы синседиментогенны и имеют целый ряд схожих микроморфологических признаков (табл. 2). Это легкий гранулометрический состав, о чем можно судить по обилию скелетного материала в шлифах, элементы слоистости почвенной массы, слабо заметные при полевом описании, однако прослеживающиеся на микроуровне, присутствие переотложенных микрофрагментов почв и осадков. Слои или микрофрагменты могут состоять как из сортированного мелкого окатанного песка или песчано-пылеватого материала (аллювиальная слоистость), так и из включений антропогенного материала – несортированного, слабоокатанного грубого песка (урбо-слоистость) с большим количеством детрита и фрагментов угля.

Для верхних горизонтов исследуемых почв отмечены признаки, характерные как для специфических городских почв, так и для почв поймы. На участках с отсутствием, либо приостановлением антропогенной деятельности (разр. К34 и ТЛ) наблюдается активизация биогенно-аккумулятивных процессов – на поверхности сформировался темно-бурый гумусовый горизонт с повышенным содержанием гумуса (1.12 и 2.74% соответственно), на микроуровне заметна хорошая проработанность материала почвенной биотой, формирование зоогенной структуры.

Таблица 1. Химические свойства городских почв долины Москвы-реки

Горизонт	Глубина, см	pH водный	С орг, %	P_2O_5, мг/100 г	$CaCO_3$, %	$Ca^{2+}+ Mg^{2+}$, ммоль/100 г	Pb	Cu	Zn
							мг/100 г		
Техноурбанозем мощный карбонатный (разр. БП1)									
RAT	0–10	6.2	7.32	164	0.1	24.62	134	116	391
TCH1	10–24	6.6	5.16	167	1.5	16.00	177	148	434
TCH2	24–36	7.1	5.16	3	1.0	15.86	80	95	233
TCH3	36–49	7.0	1.35	148	1.4	9.62	66	19	50
TCH4	49–56	7.1	1.03	218	2.0	10.87	37	41	148
U1	56–92	7.3	1.21	183	4.0	12.26	38	21	55
U2	92–122	6.9	1.02	156	1.2	12.75	39	18	46
U3g	122–173	7.1	1.20	141	1.4	14.50	83	20	55
Экранозем мощный карбонатный оглеенный (разр. БП2)									
U	0–34	7.3	1.89	2	12.0	13.74	147	50	100
U1	34–103	7.4	1.14	8	9.0	13.63	301	68	114
U2g	103–124	7.5	1.74	46	9.4	11.37	72	23	47
U3G	124–190	7.8	0.57	68	8.7	Не опр.	15	13	40
U4G	190–300	7.3	2.43	162	0.1	11.12	6	7	28
Урбанозем среднемощный (разр. К34)									
A	0–12	6.7	0.65	14	0.3		Не опр.		
AU	12–19	6.9	0.56	17	0.2		»		
U1	19–34	6.9	0.50	18	0.4		»		
U2	34–52	7.0	0.32	17	0.4		»		
UH	52–83	6.9	1.14	35	0.4				
Урбанозем среднемощный с маломощным гумусовым горизонтом (разр. ТЛ)									
A	0–8	5.9	1.59	41.0	Нет	8.62	15	12	47
U1	8–16	6.2	0.78	32.0	»	6.63	9	9	45
U2	16–60	6.9	0.72	35.0	»	8.13	3	7	19
U3g	60–89	7.1	1.65	19.0	»	13.61	14	18	55
G	89–100	6.9	1.17	18.0	»	19.25	8	15	69

Глубина встречаемости зооморфных признаков соответствует мощности поверхностных горизонтов автоморфного почвообразования (разр. БП1 – до 122 см, разр. К34 – до 34 см, разр. ТЛ – до 16 см). В центре города аллювиальные признаки почти полностью замещаются признаками урбопедогенеза. Преобладание урбопедоседиментогенеза в исследуемых почвах проявляется как урботехногенная слоистость и наличие большого количества микровключений артефактов: кирпича, стекла, керамики и т.п., а также карбонатных включений и новообразований [17]. Плазма (в основном гумусовая, иногда железисто-гумусовая) часто находится в форме сгустков, равномерно распределенных среди минеральных зерен, либо тонких пленок по их граням. Таким образом, в верхних горизонтах исследуемых почв протекают процессы, характерные для автоморфного почвообразования.

В срединных горизонтах заметна крайняя неоднородность материала: присутствие фрагментов компактного осветленного пылевато-песчаного материала аллювиального генезиса и одновременно участки рыхлой зоогенно-проработанной массы, а также большое количество участков, состоящих из равномерной смеси песка и органических остатков, очень характерных для микростроения городских почв [11]. В то же время при полевом описании в срединных горизонтах рассматриваемых почв были описаны признаки некоторого переувлажнения: мелкие, железисто-марганцевые примазки и стяжения, присутствие сизых тонов в окраске. На

Таблица 2. Распространение основных микроморфологических признаков городского и аллювиального, автоморфного и гидроморфного почвообразования в изученных шлифах

Разрез	Горизонт	Глубина, см	Слоистость		Затеки		Карбонаты			Осветление/ожелезнение	Железистые новообразования	Фосфаты и Са-фосфаты железа
			аллювиальная	антропогенная	глинистых суспензий	глинисто-карбонатные	включения	новообразования	пропитка			
БП1	U1	56–92	+–	++	+	–	+	+	–	+	+	–
	U2	92–122	+	++	+–	–	+–	+	–	+	–	–
	U3g	122–173	+++	+	–	–	+	+	+	+	+	+
БП2	U	0–34	–	+–	–	–	+	++	–	–	+	–
	U1	34–103	–	++	+	+	+	–	++	+–	+	–
	U2g	103–124	+	+	+++	+	+	+	++	+	+–	+
	U3G	103–124	+	+	+	–	+–	++	–	++	++	++
		124–190	++	+–	++	+	–	++	+	++	++	+
	U4G	190–300	+	+	–	+	–	++	+	++	++	+
К34	A	0–12	+–	–	–	–	+	–	–	–	+	–
	AU	12–19	+–	+–	–	–	+	–	+	–	+	–
	U1	19–34	++	+	–	–	+	+	++	+–	+	–
	U2	34–52	+++	–	++	–	–	–	+	+–	+	–
	UH	52–83	+	–	–	–	+	+	+	–	+	+
ТЛ	A	0–8	–	–	–	–	+–	–	–	–	–	–
	U1	8–16	+	+	–	–	+	+	–	+–	+	–
	U2	16–60	++	+	–+	–	+-	+	–	++	+	–
	U3g	60–89	+	+–	–+	–	+	–	–	+	+	+
	G	89–100	+	+–	–	–	–	–	–	++	+	–

Примечание. Обозначения: – – признак не обнаружен; + – признак неясно идентифицируется; + признак ясно идентифицируется, но проявляется локально; ++ признак ясно идентифицируется; +++ обильное проявление признака.

микроуровне прослеживается осветление сортированных фрагментов и зафиксировано новообразование минералов вивианит-керченитового ряда, характерных для горизонтов с преобладанием восстановительной обстановки.

В нижних же горизонтах на микроуровне заметны признаки оглеения в виде осветления материала (табл. 2). Преобладает компактная пылевато-тонкопесчаная масса или отмытый от покровов песчаный материал, присутствуют пятна железистой пропитки в частности вокруг пор. Кроме того, встречающиеся и ранее признаки перекристаллизации карбонатов проявляются уже в форме сплошной карбонатной пропитки (в разр. БП1 с 122 см, разр. БП2 с 34 см, разр. К34 с 34 см), присутствует большое количество новообразованных соединений железа (оксиды/гидроксиды, фосфаты).

В разр. К34 вскрыт определяемый при полевом описании перегнойный горизонт, в разр. ТЛ и БП2 – глеевые. Отрицательные значения ОВП в нижнем горизонте разр. ТЛ и по всему профилю разр. БП2 подтверждают присутствие современного процесса подтопления этих почв. В профиле разр. БП1 в срединных горизонтах на момент исследования преобладает окислительная обстановка (ОВП = 330–400 мВ), но при описании уже с 56 см отмечены мелкие железисто-марганцевые примазки, а в нижнем гор. U3g (122–173 см) явные признаки оглеения, что подтверждается и на микроуровне. Следовательно, даже при отсутствии измерений ОВП в нижних горизонтах разр. БП1, можно заключить, что здесь присутствовало некоторое периодическое переувлажнение нижней части профиля. Видимо горизонты стали более аэрированы на современном этапе

существования. После этого автоморфные процессы (деятельность мезофауны) “повели наступление” на их аллювиально-глеевую организацию.

Таким образом, почвы из аллювиального седиментогенеза к настоящему моменту практически вышли, а из-под влияния грунтовых вод, также характерного для пойменного почвообразования, – нет. В описанных профилях городских почв речных долин в нижних и средних частях профилей присутствуют признаки современного оглеения в результате постоянного или периодического подтопления грунтовыми водами. Подтоплению подвергаются не только естественные горизонты, но и перекрывающие их урбопедоседименты.

Наличие в срединных частях профилей сочетания признаков антропогенной и почвенной слоистости свидетельствует о том, что на определенной исторической стадии формирования почв аллювиальный педогенез и урбопедоседиментогенез протекали одновременно. В разр. БП1 и БП2 ограничение аллювиального седиментогенеза можно связать со строительством обводного канала (225 лет назад). В подтопленных городских поймах (разр. К34, ТЛ) признаки переувлажнения поднимаются к верхним горизонтам, так как мощность урбопедоседимента не слишком велика. В разр. К34 прекращение аллювиального седиментогенеза связано с заключением малой реки в коллектор при строительстве велотрека и гребного канала (около 30 лет назад). В Троице-Лыково аллювиальный режим можно считать частично сохранившимся до сих пор.

Интересно, что ранее почвенно-археологическими исследованиями на берегах Днепра на территории поселения Гнездово был описан обратный процесс: аллювиальный седиментогенез при усилении вытесняет поселения и урбопедогенез из поймы [16]. Среди наших объектов такой процесс может быть обнаружен на Болотной площади, которая оставалась незастроенным пустырем в центре Москвы вплоть до постройки обводного канала в конце XVIII в. В нижних горизонтах разр. БП2 нами обнаруживаются и отдельные антропогенные включения, и в то же время признаки постепенного отложения то органогенного, то минерального материала. Большое количество раковин амеб и диатомовых водорослей хорошей сохранности, а также залегание фитолитов согласно расположению волокон растительных остатков свидетельствует о наличии аллювиально-болотных условий, при которых процесс постепенного накопления растительных остатков периодически перемежается с отложением минерального осадка. С другой стороны, этот минеральный осадок содержит включения, характерные для городских почв, размываемых аллювиальными водами, что свидетельствует о существовании городского поселения в долине Москвы-реки во время, когда формировались рассмотренные горизонты.

На микроуровне диагностируются некоторые “катастрофические” процессы, происходившие в профиле почв в период сочетания урбо- и аллювиального педоседиментогенеза: при микроморфологическом описании обнаружены нехарактерные для городских горизонтов глинистые натеки, расположенные in situ (в отличие от натеков, связанных с переотложенными фрагментами иллювиально-глинистых горизонтов, также встреченных в некоторых разрезах). Обнаружены они в срединных горизонтах (разр. БП1 – 56–122 см, разр. БП2 – 34–300 см, разр. К34 – 34–52 см и разр. ТЛ – 16–89 см) (рис. 1в, 3). Отмечены следы разрушения этих глинистых натеков. Это позволяет предположить, что их формирование происходило в более ранний период функционирования почвы (не современное).

В природных аллювиальных почвах схожие глинистые натеки были описаны Балабко, где они отнесены к микроморфологическим диагностическим признакам некоторых пойменных дерново-луговых и луговых почв таежно-лесной зоны [1]. Автор связывает их образование с выносом частиц глинистой плазмы из верхних горизонтов, вследствие протекания элювиально-глеевого процесса, что подтверждается обнаружением глинистых натеков в подгумусовых оглееных горизонтах.

В нашем случае удивляет тот факт, что глинистые натечные образования обнаружены в городском карбонатном материале. Кроме того, исследуемые почвы характеризуются облегченным гранулометрическим составом и малым количеством тонкодисперсного глинистого материала, который может вовлекаться в суспензионный перенос. Поэтому мы предполагаем, что данные натеки не являются продуктом “нормального” иллювиирования, протекающего в таежно-лесных почвах параллельно с выщелачиванием и поверхностным оглеением. По нашему мнению, это следы воздействия на поверхность почвы и последующего просачивания в подповерхностные горизонты глинистых суспензий при затоплении паводками. Подобный механизм уже предлагался ранее для генетической интерпретации новообразований иллювиированной глины в карбонатных аллювиальных почвах, как поверхностных, так и погребенных, в аридных областях [18, 19]. В результате этого и происходило одновременное проникновение по вертикальным порам глинистого вещества и осаждение карбонатов из насыщенного раствора за счет перекристаллизации из первичных и антропогенных карбонатных частиц. Таким образом, глинистые и глинисто-карбонатные натеки в срединных горизонтах (обнаруживаемые одновременно с признаками оглее-

ния и современного перемещения карбонатного материала) могут являться диагностическим признаком совмещения урбопедоседиментогенеза и аллювиального осадконакопления.

По особенностям форм нахождения свободных карбонатов профили также делятся на три зоны. В верхних горизонтах это включения с признаками растворения и перекристаллизации, иногда заметно некоторое проникновение тонкодисперсных карбонатов в плазму. В серединных горизонтах появляются карбонатные пленки по граням структурных отдельностей, стенкам пор и зерен минералов, а также железисто-карбонатные нодули. При значительном содержании карбонаты проникают в плазму и формируют плотные карбонатные корки. В подтопленных нижних горизонтах карбонатные новообразования переходят в сплошную карбонатную пропитку (табл. 2). Такой тренд увеличения карбонатных новообразований вниз по профилю и, особенно, формирование глинисто-карбонатной плазмы свидетельствует о чередовании периодов высокой локальной минерализации почвенных вод и иссушения горизонтов. Сферические конкреции (возможно, арагонитовые) обнаруживаются вне зависимости от их локализации в профиле [6, 11].

Образование минералов изоморфного ряда фосфатов железа связано с восстановительной обстановкой, большим количеством фосфора, поступающего из разлагающегося органического вещества (чаще всего – костей) при наличии в растворе двухвалентного железа. В результате процессов окисления происходит накопление фосфата окисного железа, который первоначально образует твердый раствор в фосфате закисного железа (γ-керченит, β-керченит, α-керченит), а затем становится господствующим или слагает минерал почти нацело (оксикерченит, босфорит). Процессы гидролиза при окислении вивианита не приводят к образованию свободных оксидов и гидроксидов железа и не сопровождаются резким выносом фосфора. Однако в следующую стадию, очевидно, происходит постепенное гидролитическое расщепление аморфных феррифосфатов с выносом части фосфорной кислоты. В качестве раннего продукта этого процесса можно указать пицит (а также бераунит и дельвоскит и др.). Конечным продуктом гидролиза феррифосфатов, получающихся при полном или почти полном окислении железа вивианита, по-видимому, являются лимониты с различным содержанием фосфора [15].

В научной литературе, посвященной изучению городских почв, часто встречаются упоминания о большой интенсивности образования фосфатов железа в старых погребенных горизонтах урбаноземов [6, 9, 11]. Как и в нашем случае, наряду с анизотропными минералами вивианит-керченитового ряда, обнаруживаются изотропные минеральные новообразования – минералы красновато-желто-бурых окрасок, по морфологическим признакам напоминающие волокнистый гетит, но имеющие в своем составе, кроме железа еще фосфор и кальций (рис. 2). Аналогичные минералы определены Раппопортом с соавт. как фосфаты кальция [12].

Опираясь на данные электронной микроскопии (спектры элементов), можно предположить, что обнаруженные нами и другими авторами волокнистые сферические минеральные новообразования могут быть отнесены к фосфатам железа (с присутствием в составе кальция) и являются ассоциациями минералов того же изоморфного ряда фосфатов железа – оксикерченит, босфорит, пицит и др. Однако их морфологические характеристики не вполне характерны для этих минералов. Среди минералов кальций-фосфатов железа в форме сферолитов описаны бераунит, какоксен, дюфренит и др. Часто эти минералы обнаруживают в ассоциациях с другими фосфатами, например, пицитом, и гидроксидами железа [14]. По-видимому, в состав описанных нами минеральных новообразований входит смесь минералов: кальций-фосфатов железа и гидроксидов железа.

В изученных почвах наличие фосфатов железа диагностирует именно сочетание процессов урбопедоседиментогенеза и аллювиального подтопления, явное в случаях сохранения геоморфологических элементов речных долин и скрытое при заполнении долин древними и современными культурными слоями. Если проанализировать другие случаи нахождения подобных минеральных ассоциаций [6, 12], то становится очевидным, что новообразование фосфатов железа относится только к местам воздействия современных и погребенных речных долин и подтопляющих их грунтовых вод, как это описано для подтопленных почв на аллювиальных и озерных осадках содержащих значительные количества фосфора, а также культурных слоев [5]. Таким образом, в результате сочетания геохимической аккумуляции некоторых элементов при переходе к техногенному осадконакоплению и подтопления грунтовыми водами появляются локальные, но часто встречающиеся условия для формирования специфических минеральных новообразований.

ВЫВОДЫ

1. В результате регуляции речного стока поймы городских рек большей частью вышли из аллювиального седиментогенеза, однако можно утверждать, что подтопление и сопровождающая его гидрогенная аккумуляция веществ (также характерные для пойменного почвообразования) не прекращены, так как влияние грунтовых вод на

поймы и низкие террасы речных долин продолжается.

2. Аллювиальный педоседиментогенез в городских условиях заменяется антропогенным. Для исследованных профилей установлено, что это замещение происходит не строго последовательно, а постепенно с длительным периодом параллельного протекания урбо- и аллювиальных педоседиментационных процессов. При этом гидроморфизму подвержены не только аллювиальные осадки и почвы на них, но и урбаноземы и культурные слои речных долин.

3. Обнаруженные в средней части профилей разр. БП1, ПБ2, К34 натеки глинистых и глинисто-карбонатных суспензий вероятнее всего появились в результате проникновения глинистых и пылевато-глинистых карбонатных суспензий через вертикальные поры в глубь поверхностных горизонтов в периоды сочетания урбо- и аллювиального педоседиментогенеза.

4. Обнаруженные многочисленные ассоциации минералов изоморфного ряда фосфатов железа (как кристаллические выделения, так и коллоидные сферические новообразования) приурочены к горизонтам с явными морфологическими и химическими признаками урбопедогенеза (большому содержанию фосфора, железа и свободных карбонатов), и, одновременно, периодически или постоянно подтопленным грунтовыми водами современных или погребенных пойм.

Благодарность. Авторы выражают глубокую признательность д.г.н. А.А. Гольевой, д.б.н. П.Н. Балабко и к.г.-м.н. А.А. Каздыму за проявленное внимание к нашей работе и ценные консультации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Балабко П.Н.* Микроморфологическая диагностика и рациональное использование пойменных почв восточно-европейской и западно-сибирской равнин. Дис. ... д. б. н. М., 1991. 357 с.
2. *Варава О.А., Прокофьева Т.В.* Особенности почв городских речных долин на примере Москвы-реки // Вест. Моск. ун-та. Сер. 17, почвоведение. 2007. № 3. С. 12–19.
3. Геоэкология урбанизированных территорий // Сб. тр. Центра практической геоэкологии / Под ред. В.В. Панькова, С.М. Орлова. М.: ЦПГ, 1996. 108 с.
4. *Герасимова М.И., Строганова М.Н., Можарова Н.В., Прокофьева Т.В.* Антропогенные почвы: генезис, география, рекультивация. Смоленск: Ойкумена, 2003. 268 с.
5. *Грачева Р.Г.* Запись природной среды в гидроморфных почвах // Память почв: почва как память биосферно-геосферно-антропосферных взаимодействий. М.: Изд-во ЛКИ, 2008. 106–127 с.
6. *Каздым А.А.* Техногенные отложения древних и современных урбанизированных территорий: палеоэкологический аспект. М.: Наука, 2006. 158 с.
7. *Лихачева Э.А., Насимович Ю.А., Александровский А.Л.* Ландшафтно-геоморфологические особенности Москвы // Природа. 1997. № 9. С. 4–18.
8. *Лихачева Э.А.* Экологические хроники Москвы. М.: Медиа-Пресс, 2007. 304 с.
9. Москва: геология и город / Под ред. В.И. Осипова, О.П. Медведева. М.: АО “Московские учебники и картолитография”, 1997. 400 с.
10. Почва. Город. Экология. М.: Фонд “За экономическую грамотность”, 1997. 320 с.
11. *Прокофьева Т.В., Седов С.Н., Строганова М.Н., Каздым А.А.* Опыт микроморфологической диагностики городских почв // Почвоведение. 2001. № 7. С. 879–890.
12. *Раппопорт А.В., Лысак Л.В., Прокофьева Т.В., Строганова М.Н.* Особенности почв филиала Ботанического сада МГУ // Вест. Моск. ун-та. Сер. 17, почвоведение. 2001. № 3. С. 26–32.
13. *Сает Ю.Е., Ревич Б.А., Янин Е.П. и др.* Геохимия окружающей среды. М.: Недра, 1990. 335 с.
14. *Чухров Ф.В.* Коллоиды в земной коре // Изд-во АН СССР. М., 1955. 671 с.
15. *Чухров Ф.В., Ермилова Л.П.* Новые данные о керченитах // Вопросы геохимии и минералогии. М.: Изд-во АН СССР, 1956. С. 158–175.
16. *Bronnikova M.A., Zazovskaya E.P., Bobrov A.A.* Local landscape evolution related to human-impact of an early medieval pre-urban center in the upper Dnieper region (Central Russian Plain): an interdisciplinary experience // Revista Mexicana de Ciencias Geologicas, 2003. V. 20. № 3. P. 245–262.
17. *Davidson D.A., Dercon G., Stewart M., Watson F.* The legacy of past urban waste disposal on local soils // J. of Archaeological Science, 2006. V. 33 (6). P. 778–783.
18. *Fédoroff N., Courty M.A.* Morphology and distribution of textural features in arid and semi-arid regions // VII Réunion de Micromorphologie des Sols. Plaisir–Grignon, AFES, 1987. P. 213–220.
19. *Solleiro-Rebolledo E., Sedov S., McClung E., Cabadas H., Gama-Castro J., Vallejo-Gomez E.* Spatial variability of environment change in the Teotihuacan valley during late Quaternary: paleopedological inferences // Quaternary International. 2006. V. 156–157. P. 13–31.

ПОЧВОВЕДЕНИЕ, 2010, № 4, с. 412–421

ГЕНЕЗИС И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

УДК 31.416.9

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОЧВ КАМЧАТКИ*

© 2010 г. Л. В. Захарихина[1], Ю. С. Литвиненко[2]

[1]Научно-исследовательский геотехнологический центр ДВО РАН, 683002, Петропавловск-Камчатский, Северо-Восточное шоссе, 30, а/я 56
e-mail: zlv63@yandex.ru

[2]ООО ЭкоГеоЛит, 119330, Москва, ул. Мосфильмовская, 17 Б
e-mail: ecogeolit@mail.ru

Поступила в редакцию 25.01.2008 г.

Проведена оценка геохимического фона и особенностей микроэлементного состава вулканических почв Камчатки, параметры которого определяются составом вулканических пеплов, на которых они образованы. Установлено, что для вулканических почв, формирующихся как на средних, так и на кислых пеплах, характерны низкие кларки концентраций для большинства микроэлементов относительно их распространенности в почвах континентов. Более высокие значения фоновых содержаний микроэлементов характерны для почв, образованных на средних вулканических пеплах Камчатки, по сравнению с почвами, развитыми на кислых пирокластических отложениях. Наряду с различиями в микроэлементном составе рассматриваемых почв, отмечены их общие региональные геохимические особенности. Все почвы характеризуются более высокими содержаниями (относительно почв континентов) элементов, типоморфных для основных магматических пород. В той или иной степени это характерно для Cu, Mn, Sc, V и Ag. Общие геохимические особенности обусловлены сходными свойствами вулканических пеплов, что в свою очередь является, по-видимому, отражением общей геохимической специфики многостадийного вулканизма Камчатского полуострова.

ВВЕДЕНИЕ

В прошлом столетии наиболее полные представления о влиянии вулканизма на почвообразование были изложены в монографии И.А. Соколова. Им впервые выделены зоны, различающиеся по степени влияния пеплопадов на процесс почвообразования [13]. В последнее время в вулканологии получены новые, более детальные данные об истории голоценового вулканизма на Камчатке [2, 3, 9, 10, 17]. Показано, что за период, сопоставимый с продолжительностью современного почвообразования (голоцен), вулканы Камчатки поставляли на поверхность Земли продукты извержений, контрастно отличающиеся петрохимическим составом (от базальтового до риолитового). Установлены ареалы вулканических пеплов крупных извержений вулканов Камчатки. Для почвоведения это открывает возможность изучения специфики формирования геохимических свойств вулканических почв, образованных на разных по химическому составу пеплах.

В существующих справочных материалах по фону микроэлементов в почвах различных биоклиматических зон территории бывшего СССР [12] и на схематической карте биогеохимических зон и провинций этой территории [7] данные для вулканических почв отсутствуют. При этом формирование геохимических характеристик почв в условиях активного вулканизма своеобразно. Роль почвообразующих пород для большинства почв Камчатки выполняют вулканические пеплы. Микроэлементный состав почв определяется здесь не составом подстилающих пород, как в классических случаях почвообразования, а составом выпадающих на поверхность земли свежих вулканических пеплов (синлитогенный характер почвообразования).

Параметры местного и регионального геохимических фонов имеют большое значение при проведении эколого-геохимических исследований, мониторинга почв и литохимических поисков месторождений полезных ископаемых, являясь отправной точкой для выделения геохимических аномалий, определения наличия, масштабов и степени техногенного загрязнения почв.

Сравнение геохимических характеристик почв, развитых на разных по химическому составу пирокластических отложениях, позволит определить роль вулканического материала в формировании геохимических свойств вулканических почв.

Целью работы являлась оценка геохимических особенностей поверхностных органогенных горизонтов вулканических почв Камчатки в связи с

* Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 08-04-01432).

составом вулканических пеплов, на которых они образованы.

Для достижения цели были решены следующие задачи: на основе имеющихся данных [2, 3, 9, 10, 17] и собственных наблюдений о распространении идентифицированных вулканических пеплов различного состава проведено районирование полуострова с выделением районов и провинций, поверхностные органогенные горизонты которых образованы на разных по составу вулканических пеплах; рассчитаны параметры регионального фона микроэлементов для поверхностных органогенных горизонтов вулканических почв, выделенных районов; установлены их геохимические особенности относительно распространенности микроэлементов в зональных почвах бывшего СССР и в почвах континентов.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

С целью районирования полуострова по составу пеплов, на которых образованы органогенные горизонты вулканических почв, ареалы приповерхностных вулканических пеплов уточнялись и устанавливались в различных районах Камчатки с применением сравнительно-тефрохронологического метода. При изучении геохимических особенностей вулканических почв Камчатки использовали метод эталонных (ключевых) участков, на которых представлены наиболее типичные ландшафтно-геохимические условия, характерные для выделенных районов почвенных провинций.

Поскольку основным количественным показателем, характеризующим общую рассеянную распространенность микроэлементов в почвах, является их фоновая концентрация вне явных литохимических аномалий, ключевые участки закладывали на удалении от известных природных (рудные залежи, термальные поля) и техногенных (автодороги и др.) источников загрязнения.

В качестве объекта геохимических исследований был выбран поверхностный грубогумусовый горизонт (АО) вулканических почв, сформированный в разных районах, выделенных провинций Камчатки, на приповерхностных пеплах (**ПП**), отличающихся петрохимическим составом. Так как на изученных территориях сообщества березовых лесов являются одними из наиболее распространенных ландшафтов, обследовались почвы, развитые именно под этими растительными ассоциациями. Опробование поверхностных грубогумусовых горизонтов почв проведено с глубины ~3–10 см.

Определение параметров геохимического фона для почв выполнено традиционным в геохимии методом, путем расчета среднегеометрических содержаний микроэлементов (*С*ф) в пробах и стандартных множителей (ε) как меры дисперсии включенных в расчеты значений.

В зависимости от масштабов оценки различали: региональный, зональный и глобальный геохимические фоны, перечисленные в порядке увеличения иерархического уровня. Региональный фон характеризуют средние содержания микроэлементов в почвах в пределах крупных регионов, выделенных по наличию у почвенного покрова устойчивых площадных отличительных признаков (в нашем случае химический состав вулканических приповерхностных пеплов). Полученные параметры регионального геохимического фона сопоставлены с параметрами зонального и глобального фона микроэлементов. Зональный фон отражает распространенность элементов в основных типах почв, характерных для почвенно-биоклиматических поясов территории бывшего СССР [12], а глобальный [11, 16] – в почвах континентов в целом.

Определение содержания микроэлементов в почвах проводилось методом спектрального анализа. Пробы анализировались на приборе ДФС-8 путем просыпки на трехфазной дуге. Анализ выполнен в аналитическом центре Броницкой геолого-геохимической экспедиции.

Оценка геохимических особенностей современных вулканических почв, изученных районов почвенных провинций Камчатского полуострова, проведена путем расчета кларков концентрации (Кк) входящих в их состав микроэлементов, как отношения регионального фона к общей распространенности микроэлементов в почвах континентов [16].

РАЙОНИРОВАНИЕ ПОЧВ КАМЧАТКИ

Ранее Соколовым выделены зоны, различающиеся по степени влияния пеплопадов на процесс почвообразования, связанной с удаленностью от активных вулканических центров [13].

Сопоставление выделенных ранее зон с распространением идентифицированных и датированных пирокластических отложений показало, что их границы обусловлены скорее не разной удаленностью от вулканов, а связью пеплов с вулканами или вулканическими центрами, находящимися в разных фазах своего развития.

В общем виде для вулканической деятельности характерна длиннопериодная цикличность, когда элементарные циклы включают ряд стадий или фаз развития. Каждой фазе соответствуют свои комплексы пирокластических отложений, имеющие определенный петрохимический состав и характерный объем извергнутого материла. Для первой, наиболее молодой фазы активного роста вулкана (вулканического центра), характерны часто повторяющиеся извержения незначительного

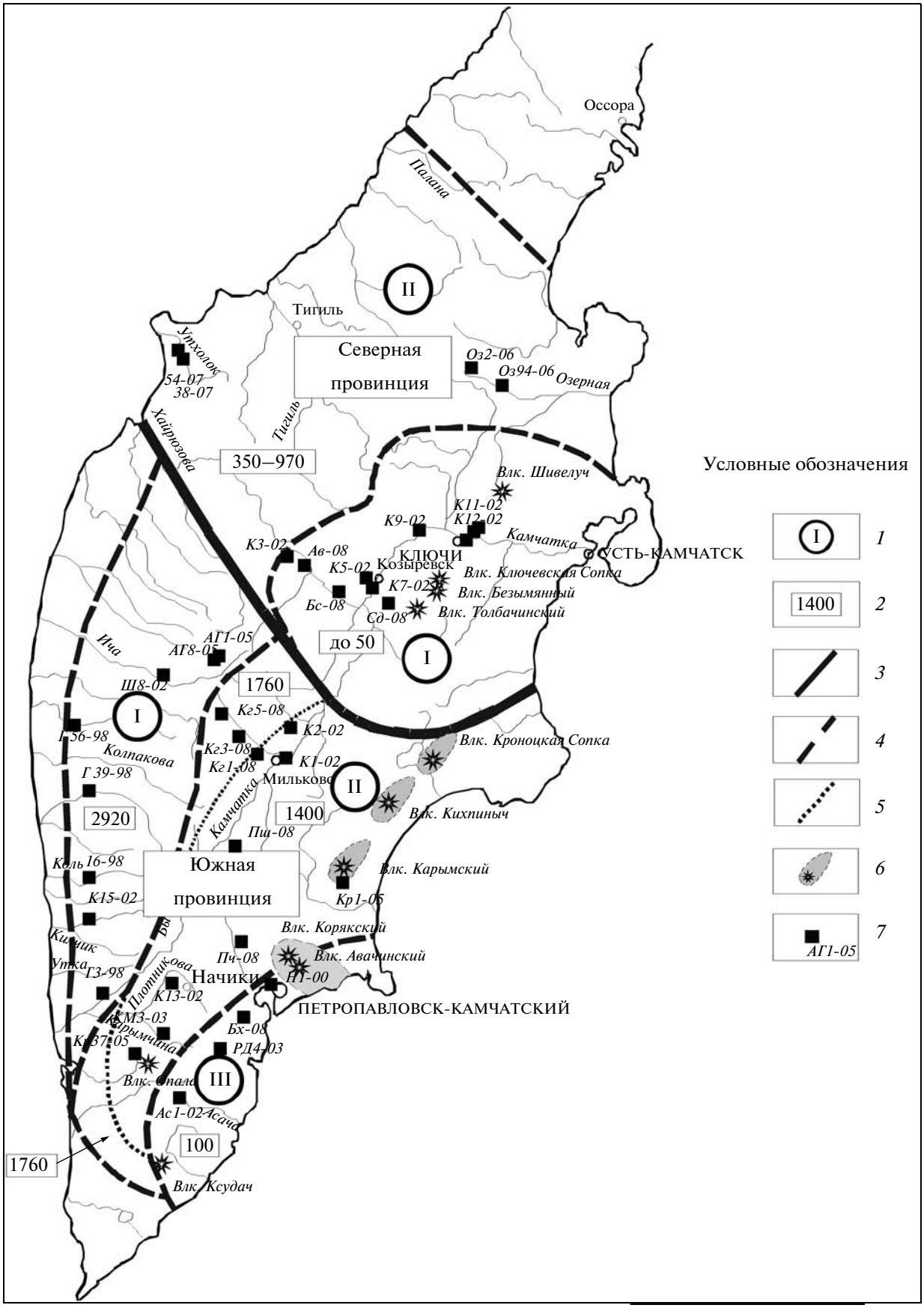

Оссора
Палана
II
Тигиль
Северная провинция
Утхолок
54-07
38-07
Оз2-06
Оз94-06
Озерная
Тигиль
Хайрюзова
350–970
Влк. Шивелуч
К11-02
К12-02
К9-02
Камчатка
УСТЬ-КАМЧАТСК
К3-02
Ав-08
КЛЮЧИ
К5-02
Козыревск
Влк. Ключевская Сопка
К7-02
Влк. Безымянный
Бс-08
Сд-08
Влк. Толбачинский
Ича
АГ1-05
АГ8-05
до 50
I
Ш8-02
1760
Кг5-08
I
Г 56-98
Колпакова
Кг3-08
К2-02
Влк. Кроноцкая Сопка
Кг1-08
К1-02
Г 39-98
Мильково
II
2920
Камчатка
1400
Влк. Кихпиныч
Пш-08
Коль 16-98
Южная провинция
Влк. Карымский
К15-02
Кр1-05
Влк. Корякский
Быстрая
Кичмик
Пч-08
Влк. Авачинский
Утка
Г3-98
Плотникова
Начики
НТ-00
К13-02
ПЕТРОПАВЛОВСК-КАМЧАТСКИЙ
КМ3-03
Карымчина
Бх-08
К37-05
РД4-03
III
Влк. Опала
Ас1-02
Асача
100
1760
Влк. Ксудач
Условные обозначения
1
1400
2
3
4
5
6
7
АГ1-05

Рис. 1. Схематическая карта районирования вулканических почв Камчатского полуострова. Обозначения: *1* – районы внутри почвенных провинций (в пределах Северной: I – восточный, II – западный; в пределах Южной: I – западный, II – центральный, III – юго-восточный); *2* – возраст приповерхностных пеплов, лет; *3* – граница между почвенными провинциями; *4* – границы районов внутри провинций; *5* – граница между почвами, поверхностные горизонты которых сформированы в пеплах идентичного состава вулканов Опала и Ксудач в пределах центрального района Южной провинции; *6* – локальные ареалы свежих пеплов вблизи действующих вулканов Камчатки; *7* – места заложения опорных почвенных разрезов и их номера.

количества пирокластического материла, преимущественно базальтового, андезито-базальтового составов. Далее наступает длительный период покоя, который может заканчиваться крупным кальдерообразующим извержением, продукты которого имеют кислый, риолитовый, риолито-дацитовый составы. Внутри образовавшейся кальдеры может начаться формирование нового базальтового конуса, и цикл может повториться. Кроме отмеченной разницы в частоте извержений и составе поставляемого материала, молодая и зрелая фазы активности вулканов отличаются дальностью разноса пеплов и их объемами.

Крупнейшие кальдерообразующие извержения в голоцене характерны для вулканов Южной Камчатки, оказавших свое влияние на юг, юго-запад, юго-восток и центральную часть полуострова. Районы, выделенные ранее И.А. Соколовым, как зоны умеренных и слабых пеплопадов.

Вулканы Северной группы Камчатки находятся в фазе активного роста – с часто повторяющимися извержениями незначительного количества пирокластического материла. Они оказывают свое влияние на северо-восток, северо-запад полуострова и его восточное побережье. Территории, отнесенные И.А. Соколовым к зоне интенсивных пеплопадов.

Проследить особенности влияния вулканизма разных стадий его активности на почвообразование можно путем сравнения почв, сформировавшихся в голоцене под влиянием деятельности вулканов Северной группы Камчатки и активных вулканических центров Южной части полуострова. С этой целью выделено две основных почвенных провинции Камчатского полуострова.

1. Южная, для которой наиболее типичными являются вулканические охристые почвы, образованные преимущественно в пеплах вулканов Южной Камчатки (Опала, Ксудач, Курильское озеро). Последние находятся в зрелой фазе активного вулканизма – с редко происходящими крупными кальдерообразующими извержениями, продукты которых имеют кислый, риолитовый, риолито-дацитовый составы.

2. Северная, в пределах которой преимущественно развиты слоисто-пепловые и слоисто-охристые почвы, сформированные в пеплах вулканов Северной группы Камчатки (Шивелуч, Толбачик, Безымянный, Ключевская сопка), находящихся в молодой базальтоидной стадии развития с часто происходящими извержениями незначительного количества пирокластического материла преимущественно базальтового, андезито-базальтового составов.

Внутри выделенных крупных провинций для отдельных территорий характерны почвенные профили, имеющие сходное строение по составу слагающих их идентифицированных и датированных пепловых горизонтов. Последние в большей или меньшей степени вовлечены в процессы почвообразования и диагностируются в почвах как переходные (B), почвообразующие (C) или почвоподстилающие (D) генетические горизонты. Выделение таких районов внутри провинций позволяет определить распространенность почв, имеющих сходное строение почвенных профилей.

Поверхностные горизонты почв Камчатки залегают, как правило, повсеместно на прослое вулканического пепла (далее приповерхностного пепла).

Границы районов, имеющих сходное строение почвенных профилей, можно определить по ареалам приповерхностных вулканических пеплов, которые в целом их повторяют. Приповерхностные пеплы Камчатки, залегающие под поверхностными органогенными горизонтами вулканических почв, отличаются петрохимическим составом (от андезито-базальтового до риолито-дацитового) и возрастом (~ от 50 до 3000 лет), что позволяет сравнить свойства почв, образованных на вулканических пеплах различного петрохимического состава. Внутри почвенных провинций выделены районы по характерному строению почвенных профилей и петрохимическому составу и возрасту ПП, на которых образованы поверхностные органогенные горизонты почв (рис. 1).

Районирование проведено на основе тефрохронологических данных (тефра – пепел переносимый по воздуху) о распространении идентифицированных прослоев пеплов [2, 3, 9, 10, 17].

При решении этой задачи в ходе полевых исследований уточнены границы ареалов пеплов извержений трех вулканов. Установлено, что ареалы пеплов крупных извержений вулкана Шивелуч, имеют более обширные распространения. Их западные границы проходят не по верховьям крупных рек восточного побережья, как показано на схемах тефрохронологических исследований, а простираются вплоть до побережья Охотского моря. Приповерхностные молодые пеплы вулкана

Толбачик (извержений 1975–1976 гг.) и вулкана Безымянный (извержения 1956 г.) имеют более обширные ареалы в юго-западном направлении, а их западная граница проходит по водоразделу рек западного и восточного побережий полуострова.

Уточнена западная граница распространения пепла вулкана Ксудач, возраста ~1760 лет. Наши исследования показали, что она проходит восточнее указанной ранее.

На западном побережье определен ареал приповерхностного пепла ранее не выделявшегося. Принадлежность его к конкретному вулканическому событию на сегодня не установлена. Абсолютный возраст его составляет ~2920 лет (устное сообщение О.А. Брайцевой). Пепел по химическому составу является риолито-дацитовым.

В результате проведенного районирования в пределах Северной провинции выделено два района: восточный и западный; в пределах Южной провинции – три района: западный, центральный и юго-восточный, отличающиеся набором пепловых горизонтов, слагающих профили почв. Ниже приводим краткую характеристику типичных почвенных профилей для названных районов.

Северная провинция.

1. *Западный район.* Типичны вулканические охристые и слоистые охристые почвы. Почвообразующими породами для погребенных гумусовых горизонтов почв являются андезитовые пеплы извержений вулкана Шивелуч разных периодов его активности. Поверхностные органогенные горизонты образованы на пеплах извержений вулкана Шивелуч, возраст ПП ~350–970 лет.

2. *Восточный район*. Характерны слоисто-пепловые почвы, в которых не выражены охристые горизонты. Почвообразующими породами для погребенных гумусовых горизонтов почв являются пеплы извержений вулканов: Шивелуч, Ключевская сопка, Безымянный. Поверхностные органогенные горизонты образованы на молодых андезитовых пеплах вулкана Толбачик (извержений 1975–1976 гг.) и вулкана Безымянный (извержения 1956 г.), возраст ПП ~50 лет.

Южная провинция.

1. *Западный район*. Характерны вулканические охристые почвы. Профиль состоит из двух-трех элементарных профилей. Поверхностные горизонты почв, образованы на пеплах риолито-дацитового состава неопознанной принадлежности, возраст ~2920 лет.

2. *Центральный район.* Характерны вулканические охристые почвы, вблизи вулканов локально развиты слоисто-охристые почвы. Для большей части территории характерен профиль, состоящий из трех элементарных профилей. Поверхностные горизонты почв, образованы на пеплах риолито-дацитового состава вулкана Опала, возраст пепла ~1400 лет и пеплах того же состава вулкана Ксудач, возраст ~1760 лет.

3. *Юго-восточный район*. Типичны слоисто-охристые почвы. Профиль состоит из четырех элементарных профилей. Поверхностные горизонты почв, образованы на пеплах андезито-базальтового состава вулкана Ксудач, возраст пепла ~100 лет.

Современные почвообразующие процессы в пределах центрального и юго-восточного районов Южной провинции осложнены в локальных зонах выпадения молодых пеплов действующих вулканов (Карымского, Кихпиныч, Авача, Кроноцкая сопка и др.). Особенности почв этих локальных зон узко специфичны, определяются характером извержений конкретных вулканов и не могут рассматриваться как типичные, свойственные той или иной провинции. Узкой полосой на западном побережье полуострова распространены обширные массивы верховых и переходных торфяных почв, эту зону также необходимо характеризовать вне выделенных провинций и районов вулканических почв. На крайнем юге полуострова (м. Лопатка) развиты вулканические почвы, для которых известные маркирующие вулканические пеплы Камчатки (пеплы крупных и кальдерообразующих извержений) не характерны.

ПАРАМЕТРЫ РЕГИОНАЛЬНОГО ГЕОХИМИЧЕСКОГО ФОНА ДЛЯ ПОЧВ КАМЧАТКИ

Как отмечено выше, роль почвообразующих пород для всех вулканических почв Камчатки выполняют вулканические пеплы. Известно, что в процессе извержения и далее при движении от источника до места выпадения пеплы сорбируют из газовой тучи на своей поверхности химические вещества, в том числе микроэлементы [1, 4, 8, 15], которые, безусловно, должны определять геохимический состав формирующихся на них почв. С целью установления роли пирокластического материала в формировании геохимических свойств вулканических почв проведен сравнительный анализ геохимических характеристик почв, развитых на разных по химическому составу и возрасту вулканических пеплах.

В западном районе Северной провинции изучены современные поверхностные горизонты слоисто-пепловых почв, сформированные на андезитовых пеплах возрастом ~350–970 лет. В пределах восточного района Северной провинции исследованы поверхностные грубогумусовые горизонты слоисто-пепловых почв, образованные на андезитовых пеплах возрастом ~50 лет.

Параметры регионального геохимического фона для западного района Южной провинции рассчитаны по данным опробования поверхност-

Таблица 1. Параметры местного геохимического фона микроэлементов в вулканических почвах Камчатки. Над чертой – *С*ф, мг/кг абсолютно сухой почвы, $n = 50$, под чертой – ε

Элемент	Северная провинция		Южная провинция		
	западный район	восточный район	западный район	центральный район	юго-восточный район
Li	28.11/1.34	18.90/1.49	15.00/1.23	24.98/1.25	17.98/1.30
Be	1.08/1.34	1.00/1.10	1.10/1.12	0.60/1.28	0.50/1.3
B	17.52/1.37	30.00/1.10	10.3/1.58	12.08/1.48	30.00/1.2
Sc	9.98/1.70	6.90/1.10	5.31/1.23	6.60/1.28	15.00/1.30
Ti	2953.8/1.28	3600.00/1.20	3000.00/1.34	1924.10/1.41	1426.16/1.42
V	92.37/1.52	180.00/1.20	61.40/1.20	69.66/1.47	85.82/1.21
Cr	43.39/1.32	51.10/1.22	17.70/1.00	10.72/1.43	166.85/1.30
Mn	547.66/1.50	1000.00/1.25	400.00/1.00	515.10/1.57	1236.13/1.57
Co	6.03/1.46	15.00/1.28	5.90/1.31	5.89/1.52	10.60/1.17
Ni	18.14/1.47	10.95/1.38	6.60/1.3	6.92/1.28	5.78/1.20
Cu	58.86/1.30	75.00/1.30	40.00/1.43	40.66/ 1.50	63.77/1.30
Zn	37.31/1.94	110.00/1.30	21.20/1.31	45.26/1.44	90.94/1.33
Ga	12.32/1.36	13.00/1.30	10.00/1.24	10.15/1.35	14.75/1.22
Ge	0.63/1.40	0.60/1.10	0.69/1.32	1.09/1.36	0.30/1.1
Sr	139.14/1.30	200.00/1.10	40.00/1.45	65.14/1.17	135.05/2.11
Y	7.80/1.46	7.00/1.20	10.00/1.38	6.44/1.38	11.23/1.22
Zr	150.58/1.23	66.00/1.20	155.67/1.19	61.02/1.15	118.98/1.24
Nb	3.12/1.22	5.00/1.10	4.50/1.43	3.98/1.19	3.00/1.3
Mo	1.72/1.23	1.25/1.37	1.93/1.35	1.56/1.36	1.54/1.26
Ag	0.06/1.35	0.08/1.90	0.10/1.10	0.08/1.39	0.11/1.85
Sn	1.66/1.47	1.55/1.90	1.70/1.00	2.07/1.12	1.43/1.42
Ba	396.0/1.65	200.0 /1.10	200.00/1.33	295.83/1.45	198.52/1.36
Yb	1.10/1.34	1.00/1.46	1.00/1.40	1.00/1.00	1.87/1.29
Pb	6.27/1.27	5.00/1.46	10.00/2.34	10.51/1.40	12.01/1.38
P	2965.35/1.51	2000.00/1.10	1140.00/1.34	1341.08/1.46	3000.00/1.1

ных горизонтов вулканических охристых почв, развитых на пеплах риолито-дацитового состава возрастом ~2920 лет. Поверхностные горизонты вулканических охристых почв центральной района Южной почвенной провинции, образованы на риолито-дацитовых пеплах возрастом ~1400 лет. Поверхностные органогенные горизонты слоисто-охристых почв юго-восточного района Южной почвенной провинции, сформированы на пеплах андезито-базальтового состава возрастом ~100 лет.

Параметры геохимического фона микроэлементов для районов, выделенных почвенных провинций Камчатки, приведены в табл. 1. Для большинства элементов (Be, B, P, Sc, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Sr, Y, Ag) более высокие значения фоновых содержаний характерны для почв, образованных на основных и средних вулканических пеплах Камчатки (юго-восточный район Южной провинции и районы Северной провинции) по сравнению с почвами, развитыми на кислых пирокластических отложениях (западный и центральный районы Южной провинции).

Выявленная тенденция сопоставима с кларками микроэлементов для аналогичных типов магматических горных пород [14]. Основные и средние породы также характеризуются повышенными содержаниями большинства элементов относительно кислых разностей.

Типоморфные для кислых магматических пород элементы (Li, Ge, Zr, Nb, Sn, Pb) имеют несколько более высокие содержания в почвах, сформированных на кислых вулканических пеплах. Аналогичная закономерность свойственна микроэлементному составу свежевыпавших (не промытых атмосферными осадками) пеплов современных извержений вулканов Камчатки [5]. Более высокие значения фоновых содержаний

Таблица 2. Фоновые содержания микроэлементов в вулканических почвах Камчатки и зональных почвах бывшего СССР, мг/кг (по [12])

Элемент	Почвы биоклиматических зон бывшего СССР					Почвенные провинции и районы Камчатки				
						северная провинция		южная провинция		
	подзолистые	серые лесные	черноземы	каштановые	серо-земы	западный район	восточный район	западный район	центральный район	юго-восточный район
Li	23.5	26.4	33.8	34.2	37.2	28.11	18.9	15.0	25.0	18
Be	1.5	3.0	3.2	4.0	1.0	1.08	1.0	1.1	0.6	0.5
B	5.8	12.3	19.7	30.0	46.0	17.52	30.0	10.3	12.1	30.0
P	700.0	1500.0	700	700.0	700.0	2965.35	2000.0	1140.0	1341.1	3000.0
Ti	4045.0	4400.0	4780	4075.0	1990.0	2953.8	3600.0	3000	1924.1	1426.2
V	63.5	118.0	145	79.0	86.0	92.37	180.0	61.4	69.7	85.8
Cr	180.0	250.0	286	328.0	467.0	43.39	51.1	17.7	10.7	166.9
Mn	715.0	1025.0	885	722.0	725.0	547.66	1000.0	400.0	515.1	1236.1
Co	8.4	12.4	13.2	11.7	6.9	6.03	15.00	5.9	5.9	10.6
Ni	23.2	30.3	72.1	46.0	19.0	18.14	10.95	6.6	6.9	5.8
Cu	15.3	23.5	28.9	15.8	24.0	58.86	75.0	40	40.7	63.8
Zn	41.3	60.0	62	52.3	50.0	37.31	110.0	21.2	45.3	90.9
Sr	238.0	258.0	260.4	287.0	305.0	139.14	200.0	40.0	65.1	135.2
Zr	150.0	442.0	299	420.0	112.0	150.58	61.2	155. 7	61.0	119.0
Mo	1.7	3.2	4.2	3.2	3.0	1.72	1.3	1.93	1.6	1.5
Ag	0.1	0.3	0.5	0.4	Нет данных	0.06	0.08	0.1	0.1	0.1
Sn	2.9	2.8	3.2	3.3	4.0	1.66	1.6	1.7	2.07	1.3
Pb	11.5	12.5	13.2	10.0	6.3	6.27	5.0	10.0	10.51	12.1

большинства элементов характерны для базальтовых пеплов вулкана Ключевской по сравнению с андезитовыми пеплами вулкана Карымский.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОЧВ

Проведено сравнение полученных региональных фоновых концентраций элементов в поверхностных органогенных горизонтах вулканических почв Камчатки с их фоном для зональных почв бывшего СССР (табл. 2). Как видно соотношение регионального и зонального фонов для конкретных элементов колеблется в широких пределах. Наиболее общими геохимическими особенностями вулканических почв Камчатки относительно зональных почв бывшего СССР являются устойчивые превышения региональных фоновых концентраций меди и фосфора для всех изученных районов; наиболее близкий по содержаниям микроэлементный состав к подзолистым почвам, развитым в сходных природно-климатических условиях.

Для оценки геохимических особенностей вулканических почв Камчатки относительно распространенности микроэлементов в почвах континентов рассчитаны их кларки концентраций (Кк). Результаты расчетов вынесены в табл. 3.

Анализ данных позволяет сделать следующие выводы:

– вулканические почвы, формирующиеся на средних и, особенно, кислых пеплах в целом обеднены микроэлементами относительно их общей распространенности в почвах континентов;

– повышенные содержания элементов (относительно их распространенности в почвах континентов, Кк > 1), в той или иной степени, характерны для Cu, Mn, Sc, V и Ag, все из которых более типичны для магматических пород основного состава;

– микроэлементы, типоморфные для кислых магматических пород (Pb, Li, Ba, Mo и др.), имеют низкие содержания (Кк < 1) в исследованных вулканических почвах, в том числе непосредственно сформированных на кислых пеплах, вероятно, в связи с изначальной обедненностью

Таблица 3. Фоновые содержания микроэлементов в вулканических почвах Камчатки относительно их распространенности в почвах континентов (кларки концентраций)

Элементы	Распространенность в почвах континентов, мг/кг (по [16])	Северная провинция		Южная провинция		
		западный район	восточный район	западный район	центральный район	юго-восточный район
Li	30.00	0.94	0.63	0.50	0.83	0.60
Be	1.50	0.72	0.67	0.73	0.40	0.33
B	31.00	0.57	0.97	0.33	0.39	0.97
Sc	8.00	1.25	0.86	0.66	0.83	1.88
Ti	3700.00	0.80	0.97	0.81	0.52	0.39
V	90.00	1.03	2.00	0.68	0.77	0.95
Cr	60.00	0.72	0.85	0.30	0.18	2.78
Mn	500.00	1.10	2.00	0.80	1.03	2.47
Co	9.00	0.67	1.67	0.66	0.65	1.18
Ni	20.00	0.91	0.55	0.33	0.35	0.29
Cu	23.00	2.56	3.26	1.74	1.77	2.77
Zn	60.00	0.62	1.83	0.35	0.75	1.52
Ga	20.00	0.62	0.65	0.50	0.51	0.74
Ge	1.30	0.48	0.46	0.53	0.84	0.23
Sr	220.00	0.63	0.91	0.18	0.30	0.61
Y	25.00	0.31	0.28	0.40	0.26	0.45
Zr	300.00	0.50	0.22	0.52	0.20	0.40
Nb	11.00	0.28	0.45	0.41	0.36	0.27
Mo	2.00	0.86	0.63	0.97	0.78	0.77
Ag	0.10	0.60	0.80	1.00	0.80	1.10
Sn	1.10	1.51	1.41	1.55	1.88	1.30
Ba	500.00	0.79	0.40	0.40	0.59	0.40
Yb	3.00	0.37	0.33	0.33	0.33	0.62
Pb	20.00	0.31	0.25	0.50	0.53	0.60

этими элементами всех типов вулканических пеплов Камчатки;

– количество элементов с относительно повышенными содержаниями (Кк > 1) в почвах зависит от состава пеплов, в которых они сформированы: отмечается общее увеличение их числа в ряду: кислые – средние – основные пеплы;

– количество элементов с относительно пониженными содержаниями (Кк < 1) в почвах увеличивается в обратном направлении – от основных к кислым пеплам.

Перечисленные особенности геохимических свойств вулканических почв Камчатки отражены на рис. 2. Причины, обусловливающие повсеместные повышенные содержания меди в почвах Камчатки, требуют дальнейших исследований. Необходимо отметить, что высокие содержания меди характерны не только для обсуждаемых вулканических почв, но развиты также в природных водах Камчатки [5], что нужно оценивать, как общую региональную специфику. Обращает на себя внимание дефицит никеля во всех выделенных районах почвенных провинций Камчатки (элемента типоморфного для основных пород). Наиболее контрастная нехватка этого элемента (Кк = 0.29) отмечается для почв, сформированных именно в пеплах основного состава, что может быть объяснено только исходной низкой концентрацией никеля в этих пеплах.

Сравнение кларков концентраций элементов для почв Северной провинции, образованных на разновозрастных вулканических пеплах идентичного состава (восточный и западный районы), показывает значительный разброс этого показателя по ряду элементов. Для почв восточного района Северной провинции, образованных на молодых андезитовых вулканических пеплах (возраст ПП 50 лет), характерны существенно более

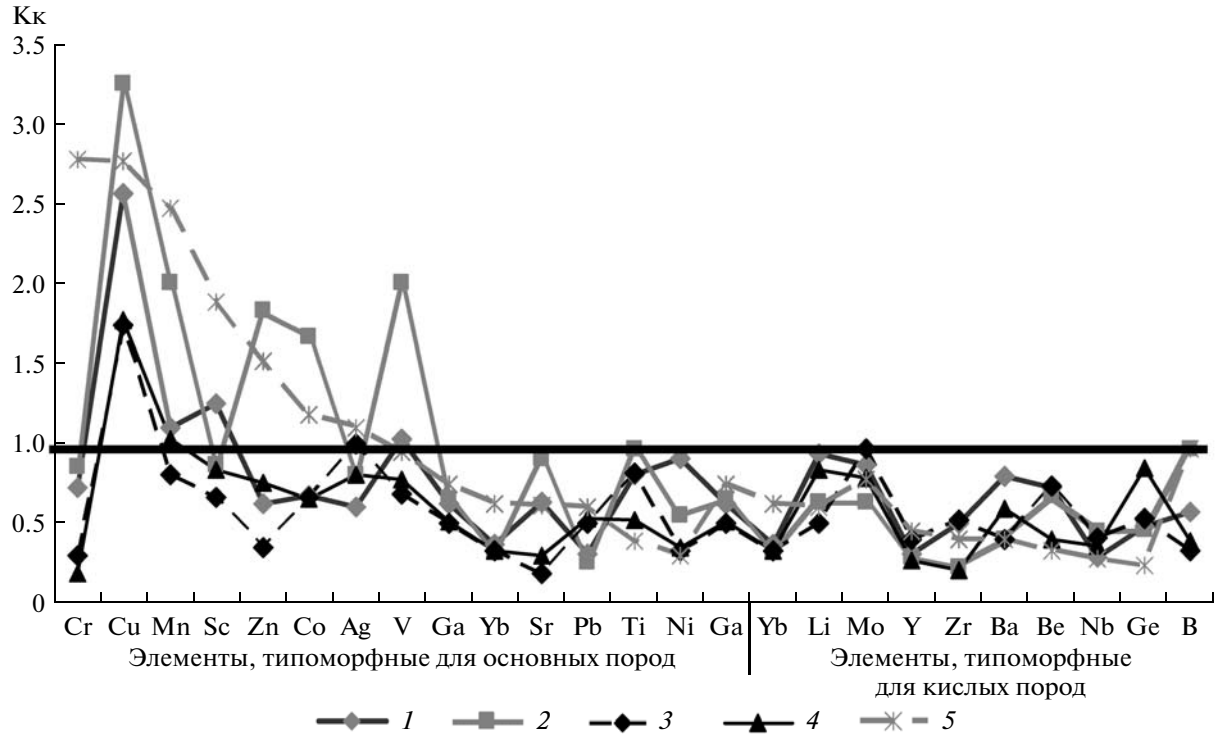


Рис. 2. Кларки концентраций элементов для почв Камчатки. Северная провинция: *1* – западный район (пеплы среднего состава), *2* – восточный район (пеплы среднего состава); Южная провинция: *3* – западный район (пеплы кислого состава), *4* – центральный район (пеплы кислого состава), *5* – юго-восточный район (пеплы основного состава).

высокие значения Кк для Cu, Mn, V, Zn, Co. Для почв Западного района этой провинции, сформированных на более древних андезитовых вулканических пеплах (возраст ПП 350–970 лет), отмечаются относительно повышенные значения Кк для Sc, Li, Mo, Ni, Ba, Zr.

Здесь необходимо уточнить, что в молодые почвы восточного района Северной провинции регулярно, в небольших количествах поступает свежий пирокластический материал современных извержений активных вулканов Северной группы, один из которых (Ключевской) поставляет базальтовые пеплы. Возможно, именно из-за свежей присыпки базальтового пепла, в почвах этого района повышено содержание элементов (Cu, Mn, V, Zn, Co), типоморфных для основных пород, и относительно занижены концентрации Sc, Li, Mo, Ni, Ba, Zr, в основном преобладающих в кислых породах. Вероятно, различия геохимических особенностей почв этих районов определяются не возрастом, а составом вулканических пеплов, на которых почвы образованы. Безусловно, оценка роли фактора времени в формирование геохимических особенностей вулканических почв требует дальнейших исследований при соблюдении полной идентичности ландшафтных условий (в первую очередь, близости составов пеплов).

В целом, несмотря на различия в микроэлементном составе почв, выделенных районов Камчатки, можно говорить об их общих региональных геохимических особенностях: для всех вулканических почв Камчатки характерны устойчивые высокие содержания Cu и P; почвы всех районов характеризуются более высокими содержаниями (относительно почв континентов) элементов типоморфных для основных магматических пород; во всех почвах наблюдается параллельное уменьшение показателей кларков концентраций от элементов, типоморфных для основных магматических пород, к элементам, типоморфным для кислых разностей.

Фоновые геохимические характеристики почв определяются составом вулканических пеплов, в которых они образованы. Общие геохимические особенности всех почв Камчатки обусловлены сходными свойствами вулканических пеплов, что в свою очередь является, по-видимому, отражением общей геохимической специфики многостадийного вулканизма Камчатского полуострова.

ВЫВОДЫ

1. Установлен региональный геохимический фон микроэлементов в вулканических почвах, который в большей степени определяется микро-

элементным составом вулканических пеплов, на которых почвы сформированы.

2. Вулканические почвы, формирующиеся на средних и, особенно, кислых пеплах в целом обеднены микроэлементами относительно их общей распространенности в почвах континентов.

3. Более высокие значения фоновых содержаний микроэлементов характерны для почв, образованных на средних вулканических пеплах Камчатки по сравнению с почвами, развитыми на кислых пирокластических отложениях.

4. Повышенные содержания элементов в почвах (относительно их распространенности в почвах континентов), в той или иной степени, характерны для Cu, Mn, Sc, V и Ag, все из которых более типичны для магматических пород основного состава.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Башарина Л.А.* Водные вытяжки пепла и газы пепловой тучи вулкана Безымянного // Бюл. вулканол. станции. 1958. № 27 С. 47–68.
2. *Брайцева О.А., Кирьянов В.Ю., Сулержицкий Л.Д.* Маркирующие прослои голоценовой тефры Восточной вулканической зоны Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1985. № 5. С. 80–96.
3. *Брайцева О.А., Сулержицкий Л.Д., Пономарева В.В., Мелекесцев И.В.* Геохронология крупнейших эксплозивных извержений Камчатки в голоцене и их отражение в Гренладском ледниковом щите // Докл. РАН. 1997. Т. 352. № 4. С. 516–518.
4. *Гущенко И.И.* Пеплы Северной Камчатки и условия их образования. М.: Наука, 1965. С. 91–102.
5. *Захарихина Л.В., Литвиненко Ю.С.* Роль вулканических пеплов в формировании почвенно-растительного покрова в зоне современного эксплозивного вулканизма // Вулканология и сейсмология. 2008. № 1. С. 19–34.
6. *Захарихина Л.В., Рассохина Л.И., Литвиненко Ю.С.* Ландшафтно-геохимические особенности территорий рудных месторождений Камчатки // География и природные ресурсы. 2005. № 1. С. 103–109.
7. *Ковальский В.В., Андрианова Г.А.* Микроэлементы в почвах СССР. М.: Наука, 1970. 88 с.
8. *Мархинин Е.К., Токарев П.И., Пугач В.Б., Дубик Ю.М.* Извержение вулкана Безымянного весной 1961 // Бюл. вулканол. станции. 1963. № 34. С. 12–18.
9. *Мелекесцев И.В., Брайцева О .А., Базанова Л.И. и др.* Особый тип катастрофических эксплозивных извержений – голоценовые субкальдерные извержения Хангар, Ходуткинский “Маар”, Бараний амфитеатр (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 1996. № 2. С. 3–23.
10. *Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Пономарева В.В., Сулержицкий Л.Д.* Катастрофические кальдерообразующие извержения вулкана Ксудач в голоцене // Вулканология и сейсмология. 1995. № 4–5. С. 28–53.
11. *Малюга Д.П.* Биогеохимический метод поисков рудных месторождений. Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 264 с.
12. *Сает Ю.А., Ревич Б.А., Янин Е.П.* Геохимия окружающей среды. М.: Недра, 1990. С. 62–63.
13. *Соколов И.А.* Вулканизм и почвообразование. М.: Наука, 1973. 224 с.
14. *Соловов А.П., Архипов А.Я., Бугров В.А. и др.* Справочник по геохимическим поискам полезных ископаемых. М.: Недра, 1990. 335 с.
15. *Товарова И.И.* О выносе воднорастворимых веществ из пирокластики вулкана Безымянного // Геохимия. 1958. № 7. С. 45–67.
16. *Ярошевский А.А.* Проблемы современной геохимии. Новосибирск: Новосиб. гос. ун-т, 2004. 194 с.
17. *Bursik K.M., Melekestsev I.V., Braitseva O.A.* Most recent deposits of Ksudach volcano, Kamchatka, Russia // Geophysical Research Letters. 1993. V. 20. № 17. P. 1815–1818.

ПОЧВОВЕДЕНИЕ, 2010, № 4, с. 422–433

ГЕНЕЗИС И ГЕОГРАФИЯ ПОЧВ

УДК 631.48

ПРОСТРАНСТВЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ПОЧВ И ПРОЦЕССОВ ЗАСОЛЕНИЯ В ПРИБРЕЖНОЙ ПОЛОСЕ ТЕРСКО-КУМСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

© 2010 г. З. Г. Залибеков, Р. М. Пайзулаева, З. Д. Бийболатова, М. З. Залибекова, А. Б. Биарсланов

Прикаспийский институт биологических ресурсов Дагестанского научного центра РАН, 367000, Махачкала, ул. М.Гаджиева, 45

e-mail: pibrdncran@iwt.ru

Поступила в редакцию 04.08.2008 г.

Установлены закономерности изменения пространственных показателей почв и степени засоления в условиях развития современной структуры приморских ландшафтов. Наиболее отчетливо изменчивость почв проявляется в прибрежной полосе Терско-Кумской низменности, подверженной периодическому затоплению, подтоплению и иссушению под влиянием нестабильного уровня Каспийского моря и засушливого климата. Определена активная зона взаимодействия подводного и наземного почвообразования, протекающая под влиянием нагонных (кратковременных) и режимных (долговременных) циклов периодичностью от года до 100 лет. При нагонных циклах в почвах прибрежной полосы появляются признаки первичного почвообразования, связанные с минерализацией органических остатков, накоплением солей и формированием слоистого профиля. Режимные циклы способствуют дифференциации вертикального профиля с образованием почвенных горизонтов, в большей степени проявляется разнообразие почв по засолению и солонцеватости. Показана определяющая роль циклов изменения уровня моря в формировании структуры почвенного покрова и генетических свойств почв.

ВВЕДЕНИЕ

На основании данных, характеризующих типы почв в прибрежной полосе Терско-Кумской низменности, изучены показатели изменчивости и разнообразия почв и их изменения под влиянием нагонно-сезонных (кратковременных) и режимно-стабильных (долговременных) трансгрессий. Основная задача – выявление закономерностей изменчивости почв и новых объектов классификации почв, с помощью материалов генетических, почвенно-картографических исследований, проведенных в предшествующий период. Исходное состояние почв и условий их образования определены с использованием результатов исследований Зонна [10, 11], Егорова [6], проведенных в регионах Прикаспийской низменности. Основополагающее значение при картировании ключевых участков и изучении разнообразия почв и процессов засоления имели исследования, выполненные коллективом почвоведов МГУ им. М.В. Ломоносова под руководством Добровольского [4, 5], были использованы также классификационные подходы предложенные Лебедевой с соавт. [15], Тонконоговым [22] и материалы обобщения исследований по засоленным почвам России [9]. Пространственные параметры почв и непочвенных образований выявлены с применением методических подходов, разработанных В.М. Фридландом для изучения структуры почвенного покрова (**СПП**) [25]. Анализ показателей пестроты, контрастности, неоднородности, представляющих значительный интерес в изучении изменчивости почв осуществлен с учетом данных, приведенных в работе Можаровой и Федорова [16]. Использованы также результаты региональных исследований, проведенных при инвентаризации и учете почвенных ресурсов по природным зонам Дагестана [1, 13, 23]. Мелиоративные, эрозионные свойства почв и показатели их изменения охарактеризованы по данным Баламирзоева, Мирзоева [1, 17], Залибекова [7, 8], Сурмачевского с соавт. [24].

Общая затапливаемая территория включает выположенную часть береговой полосы с минимальным уклоном местности, где отмечается интенсивная изменчивость почвенного покрова. Перемещение границ суши в сторону моря с охватом осушаемых участков морского дна обусловливает развитие молодых почв. На осушенных участках постепенно восстанавливается наземное почвообразование, но формирующиеся почвы радикально отличаются от первоначального состояния, имевшего место до затопления. В процессе иссушения почвы трансформируются, приобретая другие свойства и показатели. Абсолют-

ной аналогии в свойствах и составе почв до затопления и после него нет.

Выделенные интервалы продолжительности циклов затопления–иссушения имеют условный характер и охватывают территорию, подверженную влиянием изменения уровня режима Каспийского моря в течении последних двух столетий. Большое значение имеют также кратковременные внутригодовые колебания уровня морской воды, обусловленные нагонными явлениями. Воздействие их имеет различные экологические последствия. Учитывая эти особенности, нагонные явления также рассматриваются в качестве одного из факторов пространственной изменчивости почв и новых направлений в почвообразовании (развития молодых почв).

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Исследования проведены в северо-восточной части Терско-Кумской низменности, где представлены разновозрастные стадии нагонно-сезонных и режимно-стабильных циклов трансгрессии Каспия. Ключевые участки площадью 10 га с конфигурацией 200 × 500 м заложены внутри четырех геоморфологически обособленных полигонов шириной 2.8–3.2 км и длиной 2.0 км. Длина полигона идет от берега Кизлярского залива вглубь материка общей протяженностью 15 км (табл. 1).

Таблица 1. Характеристика полигонов

№	Гипсометрическая минусовая отметка, м	Ширина полос, 2 км	Длина, км	Продолжительность, лет
IV_4	<22.5–25.0	Вековая режимно-стабильная периодичность трансгрессий	>4.5	50–100
III_3	25.0–26.0	Полувековая режимно-стабильная	3.5	15–50
II_2	26.0–27.5	Стабильная нагонно-сезонная с проявлением режимно-стабильной трансгрессии	3.0	5–15
I_1	27.5–28.2	Нестабильная нагонно-сезонная	3.0	1–5
$I_{иу}$	>28.2	Береговая заболоченная полоса включая иссушаемые участки (ИУ)	<0.2	<1.0

1. Прибрежный полигон интенсивного нагонно-сезонного затопления–иссушения берет начало от уреза воды (рис. 1, I_1), простираясь вглубь материка с отметками –28.2...–27.5 м. Сюда включена узкая заболоченная береговая полоса шириной до 400 м. Периодичность затопляемого периода – сезонная при соподчиненной роли режимно-стабильных процессов, продолжительностью 1–5 лет. Рельеф – слабонаклонная на север равнина, средний уклон 0.002. Территория расчленена каналами глубиной 2.5–3.5 м, заложенными параллельно береговой линии для защиты от морских потоков, в связи с чем равнинность рельефа нарушается. Микрорельеф выражен ясно, равнинная поверхность (кроме защитных каналов) представлена небольшими замкнутыми понижениями и мелкими гривками разнообразной формы. Различия микрорельефа и чувствительность растительных сообществ к степени увлажнения и засоленности обусловили большую изменчивость почв. Наиболее дренированные выпуклые элементы рельефа характеризуются луговым солончаковым режимом, тогда как в бессточных микропонижениях формируются почвы лугово-болотного типа.

2. Полигон одновременного проявления нагонно-сезонных и режимно-стабильных трансгрессий (рис. 1, II_2) расположен в пределах отметок –27.5...–26.0 м с периодичностью затопления – 5–15 лет. Расстояние от береговой линии – 7.5 км. Уклон местности 0.0025, рельеф плоский, бессточный, режим застойный. Однако вследствие повышения высотных отметок уменьшается степень влияния нагонных процессов и аккумуляции терригенного материала. Элементы микрорельефа в значительной степени нивелируются. Условия полигона при затоплении оказывают влияние на изменчивость почв следующим образом: на выровненных участках формируются слаборазвитые луговые почвы, а в понижениях – лугово-болотные и болотные почвы.

3. Развитие режимно-стабильных явлений (рис. 1, III_3) при незначительной роли нагонно-сезонных процессов протекает в полигоне с отметками –26.0...–25.0 м с полувековой цикличностью затопления – 15–50 лет. Ключевой участок расположен в центральной части полигона с отметками –25.4 м. Удаленность от береговой линии 10.5 км, рельеф имеет выровненную слабонаклонную на север поверхность. На изменчивость почв оказывает влияние режимно-стабильное изменение уровня морской воды, в этой полосе проявляется степной тип почвообразования. Развитие степного типа почвообразования отмечается в конце полувековой цикличности за-

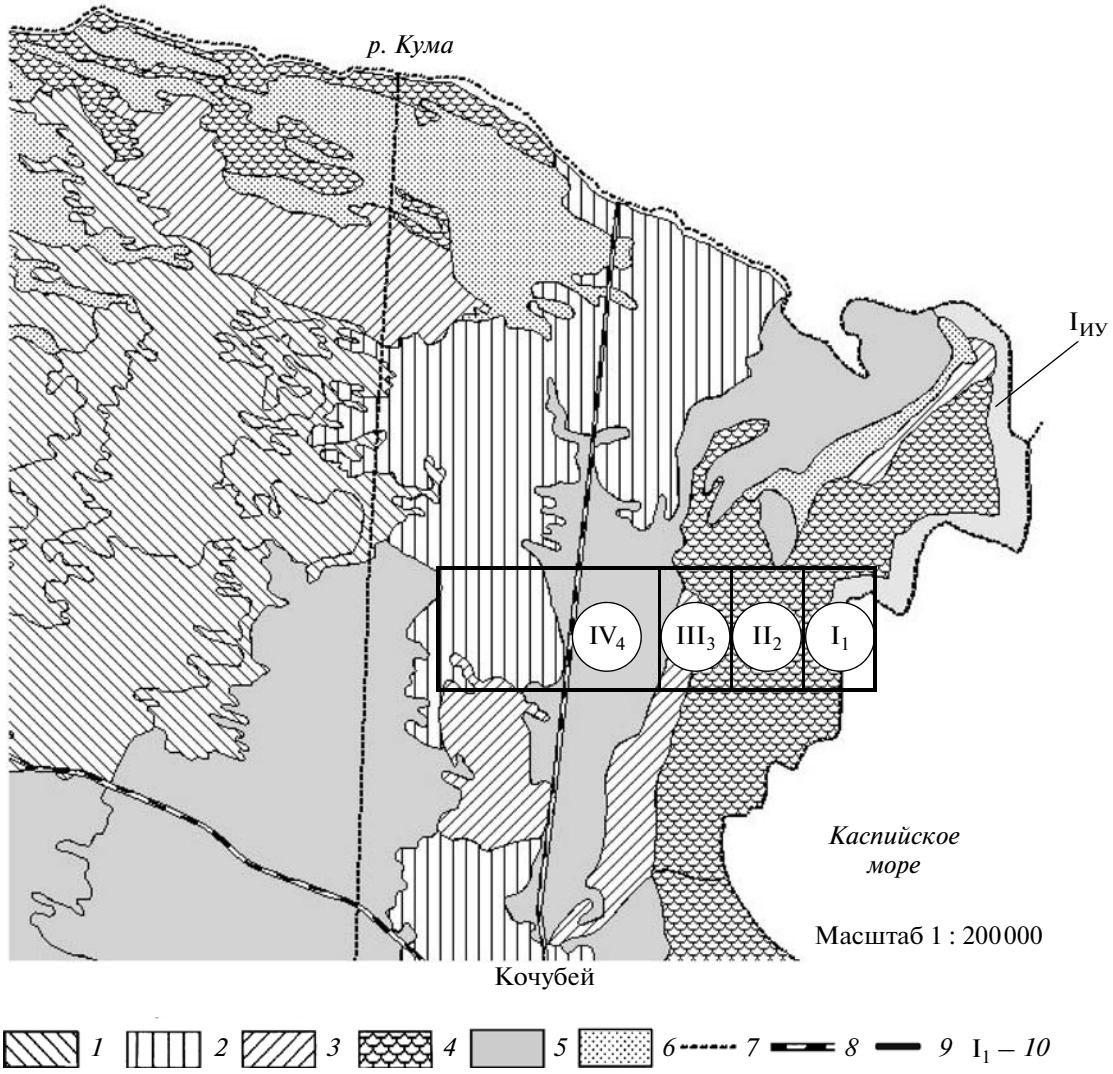


Рис. 1. Карта-схема района исследований. Масштаб 1 : 200000. Почвы: *1* – светло-каштановые; *2* – лугово-каштановые; *3* – луговые солончаковые; *4* – лугово-болотные солончаковые; *5* – солончаки. *6* – пески; *7* – административные границы; *8* – дороги; *9* – границы общей площади экспериментальных полигонов; *10* – полигон.

топления–иссушения при глубине грунтовых вод более 3.0 м. Остепнению способствует слоистость почвообразующей породы, где отдельными прослойками в профиле залегают отложения супесчаного, песчаного состава, выполняющие роль экрана, задерживающего восходящие токи грунтовых вод.

4. Вышерасположенный полигон одностороннего проявления режимно-стабильных трансгрессий (рис. 1, IV_4) с вековой цикличностью затопления – 50–100 лет. Для него характерен стабильный почвенный покров с образованием светло-каштановых и лугово-каштановых почв. Высотные отметки –25.0...–22.5 м; постепенно повышаются в южном направлении и переходят в материковую часть региона. Ключевой участок расположен в верхней части полигона с отметками –22.5 м и на расстоянии 14.0 км от берега. Уклон местности и условия рельефа по сравнению с нижеперечисленным полигоном больших изменений не показывают. На данной стадии территория подвергается затоплению непродолжительное время и оказывает влияние на изменчивость и разнообразие почв по засолению в рамке видовых различий установившегося природного почвообразования.

Принятая схема размещения экспериментальных полигонов, исходящая из различий абсолютной высоты и геоморфологической приуроченности, дает возможность определить динамику развития почвообразования в различных стадиях трансгрессий Каспия [7, 17, 23].

Ключевые участки заложены по топографической основе масштаба 1 : 5000 (сечение 0.2 м) при

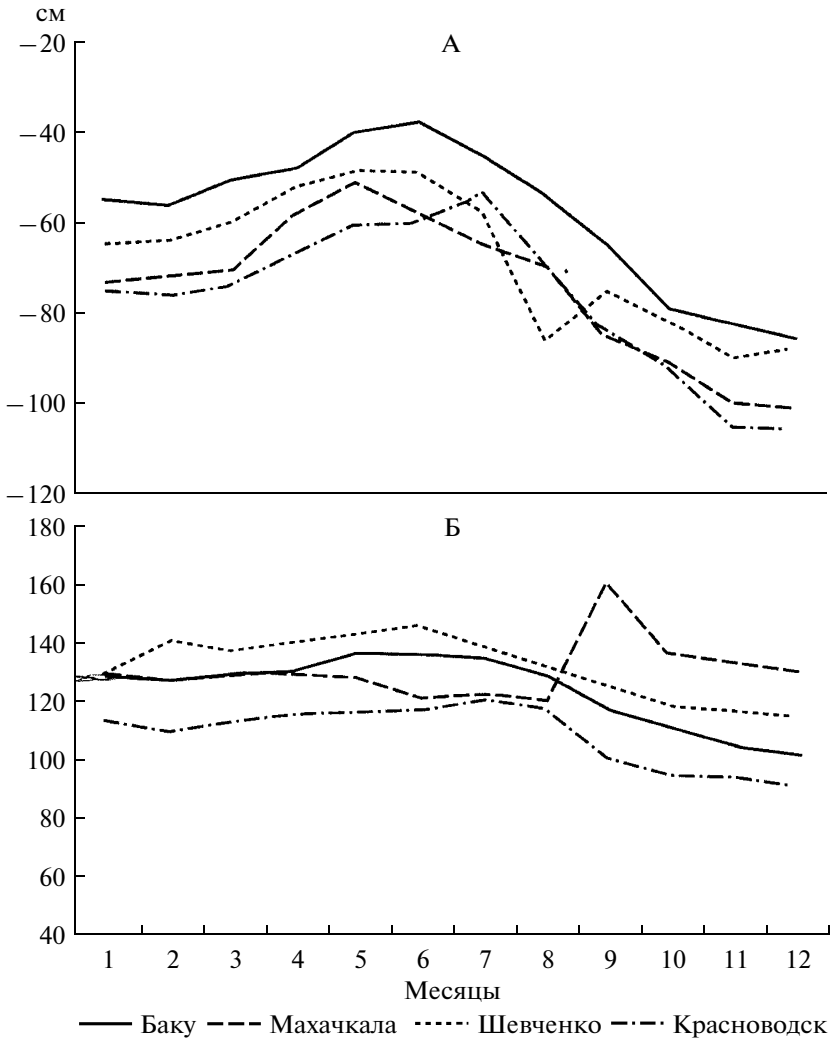


Рис. 2. Графики сезонного хода уровня Каспийского моря: А – 1975 г., Б – 1996 г.

максимальном приближении почвенных карт к этому масштабу. Заданный масштаб получен укрупнением топографической основы 1 : 10000 с применением оптико-цифрового метода. Таким образом, созданы карты для четырех ключевых участков размерами 10 га на полигонах общей площадью 2800 га. Составленные топографические карты для ключевых участков недостаточно полно отображали условия микрорельефа из-за больших различий в размерах составляющих его элементов. Для устранения этого недостатка использовали космический снимок с Американского спутника Landsat-7, полученные с сайта http://glcfapp.umiacs.umd.edu:8080/esdi/index.jsp с относительно высоким разрешением и провели дополнительные промеры расстояний между почвенными разрезами и границами почвенных контуров. Учитывали также границы растительных сообществ, так как последние дифференцируют контуры солончаков и в разной степени засоленных почв. Закладка разрезов и точек опробований осуществлена по установленной нагрузке [19–21] в зависимости от категории сложности почвенного покрова: II категория сложности ключевой участок 3А, с закладкой одного разреза на 4 га; остальные квалифицированы по I категории – разрез из расчета на 8 га и 3 точки опробований.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Почвенный покров, подверженный воздействию нестабильных нагонных явлений и стабильно-режимных циклов изменения уровня Каспия, в Российском побережье занимает более 10.0 млн. га, определенная часть которого расположена в береговой полосе равнинного Дагестана. Значимость нагонного повышения видна из графика сезонного цикла уровня моря за 1975–1996 гг. (рис. 2), приведенного в работе Болгова с соавт., посвященной исследованию гидрологиче-

Таблица 2. Факторы изменчивости почв и непочвенных образований прибрежных ландшафтов Терско-Кумской низменности

Периодичность затопления	Изменения уровня морской воды	Межзатопляемый период	Высотные отметки и позиция полосы затопления	Происходящие в почвообразовании изменения
Нагонные циклы				
Нестабильная частая	Сезонные	<1 года	Полоса нагонного затопления, примыкающая к урезу воды <–28.2 м	Смена морских экосистем наземными. Первичное почвообразование. Максимальная изменчивость почв
Режимные циклы				
Стабильная очень частая	Годовые	1–5 лет	Центральная часть полосы интенсивного затопления –28.2...–27.5 м	Развитие наземных почв, уменьшение площадей непочвенных образований
Умеренная частая	Многолетние	5–15 лет	Повышенная часть полосы интенсивного затопления –27.5...–26.5 м	Формирование луговых и лугово-болотных почв, переход непочвенных образований в группу слаборазвитых луговых почв
Редкая	Полувековые	15–50 лет	Нижняя часть полосы угасания затопления –26.5 ...–25.0 м	Стабилизация лугово-степного режима
Очень редкая	Вековые	50–100 лет	Полоса угасания процессов затопления <...25.0 м	Трансформация почв к степному типу почвообразования

ских изменений Каспийского моря [2]. Иллюстрируется роль нагонных явлений в связи с колебаниями уровня Каспийского моря, где годовая амплитуда составляет 40 см. Наибольшая активность нагонов на станции Махачкала отмечается в октябре–ноябре с повышением относительного уровня воды морских нагонов до 150 см. Нагонное, сезонное затопление охватывает определенную площадь, обусловливая изменчивость почв в зависимости от годового стока рек и интенсивности ветрового режима. При картировании ключевых участков в систематический список почв включена “вся совокупность твердофазных терригенных тел”, характерных для приморской полосы. Учитывая влияние факторов пространственной изменчивости и различий в продолжительности периодов смены затопления иссушением, разработаны критерии, определяющие изменчивость почв в зависимости от продолжительности затопляемых циклов (табл. 2). Определяющее значение имеет дифференциация факторов смены уровня морской воды, обусловливающая нестабильные кратковременные нагонные и долговременные режимно-стабильные изменения. На экспериментальных полигонах заложены ключевые участки с составлением детальных почвенных карт, послужившие основой характеристики пространственных показателей почв по циклам затопления–иссушения (рис. 3, табл. 5).

Нестабильное, нагонно-сезонное затопление с последующим иссушением связано с повышением уровня моря и кратковременным высвобождением прибрежной части морской отмели в течение года. На поверхность в результате отступления уреза воды выходит осушенная часть морского дна, где период непрерывного почвообразования длится 3–4 месяца. За короткий период появляются признаки первичного почвообразования: аэрация верхнего горизонта, скопление карбонатов, минерализация органических остатков. Различия в формировании непочвенных образований выявляются по стратиграфическому компоненту: в профиле отмечаются чередование слоев, пестрота окраски и неупорядоченная слоистость профиля. Ареалы, размеры иссушаемых участков нестабильны, и в картосхеме они представлены узкой полосой у береговой линии в составе территории со стабильной сменой затопления–иссушения (рис. 1, $I_{ИУ}$). Полоса нагонного затопления имеет минимальные абсолютные отметки, где идет смена морских экосистем наземными с максимальной изменчивостью почв. Основное направление почвообразования – первичное, гидрогенное, представляющее “маршевую зону, где пикообразный подъем” сильноминерализованных грунтовых вод обусловливает сильное переувлажнение, а затем при иссушении – засоление [16].

Иссушаемые участки морского дна занимают микроповышения и выровненные площадки с от-

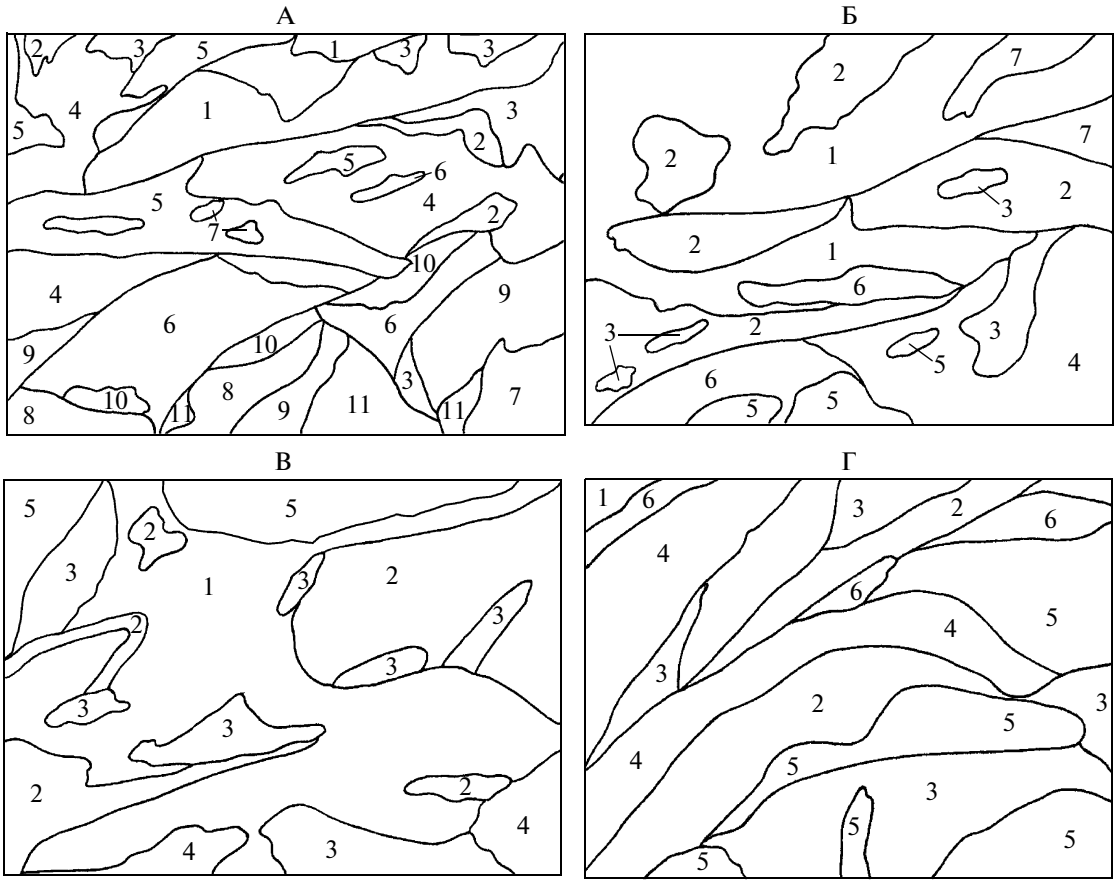


Рис. 3. Почвенный план ключевых участков с разной продолжительностью затопления. Масштаб 1 : 5000. Обозначения см. в табл. 5.

метками –28.2...–27.0 м, представляя арену борьбы подводного и наземного типов почвообразования. В стыковой период смена разных направлений почвообразования отмечается максимальная изменчивость почв с водной растительностью участием тростника гигантского *Phragmites communis* T., рогозы высокорослой *Typha augustijolia* L. Нагонное повышение проявляется независимо от понижения уровня морской воды значительно чаще режимных циклов затопления–иссушения.

Стабильная очень частая смена затопления–иссушения с периодичностью 1–5 лет, продолжительность межзатопляемого периода до 5 лет в полосе отметок –28.2...–27.5 м включает полосу интенсивного затопления и нагонных явлений с формированием слаборазвитых болотных, лугово-болотных, луговых засоленных почв и значительным долевым участием непочвенных образований. На этой стадии почвообразовательные процессы прерываются, не завершив процесс формирования "зрелых почв", что приводит к максимальной изменчивости их состава и свойств.

Временно высвободившиеся участки суши подвергаются первичному процессу почвообразования с формированием в слое 0–20 см серых тонов окраски, косой и неясно выраженной слоистости с углом наклона разной величины. Поверхностный слой хорошо аэрируется, может перейти в фазу оптимума воздушного режима и способствовать увеличению значений pH до показателей щелочной среды. Стабильно очень часто сменяемые режимные циклы осложняются нагонными процессами, в результате которых разрушается структура почвы, сплывается гумусовый горизонт, а в сухой сезон на поверхности почвы образуется затвердевшая корка с высоким содержанием солей. При увлажнении образуется непроницаемая масса, связанная с иссушением и исчезновением крупных пор, заполненных воздухом. Формирование наземных почв и непочвенных образований при этом ограничивается избыточным увлажнением. Периодическая смена затопления иссушением способствует осадконакоплению и формированию объектов непочвенного происхождения – литоседиментов, состоящих из минеральной части

Таблица 3. Изменение некоторых показателей почвенного покрова в зависимости от продолжительности межзатопляемого периода

Продолжительность межзатопляемого периода	Размер, га	Соотношение площадей с территорией ключа, %	Форма почвенного контура, количество					Комплексность, факторы
			линейная	вытянутая	полосчатая	округлая	всего	
Годовая, 2001 г.	>1.0	8.5	–	3		1	4	Затопление, иссушение,
	1–0–0.5	12.4	2	–		–	2	Гранулометрический состав
	0.5–0.1	13.4	2	–	2	–	4	Чередование луговых почв с лугово-болотными
	0.1–0.05	26.5	4	3	–	1	8	
	0.05–0.01	25.0	2	3	–	1	6	
	<0.01	12.4	2	1	–	1	4	
Вековая, 1882–1977 гг.	>2.0	18.5	1	2	–	–	3	Иссушение, засоление
	2.0–1.0	18.5	2	1	–	–	3	
	1.0–0.5	32.3	2	1	1	1	5	Гранулометрический состав
	0,5–0.1	18.5	1	1	1	–	3	Светло-каштановые солонцеватые с лугово-каштановыми солонцеватыми почвами
	<0.1	12.3	1	1	–	–	2	

отложений, и почвенного происхождения – педолитов органо-минерального происхождения. Основные критерии их выделения исходят из общепринятых принципов, изложенных в “Классификации и диагностике почв России” [14].

Профиль выделенных объектов представлен глинистым материалом, подстилаемым песчано-суглинистыми отложениями. Однородная полуметровая толща, выраженная косая слоистость во второй половине метрового слоя, аэрация, дифференциация по сложению, а также накоплению легкорастворимых солей, позволяют определить их в качестве самостоятельных объектов классификации [3]. Из-за перераспределения морской воды элементами микрорельефа создается относительно высокое увлажнение в отрицательных элементах рельефа, где в виде островков формируются болотные почвы. Количество ареалов при режимной стабильной очень частой смене и нагонных явлениях максимальное (35) с минимальной величиной одного контура 0.28 га.

Умеренная частая режимно-стабильная смена связана с циклами периодичностью 5–15 лет; отмечена в полосе с отметками –27.5...–26.5 м. Высвобождающаяся поверхность морского дна вступает в другую стадию развития, изменяя общий рисунок почвенного покрова и составляющих его компонентов. Увеличение относительной высоты местности на 0.1–0.5 м, удаленность от береговой линии на 2–3 км способствуют дифференциации новообразованных и унаследованных показателей, иллюстрируя ослабление роли дополнительного увлажнения морской водой. Почвы развиваются с образованием признаков лугового, лугово-каштанового направлений; увеличиваются размеры контуров до 0.5 га, уменьшается их количество (19). Контуры приобретают очертания вытянутых, овально-вытянутых форм с контрастностью по степени засоления. Максимальную площадь занимают лугово-болотная слаборазвитая, лугово-каштановая слоистая и луговая неупорядоченно-слоистая почвы. Здесь на небольших площадях сохраняются педолиты, развивающиеся в направлении наземного почвообразования. Можно полагать, что затопляемый период, продолжительностью до 15 лет, способствует развитию наземного почвообразования с изменением функциональной роли почв. Из состава почвенного покрова выпадают болотные почвы и заболоченные участки, расширяются площади лугово-солончаковых и лугово-каштановых слоистых почв. Сопоставление полученных данных по долевому участию сильнозасоленных почв и солончаков (до 30–35%) подтверждают выявленную Можаровой и Федоровым повсеместную эволюцию лугово-болотных и болотных почв в примор-

Таблица 4. Изменение засоления почв в зависимости от продолжительности циклов затопления ключевых участков

Повторяемость затопления	Почва	Глубина, см	Сухой остаток, %	HCO_3^{2-}	SO_4^{2-}	Cl^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^+ + K^+$	Количество контуров, % от площади "ключа"
				мг-экв/100 г						
Стабильная, очень частая, включающая нагонно-сезонные циклы	Луговая солончаковая	0–10	0.210	1.59	0.24	0.15	0.73	0.26	1.78	5/2
		25–35	0.780	1.20	5.37	3.95	2.42	2.59	5.58	
		40–50	0.206	0.94	1.00	1.53	0.42	0.41	2.64	
		75–85	0.428	0.60	5.06	0.82	2.99	1.40	2.09	
		100–110	1.142	0.42	15.4	0.72	12.00	3.12	1.16	
Умеренно частая, режимно-стабильная	Луговая слоистая солончаковая	0–10	0.560	0.76	6.48	0.72	2.46	2.63	2.86	4/3.5
		22–32	0.844	1.25	9.72	1.48	3.27	5.51	3.67	
		35–45	0.640	0.59	6.27	2.36	5.60	2.30	1.31	
		80–90	0.256	1.30	0.73	1.30	1.28	0.41	1.64	
Редкая, режимно-стабильная, полувековая	Светло-каштановая солончаковатая	0–10	0.322	0.78	2.94	0.82	2.67	0.66	1.20	11/19.2
		25–35	0.384	0.72	4.96	0.25	2.34	2.27	1.12	
		45–55	0.288	0.63	0.25	2.75	1.36	0.40	1.87	
		80–90	0.428	0.78	2.37	4.39	1.15	1.85	4.54	
		120–130	0.950	0.93	11.83	1.32	3.36	4.61	6.11	
Очень редкая, режимно-стабильная, вековая	Светло-каштановая солонцеватая	0–10	0.196	0.98	1.67	0.36	1.10	0.74	1.17	16/21.1
		20–30	0.204	0.81	1.90	0.34	1.74	0.41	0.82	
		35–45	0.202	1.22	0.44	0.30	0.86	0.24	0.86	
		68–78	0.264	0.53	2.33	1.35	0.23	0.17	3.98	
		90–100	0.256	0.33	1.87	1.72	0.32	0.20	3.51	
		130–140	0.745	0.68	9.18	0.96	6.58	2.30	1.84	

Примечание. CO_3 – не обнаружен.

ские солончаки [16] с тенденцией прогрессирующего засоления. Выявлено увеличение доли засоленных почв в составе почвенного покрова в зависимости от продолжительности межзатопляемого периода: при нестабильной очень частой и умеренно частой смене площади засоленных почв (луговой солончаковой, луговой солончаковатой слоистой) составляют 37.0% от общей территории ключевых участков. В результате формируется сульфатно-хлоридное и хлоридное засоление. Переход к полувековой и вековой цикличности стадии затопления–иссушения приводят к образованию солонцеватых разностей, где общая площадь их совместно с засоленными достигает 48.0–55.2%. Почвообразование переходит к гидроморфному режиму с преобладанием разнообразия по сульфатному и хлоридно-сульфатному типам засоления. Измерение площадей показало, что в отдельных участках образуются комплексы луговых слоистых и луговых солончаковых почв, где отсутствует корреляция между горизонталями рельефа и границами почв. Это объясняется тем, что на почвенных картах детального масштаба (1 : 5000) затопление водными потоками снивелировало большую часть элементов микрорельефа. Кроме того, топографическая карта с сечением рельефа 20 см дает представление о поверхности, не отражая мелкие изменения микрорельефа, которые оказывают существенное влияние на распределение солей и запасов влаги.

Редкая режимно-стабильная смена имеет полувековую продолжительность (15–50 лет) и приурочена к полосе с абсолютными отметками –26.5...–25.0 м, расположенной в условиях угасания нагонно-сезонных процессов и перехода к зонально-климатическому ряду. Здесь формируются автоморфные и полугидроморфные почвы с дифференциацией на горизонты по содержанию гумуса и легкорастворимых солей, что свидетельствует об увеличении продолжительности процессов почвообразования в условиях исключения дополнительного увлажнения в течение 50 лет. При полувековой продолжительности почвообразования наблюдается накопление органического вещества и дифференциация границ гумусовых горизонтов. По характеру распределения органического вещества можно полагать, что накопление гумуса идет за счет неосин-

Таблица 5. Структура почвенного покрова ключевых участков с разной продолжительностью затопления

Индекс на карте	Почва и непочвенное образование	Контуры		
		количество	площадь	
			га	%
А. Затопление 1–5 лет				
1	Луговая слоистая слаборазвитая	2	0.80	8.0
2	Луговая солончаковая	5	0.20	2.0
3	Луговая упорядоченно-слоистая	6	1.50	15.0
4	Луговая слаборазвитая карбонатная	3	2.1	21.0
5	Луговая слаборазвитая карбонатная слоистая	3	3.20	32.0
6	Лугово-болотная	3	0.25	2.5
7	Лугово-болотная слаборазвитая однородная	3	1.0	10.0
8	Литопедолиты неясно слоистые	2	0.25	2.5
9	Литоседименты слоистые	2	0.65	6.5
10	Болотная	3	0.2	2.0
11	Заболоченные участки	3	0.03	0.3
Б. Затопление 5–15 лет				
1	Лугово-каштановая слоистая	3	4.40	44.0
2	Луговая упорядоченно-слоистая	4	1.90	19.0
3	Луговая слоистая солончаковатая	4	0.35	35
4	Луговая слоистая слаборазвитая	1	1.25	12.5
5	Луговая неясно слоистая	4	0.70	7.0
6	Педолиты однородные	2	0.80	8.0
7	Луговая болотная слаборазвитая	1	6.60	66.0
В. Затопление 15–50 лет				
1	Лугово-каштановая карбонатная	1	3.0	30.0
2	Лугово-каштановая солончаковатая	5	2.30	23.0
3	Луговая-солончаковая	6	2.0	20.0
4	Луговая остаточно-заболоченная	2	1.11	11.1
5	Лугово-каштановая солонцеватая	2	1.6	16.0
Г. Затопление 50–100 лет				
1	Светло-каштановая солонцеватая	1	0.87	8.7
2	Светло-каштановая слабоэродированная	2	1.80	18.0
3	Светло-каштановая эродированная	4	2.03	20.3
4	Лугово-каштановая солончаковая	5	2.11	21.1
5	Лугово-каштановая солонцеватая	6	2.54	25.40
6	Пески движущиеся, местами бугристые	3	0.65	6.5

теза соединений органо-минерального происхождения [12]. Мощность гумусового горизонта определяется глубиной корневой системы солянковой и злаково-солянковой растительности. Существенные изменения обнаруживаются в составе и строении почвенного покрова: уменьшается количество контуров до 16, увеличиваются размеры занимаемых площадей одним контуром до 0.68 га. Проявляется влияние различий микрорельефа: значительную часть ключевого участка занимают замкнутые понижения и мелкие бугорки, которые способствуют вертикальной миграции солей и их накоплению в выпуклых элементах рельефа. Это связано с тем, что при иссушении затопленных участков соли, содержащиеся в морской воде, осаждаются на поверхности почвы, аккумулируя основную их часть в верхних горизонтах. Незначительное содержание солей в

морской нагонной воде 10–12 г/л (слабосолоноватой хлоридно-сульфатного состава) [18] способствует вертикальной и горизонтальной миграции, не изменяя свойственного грунтовым водам тип соленакопления. Отмечаются изменения в глубине и минерализованности грунтовых вод: в условиях нагонного, часто повторяющегося затопления, глубина составляет 10–50 см, минерализация 20–30 г/л (солоноватые) хлоридно-сульфатного типа засоления. В полувековом цикле уровень их опускается до 50–100 см с повышением минерализации до 40–50 г/л (сильносолоноватые) без существенного изменения химизма соленакопления. Это связано с косвенным влиянием нагонной воды – растворением хлористых солей, содержащихся в почвообразующей породе, увеличивая минерализацию грунтовых вод с последующей подтяжкой хлоридов в почвенные горизонты. Выявляется функциональная роль морских вод в формировании разнообразия почв по засолению и условий минерализации грунтовых вод.

Стояние нагонной воды на поверхности почвы в периферийной части территории, охваченной вековой, полувековой цикличностью, составляет 15–30 дней, продолжительность которой с приближением к береговой линии увеличивается. При очень частой смене затопления–иссушения сроки стояния нагонной воды укорачиваются, но учащается периодичность их повторения. Нагонные воды, затапливая ежегодно (весною, осенью) почву, сохраняются на поверхности до 10 дней. Периодичность в течение года имеет широкий диапазон и повторяется неравномерно – 10–15 раз.

Дифференциация поверхности по растительному покрову идет последовательно: на выпуклых элементах появляются галофиты и эфемеры, на понижениях формируются луговые сообщества. Полувековая динамика СПП приводит к увеличению доли лугово-каштановой карбонатной почвы, площадь которой составляет 41.0% ключевого участка. На втором месте – лугово-каштановая солончаковатая почва – 23.0%, хлоридно-сульфатного засоления. Общие черты строения почвенного покрова (форма, размеры и чередование контуров и их гомогенизация) обусловливаются литогенными и климатическими факторами. Закономерности пространственного распределения почв, свидетельствуют о формировании изменчивости почв при полувековой сменяемости циклов, тяготеющих к условиям засушливого климатического режима.

Очень редкая режимно-стабильная сменяемость затопления и иссушения характеризуется вековой продолжительностью (50–100 лет) межзатопляемого периода высотными отметками менее –25 м и сохранением общего фонового уровня. Выделение этой стадии осуществлено, исходя из литературных источников и экспериментальных данных, полученных более чем за 100-летний период наблюдений [2, 24]. Полоса вековой продолжительности межзатопляемого периода по этапам трансгрессий входит в аккумулятивно-морскую равнину, выделенную Можаровой и Федоровым с признаками эоловых форм рельефа [16].

Наиболее высокое стояние уровня воды с 1882 г. по настоящее время отмечено на уровне –25.2 м, наиболее низкое – в 1977 г. –29.0 м. В этой связи дана оценка изменчивости почв сравнением вековых смен с годовыми (табл. 3). Согласно топографической карте, территория с отметками ниже –26.5 м занимает полосу (затапливаемую) шириной 25–30 км с нестабильным почвенным покровом. Стабильное состояние почв в полосе, расположенной выше зоны полувекового затопления, связано с кратковременным стоянием и отходом морской воды. Формирующийся вековой цикл оказывает увлажняющее действие в периферийной части полосы, находящейся в условиях, где ведущая роль принадлежит засушливому климату. Улучшенный водный режим пустынной растительности, наступившая морская вода на территории с отметками менее –25 м, находящейся выше полувековой зоны затопления, выполняют функции орошения естественных пастбищ.

Согласно имеющимся данным [2, 7], затопление с функциями орошения (со столетней периодичностью) в прибрежной полосе Каспия отмечено в 1890 и 1994 гг. при залегании почв на породах легкого гранулометрического состава. На тяжелых породах морская вода приводит к застойным явлениям и развитию процессов локального засоления почв.

Затопляемая территория с вековой цикличностью затопления имеет максимальную площадь; периферийная часть, переходящая к незатопляемой зоне материка, сохраняет существующие ранее почвы с изменением признаков на уровне видов и разновидностей. Общая тенденция изменения площадей засоленных почв в зависимости от продолжительности периодов затопления–иссушения сохраняется в вариантах изучаемых стабильно-режимных циклов (табл. 4).

Контуры засоленных почв при совместном проявлении стабильно-режимных и нагонно-сезонных явлений занимают 11.0% в ареале ключевых участков. При переходе к редкой и очень редкой стадии стабильно-режимных циклов в условиях приморских равнин, как было отмечено выше, наблюдается смена лугово-болотных и луговых почв приморскими солончаками [16] с минимальными размерами одного контура – 0.20 га, хлоридного, сульфатно-хлоридного типов засоления. Увеличение продолжительности межзатопляемого периода, включая вековую изменчи-

вость по засолению, протекает со слабозаметной тенденцией накопления бикарбонатов (HCO_3) натрия и калия и сменой сульфатно-хлоридного засоления хлоридно-сульфатным и сульфатным типами соленакопления. В условиях очень редкой режимно-стабильной (вековой) цикличности у светло-каштановых солонцеватых почв в слоях 68–78 и 90–100 см отмечена щелочность (содержание CO_3 0.11–0.17 мг-экв), указывающая на присутствие небольшого количества нормальной соды. Хлориды опускаются глубже по сравнению с сульфатами, иллюстрируя развитие нисходящих токов, способствующих формированию солонцеватых разностей. Распределение солей по профилю характеризуется изменчивостью общей величины их содержания и соотношения хлоридов и сульфатов, связанной со слоистостью почвообразующей породы. Профильные изменения приводят к формированию существенных различий в пространственных показателях распространения засоленных почв. Продолжительность межзатопляемого периода (15–50 лет) способствует увеличению количества контуров лугово-каштановых солонцеватых разностей до 8, занимающих площади до 69.0% с максимальными размерами. При вековых циклах наблюдается стабилизация состава почвенного покрова, отмечается увеличение количества контуров до 16, занимаемые площади – 11.1%. Изменчивость и разнообразие процессов засоления почв прибрежной полосы региона связаны со многими факторами, главными из которых являются подтяжка солей из нижележащих слоев в верхние, гомогенезация состава почвенного покрова по степени влияния гидрогенного фактора и развитие признаков солонцеватости. Поэтому общая территория, охваченная вековой цикличностью изменения процессов засоления, не может быть оценена однозначно.

Вековые изменения в почвенном покрове по сравнению с годовыми иллюстрируют увеличение размеров отдельного контура более чем в 2 раза. При годовой цикличности максимальная величина контура не превышает 1.0 га; при вековой цикличности достигает более 2.5 га. Изменяются и формы контуров. Как видно из почвенной карты (рис. 3 Д), при вековом цикле значительно меньше округлых форм, преобладающие значения приобретают линейные и вытянутые формы контуров субмеридиального направления [16]. Это связано с началом периода экологического равновесия в почвенных процессах, протекающих в соответствии с факторами почвообразования. Период равновесия совпадает со стадией формирования хлоридно-сульфатного и сульфатного типов засоления. При этом образуется комплексность в пространственной смене ареалов лугово-каштановых солончаковых, луговых слаборазвитых почв пятнами лугово-болотных и болотных разностей, создавая пятнисто-полосчатый рисунок почвенного покрова. При вековых циклах формируются комплексы с радикально отличающимися показателями в строении, чередовании, составе и направленности почвенных процессов. Комплексы создаются с участием светло-каштановых, лугово-каштановых солончаковых и солонцеватых почв. Значительная часть территории представлена лугово-каштановыми в комплексе со светло-каштановыми эродированными почвами, что является характерным признаком разнообразия и структуры почвенного покрова полупустынного типа развития.

ВЫВОДЫ

Выявлены общие закономерности изменения пространственных показателей почв и их эволюции в приморских ландшафтах Терско-Кумской низменности, формирующихся под влиянием изменения уровня Каспия в засушливых климатических условиях.

1. По характеру действующих факторов изменения уровня Каспия подразделяются на:

– нагонные нестабильные циклы, повторяющиеся в сезонном аспекте с диапазоном колебания уровня нагонной волны 1.0–1.5 м;

– режимные стабильные циклы различной продолжительности процесса затопления, с высотой стояния нагонной воды 1.0–2.5 м. Охватывают циклы продолжительностью от года до 100 лет.

2. Нагонные циклы повышения уровня моря обусловливают смену затопления иссушением при кратковременном высвобождении прибрежной части морской отмели. За короткий период осушения появляются признаки первичного почвообразования: аэрация верхнего горизонта, скопление карбонатов, минерализация органических остатков. В непочвенных образованиях наблюдается слоистость и пестрота окраски. Иссушаемые участки занимают микроповышения и выровненные площадки с отметками –28.2...–27.0 м, представляют активную зону взаимодействия подводного и наземного почвообразования.

3. Режимные циклы с периодичностью затопления–иссушения в естественно-историческом аспекте характеризуются выделением отдельных полос, когда:

– стабильная очень частая сменяемость циклов затопления–иссушения в течение 1–5 лет, протекает в полосе с отметками –28.2...–27.0 м. Осушенные участки характеризуются нестабильным местоположением ареалов и формированием слаборазвитых гидроморфных почв и непочвенных образований;

– стабильная умеренная сменяемость затопления–иссушения продолжительностью 5–15 лет характерна полосе с отметками –27.0...–26.0 м, ослаблением дополнительного увлажнения мор-

ской водой. Здесь формируются признаки гидроморфного и полугидроморфного типов почвообразования с выпадением непочвенных образований литогенного происхождения и усилением процессов засоления;

– полувековая смена протекает в полосе с отметками –26.0...–25.0 м. Характерные процессы: накопление органического вещества и расширение вертикальной протяженности гумусовых горизонтов. В СПП отмечаются: выпадение образований непочвенного происхождения, гомогенизация контуров засоленных почв;

– вековая смена циклов затопления–иссушения 50–100 лет отмечается в полосе с отметками <–25.0 м с максимальной продолжительностью межзатопляемого периода. Почвенные процессы вступают в стадию равновесия со стабилизацией СПП. Различия, формирующиеся в разных циклах, показывают изменение размера, форм, сменяемости контуров и их количества на единицу площади.

4. Основной закономерностью изменения пространственных показателей почв региона является увеличение признаков аридизации, засоления и совершенствование организации почвенных горизонтов в зависимости от продолжительности периода наземного почвообразования. Режимные циклы изменения уровня морской воды, повторяющиеся в кратковременной трансгрессии, выступают в качестве определяющего фактора изменчивости почв и развития новых направлений почвообразования (развития молодых почв).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Баламирзоев М.А., Мирзоев Э.М.-Р.* О современном состоянии почвенных ресурсов Дагестана и способах мелиоративного их улучшения // Биологические проблемы и перспективы их изучения в регионах Каспийского моря. Махачкала, 1995. С. 112–120.
2. *Болгов М.В., Красножон Г.В., Любушин А.А.* Каспийское море. Экстремальные гидрологические события. М.: Наука, 2007. 384 с.
3. *Глазовская М.А.* Денудационно-аккумулятивная структура почвенного покрова как форма педолитогенеза // Почвоведение. 2000. № 2. С. 134–147.
4. *Добровольский Г.В.* Эколого-генетические принципы классификации аллювиальных пойменных и дельтовых почв // Биологическая продуктивность дельтовых экосистем Прикаспийской низменности Кавказа. Махачкала, 1979. С. 20–26.
5. *Добровольский Г.В., Федоров К.Н., Стасюк Н.В.* Геохимия, мелиорация и генезис почв дельты Терека. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1975. 247 с.
6. *Егоров В.В.* Оценка почвенно-мелиоративных условий для целей орошения сухостепных земель восточно-Европейской равнины // Почвоведение. 1983. № 2. С. 73–84.
7. *Залибеков З.Г.* Почвенное разнообразие и современные проблемы его изучения // Аридные экосистемы. 2000. Т. 6. № 13. С. 7–15.
8. *Залибеков З.Г., Усманов Р.З., Муртузалиева М.Е., Загидова Р.М., Бийболатова З.Д.* Почвенные ресурсы аридных экосистем Западного Прикаспия // Биологические проблемы и перспективы их изучения в регионах Каспийского моря. Махачкала, 1999. С. 27–36.
9. Засоленные почвы России / Под ред. Л.Л. Шишова, Е.И. Панковой. М.: ИКЦ Академкнига, 2006. 856 с.
10. *Зонн С.В.* Классификация и география почв бассейна реки Терек // Тр. ЛОВИУА. 1933. Вып. 10. 65 с.
11. *Зонн С.В., Банасевич Н.Н., Казьмина Т.И., Маккавеев Н.И.* Процессы засоления и рассоления почв в связи с грунтовыми водами, их засолением и влиянием Каспийского моря. М.: Изд-во ВАСХНИЛ, 1934. 127 с.
12. *Ковда В.А.* Биогеохимия почвенного покрова. М.: Наука, 1980. 127 с.
13. *Керимханов С.У.* Почвы Дагестана. Махачкала, 1979. 88 с.
14. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
15. *Лебедева И.И., Тонконогов В.Д., Шишов Л.Л.* Новая классификация почв России: профильно-генетические и факторные компоненты // Современные проблемы почвоведения. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 2000. С. 3–13.
16. *Можарова Н.В., Федоров К.Н.* Эволюция структур почвенного покрова аккумулятивно-морских равнин Терско-Кумской низменности // Вест. Моск. ун-та. Сер. 17, почвоведение. 1984. № 3. С. 20–28.
17. *Мирзоев Э.М.-Р.* Почвенно-мелиоративное районирование северо-дагестанской низменности. Махачкала, 1975. 26 с.
18. *Пахомова А.С., Затучная Б.М.* Гидрохимия Каспийского моря. Л.: Гидрометеоиздат, 1986. 344 с.
19. Почвенная съемка. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 348 с.
20. Общесоюзная инструкция по составлению почвенных карт территорий производственных колхозно-совхозных управлений. М.: Колос, 1964. 106 с.
21. Общесоюзная инструкция по почвенным обследованиям и составлению крупномасштабных почвенных карт землепользования. М.: Колос, 1973. 94 с.
22. *Тонконогов В.Д.* Эволюционно-генетическая классификация почв и непочвенных образований суши // Почвоведение. 2001. № 6. С. 653–659.
23. *Салманов А.Б., Керимханов С.У., Залибеков З.Г.* Классификация и диагностика почв Дагестана. Махачкала, 1979. 98 с.
24. *Сурмачевский В.И., Омаров В.О., Тагиров Б.Д.* Каспийское море // Физическая география Дагестана. М., 1998. С. 225–245.
25. *Фридланд В.М.* Проблемы географии, генезиса и классификации почв. М.: Наука, 1986. 250 с.

ПОЧВОВЕДЕНИЕ, 2010, № 4, с. 434–440

ХИМИЯ ПОЧВ

УДК 631.48

АККУМУЛЯЦИЯ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В ОРТШТЕЙНАХ ПОЧВ (ОБЗОР ЛИТЕРАТУРЫ)

© 2010 г. Я. О. Тимофеева, В. И. Голов

Биолого-почвенный институт ДВО РАН, 690022, Владивосток, Проспект столетия Владивостока, 159

e-mail: timofeeva@biosoil.ru

Поступила в редакцию 23.05.2007 г.

На основании экспериментального материала по содержанию элементов и физико-химическим свойствам ортштейнов, опубликованного в последние десятилетия, проанализированы возможные механизмы поступления микроэлементов в состав ортштейнов и особенности этого процесса. Познание закономерностей накопления микроэлементов конкреционными новообразованиями не только позволит диагностировать направленность почвообразовательных процессов, но также предоставит возможность управления явлением аккумуляции элементов.

ВВЕДЕНИЕ

Ортштейны – одни из наиболее распространенных почвенных марганцево-железистых конкреционных новообразований. В классификационном отношении они представляют род круглых или эллипсовидных гладких конкреций [25] и встречаются во многих биоклиматических зонах в почвах разного генезиса [3, 5, 23, 25, 26, 28, 33, 37, 58, 59, 64].

Результаты многочисленных исследований позволяют сделать вывод о том, что ортштейны играют важную роль в распределении химических элементов внутри почвенной системы, отражают особенности почвообразовательных процессов и служат важным объективным диагностическим признаком. Авторами большинства работ, посвященных исследованию химического состава ортштейнов, основное внимание уделяется содержанию главных конкрециеобразующих элементов (Fe, Mn) и несколько меньше элементам, роль которых в почвообразовании и питании растений подробно изучена (P, C, Ca, Mg, Ti, Si, Al) [4, 11, 14, 23, 26, 27, 37, 38]. Влияние ортштейнов на поведение обширной и важной для биоты группы микроэлементов до настоящего времени остается мало изученным. На сегодняшний день насчитывается всего 2–3 десятка подобных работ [11, 17–19, 29, 34, 43, 44, 45, 58, 59]. Сведения о содержании большей части микроэлементов единичны и фрагментарны. Специфика таких работ в том, что непосредственному изучению доступны уже сформированные конкреционные тела с определенным набором микроэлементов, тогда как условия и механизмы закрепления элементов практически не рассматриваются.

Всестороннее изучение аккумуляции микроэлементов ортштейнами позволит не только установить влияние этих новообразований на миграционные циклы элементов в педосфере, но и оценить их вклад в процессе почвенного самоочищения, что особенно актуально в условиях интенсивного антропогенного воздействия. Например, внесение в почву заведомо высоких доз молибденовых удобрений приводит к повышению концентрации молибдена в ортштейнах, а при техногенном загрязнении почв медью, свинцом и кадмием уровень их накопления в ортштейнах существенно повышается [16, 17, 44, 45]. Изучение таких свойств ортштейнов интересно в области целого спектра наук (почвоведения, агрохимии, экологии, геохимии). Следует также отметить, что вопрос образования ортштейнов, исходя из сложности его разрешения, остается открытым.

ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ В ИЗУЧЕНИИ ГЕНЕЗИСА ОРТШТЕЙНОВ

Конкреции, как одни из основных компонентов педомассы представляют собой результат наложения и сложения большого числа одновременно действующих процессов и механизмов. Вопросы генезиса ортштейнов, так же как и самих почв, всегда были объектом пристального внимания почвоведов. В первой половине XX в. долгое время существовавшее представление о формировании конкреций только как о физико-химическом явлении подверглось сомнению. Сущность процесса конкрециеобразования связывалась с осаждением элементов с переменной валентностью из раствора при повышении его концентрации и сводилась к тому, что зерна первичных почвенных минералов, окруженные пленкой дипольных молекул с отрицательным зарядом, могут действовать как ядра, вызывающие адсорбцию положительно заряженных коллоидных частиц гидроксидов железа и марганца [52, 63].

В 30-х годах минувшего столетия появились работы, установившие важную роль почвенной микрофлоры в формировании конкреций, и их происхождение стало предметом новой дискуссии [8, 9, 35, 48]. Установленный факт наличия различных бактерий, в том числе и специфических железобактерий в составе ортштейнов, не снимал вопроса о том, насколько самостоятельна роль микроорганизмов в их формировании. Немного позднее было установлено, что само первоначальное ядро ортштейнов, которое, как правило, включает почвенный материал и стимулирует дальнейшее отложение конкрециеобразующих элементов, может быть создано микроорганизмами [2]. В последуюших работах было отмечено нахождение в составе ортштейнов ветвящихся колоний железобактерий, а также различных биогенных минералов, которые могли возникнуть в результате жизнедеятельности микроорганизмов [3, 6, 23, 24, 50]. Главные доказательства микробиологической концепции происхождения ортштейнов сводятся к тому, что в почвах превалирует механизм биологического окисления и аккумуляции главных конкрециеобразующих элементов (Fe, Mn), а сам процесс конкрециеобразования – это не что иное, как рост бактериальных колоний, которые при разрастании образуют на поверхности мощные отложения железа и марганца [2]. Успешное воспроизведение образования ортштейнов в лабораторных условиях позволило значительно расширить спектр почвенной микрофлоры, задействованной в их формировании (грибы, гетеротрофные бактерии и собственно железо-марганцевые бактерии рода *Metallogenium* и *Pedomicrobium*), и показать широкий диапазон условий, в которых она может существовать [40–42, 51].

Особого внимания заслуживает гипотеза стадийного формирования ортштейнов, согласно которой на первой стадии накопление элементов идет микробиологическим путем, на второй – в почвенном профиле образуются микрозоны с повышенной концентрацией микробных клеток и отличными от вмещающей почвы окислительно-восстановительными условиями, на третьей – в результате разности потенциалов между такими микрозонами и вмещающей почвенной массой интенсивно идет аккумуляция элементов и одновременно кристаллизация аморфных форм [28].

При всем многообразии подходов к решению вопросов генезиса почвенных ортштейнов большинство исследователей пришло к убеждению, что непременными условиями для их образования и развития является наличие основных конкрециеобразующих компонентов и чередование окислительно-восстановительных процессов. К главным конкрециеобразующим компонентам относятся: система различных соединений железа и марганца и специфическая почвенная микрофлора. Второй фактор формирования ортштейнов представляет собой геохимический барьер, где изменение геохимической обстановки приводит к образованию участков с резким уменьшением интенсивности миграции элементов и, соответственно, увеличением их концентрации. В основу классификации барьеров положены процессы, ведущие к накоплению элементов [35].

Анализ фактического материала различных исследователей показывает, что нельзя объяснить каким-либо одним из факторов сложный механизм образования ортштейнов. Решение этой проблемы требует дальнейших исследований на основе новых теоретических и методологических подходов.

ВОЗМОЖНЫЕ МЕХАНИЗМЫ ПОСТУПЛЕНИЯ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В СОСТАВ ОРТШТЕЙНОВ

Накопление микроэлементов в составе ортштейнов представляет еще менее изученную проблему. Химическому составу этих новообразований посвящены работы многих авторов; на основании этих работ можно утверждать, что ортштейны представляют собой участки с более или менее резко выраженными скачками концентрации различных химических элементов. Условия и механизмы процессов вовлечения микроэлементов в ортштейны остаются гипотетичными и требуют теоретической аргументации.

Суммируя имеющуюся в литературе информацию и собственный опыт, весь объем микроэлементов, входящих в состав ортштейнов, по способу поступления можно условно разделить на 3 категории.

Унаследованные микроэлементы – та часть микроэлементов, которая непосредственно связана с вмещающей почвенной массой и содержится в ортштейнах в составе ядер или механических включений, захваченных в процессе роста. Источники этой категории микроэлементов представлены первичными, реже – вторичными почвенными минералами. Первичные минералы содержат микроэлементы, которые наследуются по цепи: коренные горные породы – почвообразующие породы – почвы – конкреции. Количество микроэлементов, содержащихся в этой группе минералов, крайне незначительно, они входят в кристаллическую структуру и высвобождаются по мере ее разрушения. В качестве наиболее распространенных минералов-носителей микроэлементов можно назвать: магнетит (Zn, Cu, Ni), ильменит (Ti, Zn, Mo, Sn), гранат (Pb), циркон (Zr, Pb). Среди вторичных почвенных минералов в накоплении микроэлементов основное участие принимают глинистые минералы группы монтмориллонита, гидрослюд, вермикулита, хлорита, а также

группы смешанослойных минералов. Перечисленные минералы способны накапливать и удерживать микроэлементы благодаря особенностям своей пространственной организации и большой емкости поглощения (до 100 мг-экв/100 г почвы). Специальные исследования по изучению глинистых минералов в составе почвенных ортштейнов не проводились, и дать ответ на вопрос изменяется ли их состав и как это соотносится с глинистыми минералами почвы, к сожалению, пока не представляется возможным.

Микроэлементы биогенного происхождения накапливаются в ортштейнах в результате прямого микробиологического привноса. Этот процесс связан с деятельностью особой группы микроорганизмов, объединенных названием железобактерии. В почвах железобактерии представлены многочисленными прокариотами, из которых наиболее изучена в физиологическом и биохимическом отношении неспороносная подвижная палочка *Thiobacillus ferrooxidans*, близкая по ряду свойств *Leptospirillum ferrooxidans*, некоторые нитчатые бактерии рода *Leptothrix*, *Sphaerotilus* и ряд железобактерий без клеточной стенки *Gallionella*, *Metallogenium*. Микроэлементы жизненно необходимы для нормального функционирования и развития всей почвенной микрофлоры и железобактерий в том числе, то есть необходимо их постоянное восполнение. Например, у *Thiobacillus ferrooxidans*, получающего энергию в результате окисления двухвалентного железа, дыхательная цепь дополнена медь-содержащим белком рустицианином, непосредственно акцептирующим электроны с Fe^{2+} [20]. Потребляя микроэлементы в процессе жизнедеятельности, железобактерии могут селективно накапливать некоторые из них. Это происходит за счет связывания микроэлементов внеклеточными структурами (капсулами, чехлами, слизистыми выделениями), клеточной стенкой и цитоплазмой. В частности, в процессе окисления органических веществ при переносе электронов по дыхательной цепи в качестве продукта окисления образуется перекись водорода, которая выделяется из клеток и накапливается в окружающих внеклеточных структурах. Под воздействием этого соединения при участии каталазы происходит реакция окисления марганца, физиологическая роль которой заключается в детоксикации вредного продукта метаболизма [20]:

$$Mn^{2+} + 2H_2O_2 \longrightarrow MnO_2 + 2H_2O.$$

Сорбционные свойства поверхностных клеточных структур в отношении микроэлементов также связаны с различием электрических зарядов ионов металлов и клеточной поверхности. Заряд клетки определяется суммарным отрицательным зарядом молекул, входящих в ее состав. По некоторым данным, в почвах среди водорастворимых форм микроэлементов значительно больше анионов и электронейтральных молекул, чем катионов [22]. К накоплению микроэлементов почвенной конкрециеобразующей микрофлорой также ведут процессы подобные тем, которые приводят к аккумуляции железа вокруг микробных клеток. Образуя комплексы с рядом органических соединений, микроэлементы используются некоторыми видами железобактерий, что приводит к их высвобождению и, при наличии благоприятных условий в почвенной среде, к выпадению в осадок. Большая часть водорастворимых форм микроэлементов в почвах входит в состав комплексных соединений с растворимыми гумусовыми кислотами (фульвокислотами). Водонерастворимые гуминовые кислоты еще более активно соединяются с микроэлементами и выводят их из раствора в твердую фазу. В зависимости от физико-химических свойств микроэлементов одни (Zn) тяготеют к соединению с низкомолекулярными (молекулярная масса 6000–8000) гумусовыми кислотами, другие (Cu) – с высокомолекулярными (молекулярная масса 18000–27000) [22]. Еще один возможный механизм поступления микроэлементов в микробную клетку связан с тем, что среди железобактерий есть микроорганизмы, у которых окисление поливалентных элементов связано с получением энергии. Подробно изучено восстановление Fe^{3+} отдельными представителями группы диссимиляционных железовосстанавливающих бактерий, которые консервируют энергию, поглощаемую при этом процессе, для своего роста [15]. Однако в настоящее время не достаточно строгих доказательств, подтверждающих использование большинства микроэлементов почвенной микрофлорой в качестве источника энергии.

По данным некоторых исследований, в процессе формирования ортштейнов активное участие могут принимать почвенные микроскопические грибы [42]. Они также способны вовлекать микроэлементы в биогенную миграцию. Некоторые грибы являются концентраторами микроэлементов, специфических только для почвы. В качестве примера можно сослаться на результаты, согласно которым в почве, обогащенной свинцом и цинком, наиболее высокое количество цинка аккумулируется почвенными микроскопическими грибами *Ulocladium chartarum* и *Penicillium velutinum* [31]. Биосорбция некоторых микроэлементов различными видами грибов позволила использовать их в качестве индикаторных организмов и фитомелиорантов, способных очищать различные среды от примесей. Так, некоторые плесневые грибы применяют для избирательного осаждения золота из хлоридных растворов, а также для очистки растворов от ионов меди, цинка, железа [47].

Изоморфные и сорбированные микроэлементы связаны с физико-химиче-

скими свойствами минеральной части ортштейнов. Природа вхождения в состав этой категории у микроэлементов различна. Но, в общем, возникает на основе эффекта аккумуляции, когда элемент из внешней среды способен замещать другой элемент в обменных процессах. Этот процесс относится к твердофазным реакциям и происходит в гетерофазных системах [46].

Захват микроэлементов конкрециями из почвенной массы можно квалифицировать как поверхностный, либо как ионно-обменый. На основании местоположения микроэлемента рассматриваемую категорию можно разделить на две части:

Микроэлементы на внешней поверхности ортштейнов закрепляются в результате взаимодействий, приводящих к образованию поверхностных комплексов и адсорбции. Микроэлементы могут находиться в ионом окружении и формировать многомерные многокомпонентные системы, которые в зависимости от концентрации адсорбируемых частиц и особенностей их взаимодействия находятся в различных агрегатных состояниях: двумерная "жидкость" или двумерный "кристалл" [32]. Исходя из традиционных представлений о природе адсорбционных явлений, можно предположить, что микроэлементы могут закрепляться на поверхности ортштейнов двумя способами. В случае физической адсорбции происходит межмолекулярное взаимодействие, приводящее к тесному сближению микроэлементов с атомами, ионами или функциональными группами, образующими поверхность ортштейнов. В случае химической адсорбции микроэлементы удерживаются на поверхности в результате образования химической, обычно ковалентной, связи. Эти процессы приводят к формированию поверхностных комплексов и неавтономных фаз. Последние представлены слоем конечной величины между двумя контактирующими фазами, который по составу отличается от поверхностного конкреционного, но образует с ним одно целое, что характеризует явление сорбции и поверхностного осаждения [39].

Микроэлементы, входящие в состав минеральной фазы ортштейнов. Их выделение стало возможным в связи с переходом на новый микроуровень исследования, при котором многие традиционные представления о минералогии почвенных новообразований дополняются и детализируются. Из существующих на сегодняшний день данных известно, что в ортштейнах накапливаются неустойчивые минералы-носители микроэлементов, в первую очередь железо-гидроксиды и марганец-оксиды [4, 5, 11, 14, 28]. Основная масса соединений железа ортштейнов представлена высокодисперсным гетитом, гематитом и фероксигитом, как правило, марганец-содержащим. По результатам исследований Водяницкого [11, 12] установлено, что в почвах Русской равнины часто образуются конкреции сложного строения, и их ожелезненная оболочка состоит из гетита, а внутренняя часть конкреций содержит неустойчивые минералы, такие как фероксигит, вернадит и бернессит.

Известно, что поглощение микроэлементов минералами ортштейнов зависит от вида минерала, степени его окристаллизованности, гидратированности и характера изоморфных замещений [7, 13, 53]. Микроэлементы обладают разной селективностью к соединениям марганцево-железистого вещества ортштейнов, что связано с различиями химических свойств. Даже при совместном присутствии в растворе ионов различных микроэлементов возможны изменения в характере их поглощения вследствие конкуренции и перераспределения между различными реакционными центрами [11, 29, 54, 56, 57, 61].

Применение метода синхротронного рентгеновского анализа с использованием резкого увеличения интенсивности рентгеновского излучения позволило провести исследование химического состава ортштейнов на основании изучения ненарушенного экземпляра. Ценность метода заключается в получении карт распределения химических элементов и минералов в составе конкреций, что позволяет установить связь между ними. Результаты использования метода в различных его модификациях представлены в ряде работ российских и зарубежных ученых [11, 55, 58–60, 62, 64]. Полученные данные свидетельствуют о формировании в ортштейнах различных зон концентрации микроэлементов. Степень корреляции между ними и основными конкрециобразующими элементами колеблется даже в пределах отдельно взятого опытного образца. Результаты проведенных работ позволили выделить две группы микроэлементов в составе минеральной части ортштейнов: группу марганца, в нее входят свинец, кобальт, медь, кадмий, и группу железа, включающую хром и мышьяк. Распределение каждой группы микроэлементов в ортштейнах соответствует распределению связанного с ними основного минерального элемента, но возможны небольшие отступления. В целом, эта связь хорошо прослеживается и подтверждается высокими значениями коэффициента корреляции. Высокая степень корреляции указывает на вероятность закрепления микроэлемента определенным минералом ортштейнов.

В работах, посвященных изучению микроэлементного состава ортштейнов, неоднократно указывалось на присутствие никеля, кобальта и цинка. При детальном рассмотрении закономерностей их распределения отмечены следующие особенности: цинк входит в состав гетита, филло-

силикатов, гексагонального бернессита и литиофорита (смешанослойного филломанганата); никель входит в состав гетита, а при замещении Mn^{3+} на Ni^{2+} в состав литиофорита [11, 12]. Также в структуру литиофорита включаются катионы кобальта [12]. В ортштейнах помимо вышеназванных содержится множество микроэлементов, закономерности распределения которых еще не достаточно изучены.

В химическом составе минеральной фазы ортштейнов практически всегда обнаруживаются микроэлементы, которые не принадлежат к категории унаследованных, и вероятнее всего, попадают в ортштейны в процессе ионного (атомного) обмена, который приводит к изоморфизму [21, 30]. Изоморфные замещения возможны между атомами с близким характером химической связи (электроотрицательности), которую каждый из них образует с партнерами, имеющими близкие размеры атомных или ионных радиусов. Обычно считают, что различие радиусов ионов не должно превышать 15%, а разность значений электроотрицательности – не более 0.4 [48]. Атомы микроэлементов занимают определенные структурные позиции в минералах ортштейнов, замещая и как бы имитируя основные элементы (Fe, Mn). При замещениях происходит искажение и деформация участка структуры минерала, который будет отличаться в энергетическом отношении от участков с регулярной структурой [10, 30]. Поэтому вхождение микроэлементов в минералы ортштейнов в первую очередь определяется тем, выгодно ли оно энергетически.

Выявление путей поступления микроэлементов в ортштейны позволяет установить особенности сорбционной активности каждой рассмотренной категории. Вероятно, по причине невысокого содержания, категория унаследованных микроэлементов не оказывает большого влияния на аккумулирующую способность новообразований. Результаты изучения накопления микроэлементов в ортштейнах различного размера выявили ведущую роль реакционноактивной минеральной составляющей новообразований в этом процессе и позволили отметить некоторые общие и индивидуальные особенности поведения микроэлементов [44]. Так, в ортштейнах всех размерных фракций обнаружены подвижные, водорастворимые формы микроэлементов, вероятнее всего, находящиеся в составе сорбированного внешнего слоя на поверхности новообразований и связанные со слабоокристаллизованными микробиологическими отложениями, их максимальное количество отмечено в ортштейнах мелких фракций. По мере увеличения размера ортштейнов нарастает интенсивность накопления ряда элементов (Co, Pb, Cu, Mo, Cr) и повышается содержание их инертных форм, что является результатом взаимодействия с минеральной фазой. Основная часть цинка, содержащегося в ортштейнах исследованных почв, относится к категории унаследованных микроэлементов.

Таким образом, можно предположить, что накопление микроэлементов ортштейнами происходит как совместно с образованием их минеральной фазы, так и после ее образования. Но, в любом случае оно начинается с поступления микроэлементов из вмещающей почвенной массы в форме подвижных соединений. На наш взгляд, переход микроэлементов из внешних сорбированных слоев в состав минеральной фазы ортштейнов инициируется наличием активных адсорбционных центров на поверхности конкреций, где происходит локальное повышение концентрации микроэлементов. Между скоплением микроэлементов и телом конкреций происходит обмен веществом, состоящий из большого числа взаимодействующих частиц и реакций, и совершается переход микроэлементов с поверхностного адсорбированного состояния в состояние внутренней изоморфной примеси. Определить по каким схемам проходят такие реакции в настоящее время достаточно сложно, из-за ограниченного объема экспериментальных данных по составу обменного комплекса почвенных ортштейнов. Возможно, вовлечение атомов микроэлементов во внутреннюю структуру ортштейнов вызывает появление вакантных мест для адсорбции и осаждения новой порции на внешней поверхности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Ортштейны активно взаимодействуют с почвенными компонентами и, накапливая различные микроэлементы, образуют в почвенном профиле микрозоны с их повышенной концентрацией. Формирование микроэлементной составляющей ортштейнов происходит путем сложного сочетания различных физико-химических процессов при участии специфических групп почвенной микрофлоры. По способу поступления микроэлементы, входящие в состав ортштейнов, можно условно разделить на категории: унаследованные, биогенные, изоморфные и сорбированные. В целом, эффект накопления микроэлементов во многих случаях имеет определяющее значение для их распределения в почвенной среде, поскольку ортштейны могут оказаться эффективными естественными “ловушками” на пути их миграции. Возможно, при более детальном изучении ортштейны можно будет использовать для концентрирования микроэлементов с целью коррекции их содержания в почвах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аристовская Т.В.* Микробиология процессов почвообразования. Л.: Наука, 1980. 187 с.

2. *Аристовская Т.В.* Новые методические приемы сообществ почвенных микроорганизмов // Почвоведение. 1961. № 1. С. 20–29.
3. *Афанасьева Т.В., Терешина Т.В., Чайковская Н.Р.* Почвы поймы среднего течения р. Обь и марганцево-железистые новообразования // Вест. Моск. ун-та. Сер. биология, почвоведение. 1974. № 2. С. 94–102.
4. *Бабанин В.Ф., Иванов А.В., Пухов Д.Э., Шипилин А.М.* Магнитные свойства конкреций подзолистой поверхностно-оглеенной почвы // Почвоведение. 2000. № 10. С. 1224–1232.
5. *Бабанин В.Ф., Карпачевский Л.О., Опаленко А.А., Шоба С.А.* О формах Fe-соединений в конкрециях из разных почв // Почвоведение. 1976. № 5. С. 132–138.
6. *Болотин И.Н.* О роли марганецокисляющих микроорганизмов рода *Metallogenit* в процессе почвообразования // Почвоведение. 1976. № 2. С. 55–60.
7. *Борисов М.В., Шваров Ю.П.* Термодинамика геохимических процессов. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1992. 256 с.
8. *Быстров С.В.* Биохимическая теория образования ортштейнов. Материалы к познанию подзолистого процесса II. Несколько данных о составе и образовании ортштейнов в подзолистых почвах // Тр. Почв. ин-та АН СССР им. В.В. Докучаева. М., 1936. Т. XII. С. 124–155.
9. *Вильямс В.Р.* Почвоведение. М.: Изд-во с.-х. лит., 1949. 539 с.
10. *Винокуров В.М.* Механизмы и модели зарядовой компенсации при гетеровалентных замещениях в кристаллах // Соровский образовательный журнал. 1997. № 8. С. 112–119.
11. *Водяницкий Ю.Н.* Состав Fe-Mn ортштейнов по результатам синхротронного рентгеновского анализа // Почвоведение. 2006. № 2. С. 168–178.
12. *Водяницкий Ю.Н., Горшков А.И., Сивцов А.В.* Особенности оксидогенеза марганца в почвах Русской равнины // Почвоведение. 2002. № 10. С. 1171–1180.
13. *Водяницкий Ю.Н., Добровольский В.В.* Железистые минералы и тяжелые металлы в почвах. М.: Почв. ин-т им. В.В. Докучаева, 1998. 216 с.
14. *Водяницкий Ю.Н., Сивцов А.В.* Образование педогенных гидроксидов Fe и Mn: ферригидрита, фероксигидрита, вернадита // Почвоведение. 2004. № 8. С. 986–999.
15. *Водяницкий Ю.Н., Шелоболина Е.С.* Биологическая редукция (гидр)оксидов железа (III) в почвах и роль природного органического вещества в этом процессе // Агрохимия. 2007. № 8. С. 87–96.
16. *Голов В.И.* Круговорот серы и микроэлементов в основных агроэкосистемах Дальнего Востока. Владивосток: Дальнаука, 2004. 315 с.
17. *Голов В.И., Тимофеева Я.О.* Резервы самоочищения почв от тяжелых металлов и возможности применения продуктов переработки бытовых и промышленных отходов в сельскохозяйственных целях // Вест. ДВО РАН. 2008. № 1. С. 91–97.
18. *Голов В.И., Тимофеева Я.О.* Экологические проблемы использования бытовых и производственных отходов в качестве удобрений и возможности самоочищения почв от ксенобиотиков и тяжелых металлов // Вест. Тихоокеанского гос. ун-та экономики. 2005. № 4. С. 100–105.
19. *Голов В.И., Тимофеева Я.О.* Экологические функции почв и их реализация на примере железо-марганцевых конкреций // Вест. КрасГАУ. 2009. № 5. С. 16–19.
20. *Гусев М.В., Минеева Л.А.* Микробиология. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1985. 376 с.
21. *Добровольский В.В.* Введение в микроморфологию почв (практическое руководство). М.: Изд-во Моск. гос. пед. ин-та, 1974. 76 с.
22. *Добровольский В.В.* Роль органического вещества почв в миграции тяжелых металлов // Природа. 2004. № 7. С. 35–39.
23. *Добровольский Г.В., Терешина Т.В.* Марганцево-железистые новообразования в почвах южной тайги // Почвоведение. 1970. № 12. С. 16–25.
24. *Добровольский Г.В., Терешина Т.В.* О биологическом генезисе марганцево-железистых новообразований в почвах южной тайги // Вест. Моск. ун-та. Сер. биология, почвоведение. 1976. № 3. С. 78–86.
25. *Зайдельман Ф.Р., Никифорова А.С.* Генезис и диагностическое значение новообразований почв лесной и лесостепной зон. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2001. 216 с.
26. *Иванов Г.И.* Почвообразование на юге Дальнего Востока. М.: Наука, 1976. 199 с.
27. *Иванов Г.И., Стрельченко Н.Е.* Об аккумуляции фосфора в конкрециях почв Приморья // Агрохимия. 1976. № 5. С. 28–33.
28. *Костенков Н.М.* Окислительно-восстановительные режимы в почвах периодического переувлажнения. М.: Наука, 1987. 191 с.
29. *Ладонин Д.В.* Влияние железистых и глинистых минералов на поглощение меди, цинка, свинца и кадмия в конкреционном горизонте подзолистой почвы // Почвоведение. 2003. № 10. С. 1197–1206.
30. *Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М.* Статистическая физика. М.: Наука, 1964. 460 с.
31. *Летунова С.В.* Биогеохимические критерии оценки ответных реакций микроорганизмов на загрязнение окружающей среды тяжелыми металлами // Природные и антропогенноизмененные биохимические циклы. Тр. Биогеохимической лаборатории. Т XXXI. М.: Наука, 1990. С. 72–88.
32. *Лифшиц В.Г.* Поверхность твердого тела и поверхностные фазы // Соровский образовательный журнал. 1995. № 1. С. 99–107.
33. *Македонов А.В.* Современные конкреции в осадках и почвах. М.: Наука, 1966. 283 с.
34. *Орешкин В.Н., Ульяночкина Т.И., Кузьменкова В.С., Балабко П.Н.* Свинец в марганцовисто-железистых конкрециях различного размера из аллювиальных почв и отложений // Геохимия. 2000. № 6. С. 680–684.
35. *Перельман А.И.* Геохимия элементов в зоне гипергенеза. М.: Недра, 1972. 288 с.

36. *Реунов Е.В.* Восстановление окисных соединений железа биологическим путем // Вест. бактер.-агр. Станции. 1926. № 24. С. 18–27.

37. *Росликова В.И.* Марганцево-железистые новообразования в почвах равнинных ландшафтов гумидной зоны. Владивосток: Дальнаука, 1996. 290 с.

38. *Стрельченко Н.Е.* Роль конкреций в формировании фосфатного режима почв временного избыточного увлажнения // Почвоведение. 1984. № 10. С. 28–33.

39. *Таусон В.Л.* Систематика процессов поглощения рассеянных элементов реальными кристаллами минералов // Геохимия. 2005. № 2. С. 213–219.

40. *Тен Хак Мун.* Микробиологические процессы в почвах островов Притихоокеанской зоны. М.: Наука, 1977. 180 с.

41. *Тен Хак Мун.* Микроорганизмы, окисляющие железо и марганец в почвах южной части Сахалина // Микробиология. 1967. Т. 36. Вып. 2. С. 337–344.

42. *Тен Хак Мун.* Участие микроорганизмов в формировании марганцево-железистых конкреций в почвах бурой лесной зоны Дальнего Востока // Докл. АН СССР. 1973. Т. 209. № 5. С. 1203–1205.

43. *Терешина Т.В.* О микроэлементах в марганцовисто-железистых новообразованиях // Биологические науки. 1975. № 9. С. 115–118.

44. *Тимофеева Я.О.* Накопление и фракционирование микроэлементов в почвенных железо-марганцевых конкрециях различного размера // Геохимия. 2008. № 3. С. 293–201.

45. *Тимофеева Я.О., Голов В.И.* Железо-марганцевые конкреции как накопители тяжелых металлов в некоторых почвах Приморья // Почвоведение. 2007. № 12. С. 1463–1471.

46. *Третьяков Ю.Д.* Твердофазные реакции. М.: Химия, 1978. 360 с.

47. *Туманов А.А., Глухова М.Н., Субботина Г.М.* Ответные реакции микроорганизмов на изменение химического состава среды и трансформация их в аналитический сигнал // Ж. аналитической химии. 1998. Т. 53. № 12. С. 1252–1260.

48. *Урусов В.С.* Твердые растворы в мире минералов // Соровский образовательный журнал. 1996. № 6. С. 42–51.

49. *Холодный Я.П.* Железобактерии. М.: Изд-во АН СССР, 1953. 223 с.

50. *Шоба В.Н., Сорокин Н.Д.* Генезис и диагностическая роль ортштейнов в лесных почвах // Почвы и их биологическая продуктивность. Тарту, 1979. С. 98–99.

51. *Щапова Л.Н.* Микрофлора почв юга Дальнего востока России. Владивосток: Изд-во ДВО РАН, 1994. 186 с.

52. *Ярилова Е.А.* Исследования в области миграции марганца в почвах // Тр. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. М., 1940. Т. 24. С. 304–351.

53. *Ainsworth C.C.* Chromate adsorption on goethite: effect of aluminum substitution // Soil Sci. Soc. Amer. J. 1989. V. 53. P. 411–418.

54. *Balistrieri L.S., Murray J.W.* The adsorption of Cu, Pb, Zn, and Cd on goethite from major ion seawater // Geochim. Cosmochim. Acta. 1982. V. 46. P. 1253–1265.

55. *Benjamin M.M., Leckie J.O.* Multiple-site adsorption of Cd, Cu, Zn and Pb on amorphous iron oxyhydroxide // J. of Colloid and Interface Science. 1981. V. 79. P. 209–221.

56. *Cowan C.E., Zachara J.M., Resch C.T.* Cadmium Adsorption on Iron Oxides in the Presence of Alkaline-Earth Elements // Environ. Sci. Technol. 1991.V. 25. P. 437–446.

57. *Farley K.J., Dzombak D.A., Morel F.M.M.* A surface precipitation model for the sorption of cations on metal oxides // J. Colloid Interface Sci. 1985. V. 106. P. 226–242.

58. *Latrill C., Elsass F., van Oort F., Denaix L.* Phisical speciation of trace metals in Fe-Mn concretions from a rendzic lithosol developed on Sinemurian limestone (France) // Geoderma. 2001. V. 100. P. 127–146.

59. *Liu F., Colombo C., Adamo P., He J.Z., Violante A.* Trace elements in manganese-iron nodules from a Chinese Alfisol // Soil Sci. Soc. Am. J. 2002. V. 66. P. 661–670.

60. *Tan W.F., Liu F., Li Y.H., He J.Z., Li X.Y.* Mineralogy of manganese oxides in iron-manganese nodules of several main types of soils in China // Pedosphere. 2000. V. 10. P. 265–274.

61. *Van Riemsdijk W.H., De Wit J.C.M., Koopal L.K., Bolt G.H.* Metal ion adsorption on heterogeneous surfaces: adsorption models // J. of Colloid and Interface Science. 1987. V. 116. P. 511–522.

62. *Veeresh H., Tripathy S., Chaudhuri D., Hart B.R., Powell M.A.* Sorption and distribution of adsorbed metals in three soils of India // Applied Geochemistry. 2003. V. 18. P. 1723–1731.

63. *Winters E.* Ferromanganiferrous concretions from some podzolie soils // Soil Science. 1938. V. 46. № 17. P. 113–121.

64. *White G.N., Dixon J.B.* Iron and manganese distribution in nodules from a young Texas Vertisol // Soil Sci. Soc. Am. J. 1996. V. 60. P. 1254–1262.

ПОЧВОВЕДЕНИЕ, 2010, № 4, с. 441–449

ХИМИЯ ПОЧВ

УДК 631.416.8:631.438.2

СОРБЦИЯ РАДИОАКТИВНЫХ И СТАБИЛЬНЫХ ИЗОТОПОВ Co И Zn ДЕРНОВО-ПОДЗОЛИСТОЙ ПОЧВОЙ И ЧЕРНОЗЕМОМ

© 2010 г. С. В. Круглов, Г. В. Лаврентьева, В. С. Анисимов

ВНИИ сельскохозяйственной радиологии и агроэкологии РАСХН, 249032, Обнинск Калужской обл., Киевское ш., 109 км

e-mail: kruglov@itkom.obninsk.org

Поступила в редакцию 26.02.2009 г.

В экспериментах, выполненных в условиях почвенных суспензий (соотношение фаз 1 : 10) и с увлажненной почвой (60% ПВ), изучали влияние концентрации металла на межфазное распределение и кинетику сорбции ^{60}Co/Co и ^{65}Zn/Zn. Показано, что в результате обмена между радиоактивным и стабильным изотопом химического элемента, с ростом концентрации в системе тяжелого металла Co (Zn) снижается сорбция ^{60}Co (^{65}Zn) твердой фазой, и соответственно многократно возрастает подвижность и потенциальная доступность радионуклидов для растений. Не выявлено закрепления ^{65}Zn/Zn твердой фазой с течением времени, когда уровень загрязнения в 2–3 раза превышал валовое содержание Zn в дерново-подзолистой почве. При внесении 100–600 мг Zn/кг почвы период полуснижения концентрации Zn и объемной активности ^{65}Zn в почвенном растворе составлял 12–9 и 15–8 сут.

ВВЕДЕНИЕ

Искусственные радионуклиды и тяжелые металлы (**ТМ**) относят к основным группам техногенных загрязняющих веществ, представляющих опасность для человека и биоты. Оценка риска загрязнения природных сред этими веществами требует хорошего знания и понимания механизмов биогеохимических процессов с их участием, включая сорбцию почвами и отдельными почвенными компонентами, поглощение растениями, миграцию по трофическим цепочкам.

Радиоактивные индикаторы давно и успешно используются для исследования сорбционных и ионообменных процессов с участием тяжелых металлов [10, 12, 16–20, 22], хотя и остаются вопросы, насколько адекватно результаты экспериментов с радиотрассерами описывают скорость и механизмы сорбции и транспорта ионов в системе почва–растение. Значительно меньше работ, в которых стабильные изотопы использованы в качестве трассеров при изучении поведения радионуклидов при радиоактивном загрязнении почвы [9, 11].

В некоторых случаях в качестве опасных радионуклидов и ТМ могут выступать радиоактивные и стабильные изотопы одного и того же химического элемента. Например, ^{60}Co, ^{63}Ni и ^{65}Zn присутствуют в радиоактивных отходах и обнаруживаются в природных объектах в районах расположения предприятий ядерной энергетики и атомной промышленности. При поступлении в окружающую среду их поведение будет во многом определяться содержанием в почвах и природных водах и особенностями биогеохимии стабильных изотопов Co, Ni или Zn. В то же время эти химические элементы являются потенциально токсичными веществами, поступающими в окружающую среду из многочисленных и разнообразных техногенных источников [2, 3, 5]. В загрязненных почвах и природных водах их концентрации могут в десятки раз превышать уровни локального фона [4]. Очевидно, что в этом случае информация, полученная в отношении радионуклидов, может быть полезна для лучшего понимания сорбционных и ионообменных процессов с участием стабильных изотопов, а особенности биогеохимии ТМ следует учитывать при прогнозировании поведения соответствующих радионуклидов в природных средах.

Целью работы являлось изучение влияния возрастающих концентраций тяжелых металлов Co и Zn на межфазное распределение и кинетику сорбции радионуклидов ^{60}Co и ^{65}Zn почвами в условиях смешанного (радиоактивного и химического) загрязнения.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

В экспериментах использовали образцы двух почв (дерново-подзолистой среднесуглинистой и чернозема выщелоченного), отобранные из пахотного горизонта сельскохозяйственных угодий, и нуклиды ^{60}Co/Co и ^{65}Zn/Zn двух химических элементов, различающихся своими физико-химическими свойствами и биогеохимическим поведением. Основные характеристики почв, уста-

Таблица 1. Основные характеристики почв, использованных в экспериментах

Параметр	Дерново-подзолистая среднесуглинистая почва	Чернозем выщелоченный
Физическая глина (фракция <0.01 мм), %	23.2 ± 1.6	42.0 ± 1.5
Гумус, % (по И.В. Тюрину)	1.7 ± 0.1	4.7 ± 0.1
pH(KCl) (потенциометрическим методом в суспензии 1 : 2.5)	5.19 ± 0.01	5.27 ± 0.01
ЕКО, мг-экв/100 г (по Бобко-Аскинази)	9.3 ± 0.2	34.3 ± 0.5
Полная влагоемкость, %	35.5 ± 0.7	45.5 ± 1.6
Валовое* содержание, мг/кг		
Co	8.6 ± 0.1	12.5 ± 0.8
Zn	25.4 ± 0.5	32.0 ± 3.1

* После полного кислотного разложения силикатной матрицы почвы.

новленные с использованием общепринятых методик [1, 6], приведены в табл. 1.

Кинетику сорбции и межфазное распределение нуклидов ^{60}Co/Co и ^{65}Zn/Zn изучали в условиях почвенных суспензий (при соотношении твердой и жидкой фаз 1 : 20), измеряя концентрацию металла и удельную активность радионуклида в равновесном растворе после отделения его от твердой фазы центрифугированием, и в почвах с контролируемой влажностью. В последнем случае жидкую фазу (почвенный раствор) извлекали с помощью размещаемых в почве на все время опыта фторопластовых пробоотборников с пористыми стенками (оборудование фирмы PRENART EQUIPMENT ApS, Дания). Пробоотборники подсоединялись к емкостям для сбора почвенного раствора и переносному вакуум-насосу, автоматически поддерживающему разрежение 0.7 атм.

Дерново-подзолистую почву, использованную в экспериментах с суспензиями, предварительно переводили в Ca-форму многократной промывкой 0.1 M раствором $Ca(NO_3)_2$, а затем деионизированной водой.

При изучении кинетики сорбции к помещенным в 50 мл центрифужные пробирки навескам почвы массой 0.6 г приливали одинаковый объем раствора фонового электролита 0.1 M $Ca(NO_3)_2$, содержащего расчетные количества стабильного и радиоактивного изотопов химических элементов Co или Zn. Концентрация металлов в контактирующем с твердой фазой растворе составляла 0.02 и 0.06 ммоль/л соответственно и выбиралась с таким расчетом, чтобы общее (фоновое + добавленное) содержание металла в системе превышало его валовое содержание в почве в 5 раз. Внесенная активность ^{60}Co (^{65}Zn) соответствовала уровню загрязнения 50 кБк/кг почвы.

Суспензии периодически встряхивали, а равновесный раствор отделяли центрифугированием после 1, 3, 6, 8, 24, 48 и 72 ч контакта с твердой фазой.

Для оценки влияния концентрации металла на сорбцию радионуклида, к навескам переведенной в Ca-форму почвы массой 1 г приливали по 20 мл раствора, содержащего возрастающие количества Co или Zn (9 концентраций в интервале от 0.01 до 0.75 ммоль/л) и имеющего одинаковую активность ^{60}Co или ^{65}Zn (из расчета 50 кБк/кг почвы). С целью обеспечения постоянной ионной силы раствора, флокуляции частиц и снижения сорбции ионов за счет неспецифического электростатического связывания, растворы во всех вариантах опыта содержали избыток $Ca(NO_3)_2$. Суспензии встряхивали 1 сут и отделяли жидкую фазу центрифугированием в течение 30 мин при 4000 об/мин.

Количество металла (радионуклида), поглощенное твердой фазой, находили по разности между добавленной и измеренной в растворе концентрацией (активностью), используя выражение (1):

$$X_s = \frac{(C_0 - C_t)V}{m}, \qquad (1)$$

где X_s – количество вещества, адсорбированное единицей массы почвы (мг/г или Бк/г); C_0 и C_t – соответственно начальная и конечная концентрации металла (мг/см^3) или объемная активность радионуклида (Бк/см^3) в растворе; V – объем раствора (см^3); m – воздушно-сухая масса почвы (г).

Коэффициент распределения K_d (см^3/г) стабильного и радиоактивного изотопов химического элемента при сорбции их почвой из водных растворов определяли как отношение концентраций металла (активности радионуклида) в твердой и жидкой фазах.

При использовании в сорбционном эксперименте почв с контролируемой влажностью прослеживали динамику концентраций Co или Zn и

объемной активности ^{60}Co или ^{65}Zn в почвенном растворе. Для этого в почвы при перемешивании вносили возрастающее количество металлов в виде водных растворов их нитратных солей, и затем добавляли раствор радионуклида с активностью, соответствующей уровню загрязнения дерново-подзолистой почвы и чернозема 50 и 80 кБк/кг. Суммарный объем растворов определялся полной влагоемкостью (**ПВ**) почвы. Почвы инкубировали при комнатной температуре 14 сут, пока влажность их не достигала 60% ПВ, и поддерживали эту влажность регулярным добавлением деионизированной воды по массе. К отбору почвенных растворов приступали не ранее, чем через 6 ч после коррекции влажности почвы.

Двухфакторный эксперимент по изучению сорбции ^{65}Zn/Zn дерново-подзолистой почвой предусматривал 7 уровней загрязнения (0, 25, 50, 100, 200, 400 и 600 мг/кг) и 5 сроков отбора почвенного раствора (15, 22, 30, 45 и 60 сут). В сорбционных экспериментах с ^{60}Co/Co и двумя почвами металл вносили в дерново-подзолистую почву и чернозем в дозах 0, 20, 40, 80, 150, 200, 300, 500 мг/кг и 0, 30, 60, 120, 225, 300, 450, 750 мг/кг соответственно, а почвенные растворы отбирали на 15 и 105-е сутки эксперимента.

Когда влажность почвы известна и контролируется в ходе эксперимента, для характеристики распределения металла (радионуклида) между твердой и жидкой фазой можно использовать коэффициент распределения K_d, рассчитываемый по уравнению:

$$K_d = \frac{C}{C_{lf}}\left(1 + \frac{m_{lf}}{m_{sf}}\right) - \frac{m_{lf}}{m_{sf}}, \qquad (2)$$

где C и C_{lf} – соответственно массовая концентрация металла (удельная активность радионуклида) в почве в целом и в жидкой фазе (почвенном растворе); m_{sf} и m_{lf} – масса твердой и жидкой фаз, устанавливаемая на основании известной влажности почвы. В случае тяжелого металла величина C соответствовала его общему (валовое + добавленное) содержанию в почве.

Концентрацию металлов в растворах измеряли атомно-эмиссионным методом (ICP AES Liberty AX фирмы Varian), активность радионуклидов – полупроводниковой γ-спектрометрией (HPGe детектор фирмы EG&G ORTEC, анализатор спектра AccuSpec фирмы Canberra Industries). Результаты измерений ^{60}Co и ^{65}Zn корректировали на дату внесения с учетом их радиоактивного распада.

Сорбционные эксперименты выполнялись в 2-кратной повторности. Для обработки результатов использовали методы вариационной статистики (Microsoft Excel 2002).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Поведение радиоактивного и стабильного изотопов одного элемента в химических реакциях обычно одинаково, исключая изотопы легких элементов, существенно различающиеся по своей массе. В отличие от химических реакций изотопного обмена не приводят к обычным химическим или физико-химическим эффектам, а вызывают только выравнивание изотопного состава элементов, составляющих химические формы или фазы системы. В биогеохимических процессах, однако, могут проявляться особенности, обусловленные разными формами нахождения элементов в природных средах, неодинаковой скоростью реакций изотопного обмена и, соответственно, временем, необходимым для установления изотопного равновесия.

Влияние концентрации тяжелого металла на межфазное распределение и кинетику сорбции соответствующего радионуклида изучали в экспериментах с разбавленными водными растворами и при контролируемой влажности почв. В качестве анализируемых показателей выступали измеряемые концентрация металла и объемная активность радионуклида в жидкой фазе и расчетные значения коэффициента межфазного распределения.

Сорбция ^{60}Co/Co и ^{65}Zn/Zn дерново-подзолистой почвой из водных растворов. В условиях почвенных суспензий, когда соотношение твердой фазы и контактирующего с ней раствора обычно составляет 1 : 10 и более, лимитирующая роль явлений диффузии в транспорте ионов невелика, и изотопный обмен протекает быстро. При сорбции ^{60}Co/Co и ^{65}Zn/Zn дерново-подзолистой почвой из водного раствора значения коэффициентов межфазного распределения K_d радионуклида и металла тесно связаны, отражают неодинаковое сродство почвы к ионам химических элементов и возрастают в 3–4 раза с увеличением времени сорбции (рис. 1).

Основное различие между двумя химическими элементами заключается в том, что при использованных в эксперименте концентрациях металлов Zn в большем количестве, чем Co связывается почвой. Вид экспериментальных зависимостей показывает также, что за 3 сут равновесие в системе устанавливается не полностью, и более прочное закрепление элементов твердой фазой, особенно Zn, будет происходить в дальнейшем.

С ростом нагрузки на почву и увеличением количества адсорбированного металла сорбция ^{60}Co (^{65}Zn) твердой фазой быстро снижается, но после превышения некоторого содержания Co (Zn) в растворе зависимость между количеством локализованного на твердой фазе радионуклида и концентрацией металла в растворе становится более пологой (рис. 2). Анализ изотерм показыва-

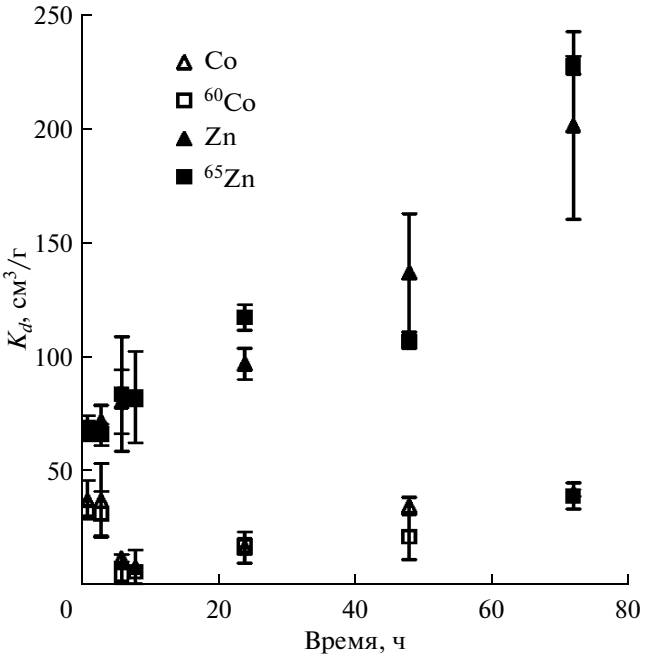


Рис. 1. Зависимость величины коэффициента межфазного распределения K_d металла и соответствующего радионуклида от времени контакта их с почвой.

ет, что металлы проявляют близкое сорбционное поведение, хотя по сравнению с Zn количество адсорбированного твердой фазой Co, выраженное в процентах от поступившего в систему, на 10–20% меньше в области низких концентраций и на 15–20% больше в области высоких. Изотермы сорбции указывают на снижение энергии связи ионов металла с увеличением поверхностного покрытия, но при всей известной и характерной для почв гетерогенности сорбирующей поверхности на кривых не наблюдается четко выраженного излома в области высоких концентраций, что затрудняет определение адсорбционного максимума.

Отсутствие излома при высоких концентрациях может служить доказательством того, что в условиях экспериментов не происходит формирования многослойных продуктов в результате осаждения металлов, а близкое подобие кривых предполагает одинаковые механизмы связывания двух элементов при сорбции из растворов. Различия в количестве адсорбированных Co и Zn обусловлены, скорее, специфичностью их реакций с компонентами твердой фазы, чем различием механизмов, хотя по мере снижения энергии связи ионов с активными центрами становится труднее отличить реакции специфической сорбции от неспецифического связывания. Поскольку перед использованием в сорбционных экспериментах почва переводилась в моноионную Ca-форму, можно полагать, что в данном случае основным механизмом связывания металлов является ионообменная адсорбция.

Более заметные различия наблюдаются в поведении радионуклидов ^{60}Co и ^{65}Zn. Хотя во всех вариантах экспериментов они поступили в систему в одинаковой активности, количество адсорбированного ^{60}Co в среднем на 20% меньше удерживаемого твердой фазой ^{65}Zn. Реакции гомоионного изотопного обмена между стабильным металлом и радионуклидом приводят к выравниванию изотопного состава химического элемента в разных фазах системы. Скорость изотопного обмена, однако, будет различной для разных фракций металла, отличающихся энергией связи с компонентами твердой фазы, что может проявляться в неодинаковом распределении радиоактивного и стабильного изотопов между твердой и жидкой фазами.

Наблюдаемые зависимости обусловлены гомоионным изотопным обменом между радиоактивным изотопом и стабильным металлом в пределах его лабильного (подвижного) запаса. Они отражают также неодинаковую емкость селективной сорбции почвы в отношении двух химических элементов, снижение энергии связи ионов с твердой фазой с увеличением их количества в растворе и, возможно, изменение превалирующего механизма (ведущего процесса или реакции) сорбции металла ростом его содержания.

В конкретной почве селективной сорбции ТМ способствует определенный набор физико-химических процессов и реакций, и можно полагать, что количество адсорбированного металла будет пропорционально его общей концентрации, то есть доля селективно адсорбированного металла не зависит от его концентрации. Это справедливо лишь при условии, что металл не поступил в почву в количестве, достаточно высоком для того, чтобы стали доминировать процессы неспецифической сорбции. Когда места, ответственные за селективную сорбцию, насыщаются за счет избытка ионов, неспецифическая сорбция может приводить к тому, что лабильная (подвижная) доля металла будет возрастать как более сложная функция его общего содержания в почве [10].

Изменение коэффициентов межфазного распределения радионуклида и металла в зависимости от концентрации последнего в растворе показано на рис. 3. Как для стабильного металла, так и для соответствующего радионуклида, во всех вариантах опыта внесенного в систему в одинаковом количестве, значение K_d нелинейно снижается с ростом концентрации металла в растворе. В обоих случаях характер зависимости K_d от концентрации металла существенно изменяется, когда содержание последнего в растворе превышает 0.01–0.02 ммоль/л (концентрации, реальные для загрязненных природных вод и почв).

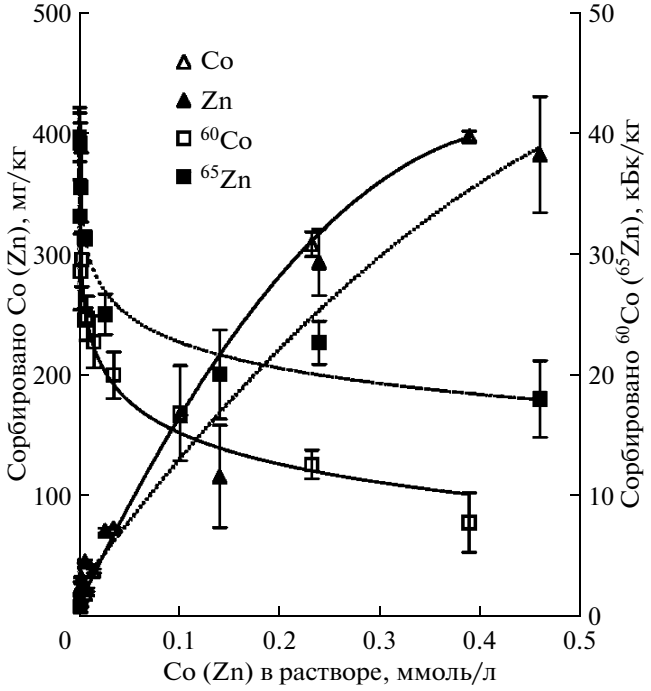


Рис. 2. Сорбция дерново-подзолистой почвой ^{60}Co/Co и ^{65}Zn/Zn из водного раствора. Время контакта 1 сут.

При этом в области низких концентраций значения K_d Zn примерно в 5 раз выше значений K_d Co, что характеризует относительное сродство дерново-подзолистой почвы к ионам Zn^{2+} и Co^{2+}, и сближаются по своей величине при высоких нагрузках металлов на почву, когда в связывании ионов возрастает относительная роль процессов неспецифической сорбции. Различия сорбционного поведения двух химических элементов проявляются также в том, что для Co величина радионуклида в 2–3 раза ниже стабильного металла во всем исследованном интервале его содержаний, тогда как K_d Zn $\gg$ K_d ^{65}Zn лишь в области низких концентраций. Отличающиеся значения K_d металла и соответствующего радионуклида предполагают, что часть локализованных твердой фазой ионов Co (Zn) связана более прочно и недоступна для быстрого изотопного обмена с радионуклидом ^{60}Co (^{65}Zn). С увеличением концентрации металла в системе относительная доля таких ионов уменьшается для Zn, но сохраняется на достаточно высоком уровне в случае Co, на что указывает варьирующее в интервале 2.3–4.3 соотношение K_d Co/K_d ^{60}Co.

Межфазное распределение и кинетика сорбции ^{60}Co/Co и ^{65}Zn/Zn в почвах с контролируемой влажностью. Распределение между твердой и жидкой фазами почвы (почвенным раствором) является главным процессом, контролирующим подвижность и потенциальную доступность для растений тяжелых металлов и радионуклидов, попадающих в почвы из различных источников и в разном физико-химическом состоянии. При оценке риска загрязнения важным вопросом является также скорость процессов и реакций, приводящих к более прочному закреплению металлов и радионуклидов компонентами твердой фазы почв, проявляющемуся в снижении с течением времени их растворимости и доступности для растений. Если металл способен закрепляться в почве в результате старения, более высокие уровни загрязнения почв могут быть толерантными.

Изучение кинетики тесно связанных между собой сорбционно-десорбционных процессов с участием металлов показывает, что связывание

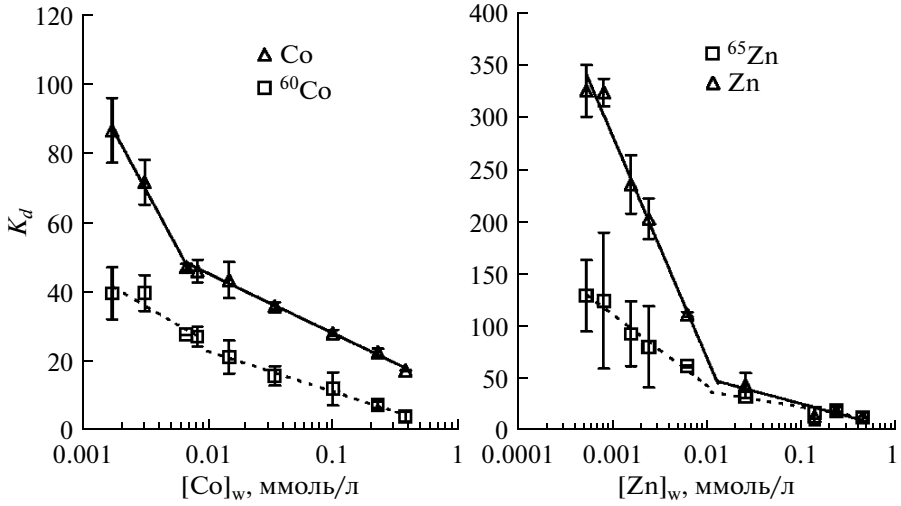


Рис. 3. Изменение коэффициентов межфазного распределения (K_d) радиоактивного и стабильного изотопов Co и Zn в зависимости от концентрации металла в равновесном растворе.

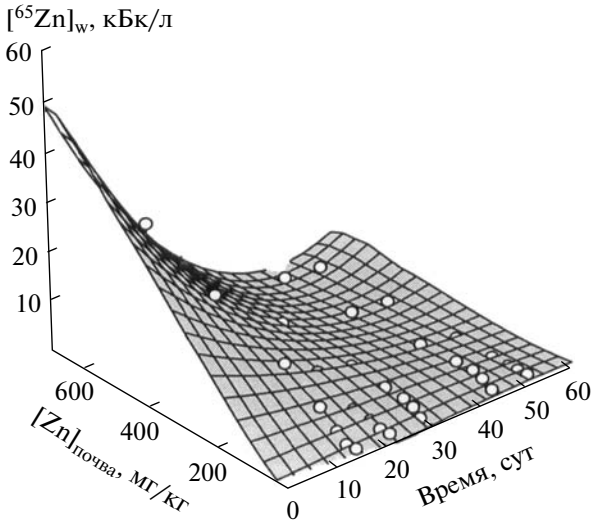


Рис. 4. Динамика объемной активности ^{65}Zn в почвенном растворе при разных уровнях загрязнения дерново-подзолистой почвы Zn.

ионов почвами и отдельными почвенными компонентами включает, по крайней мере, две стадии и позволяет выявить две группы реакций, протекающих с разной скоростью [7, 8, 13, 15]. Предполагается, что быстрые реакции первоначальной поверхностной адсорбции сопровождаются последующим медленным переносом металла в почвенные фракции, характеризующиеся более выраженной необратимостью сорбции катионов. Первая стадия охватывает временной интервал, составляющий несколько часов или суток, шкала второй стадии измеряется неделями и месяцами. Отмечалось также, что в почвах с естественной влажностью сорбция и ионный обмен часто протекают с меньшей скоростью, чем в почвенных суспензиях, так как в этом случае скорость многих процессов и реакций лимитируется диффузионными явлениями, обеспечивающими транспорт ионов [21].

Изучали влияние уровня загрязнения почвы металлом на его концентрацию и активность соответствующего радионуклида в почвенном растворе при смешанном (радиоактивном и химическом) загрязнении и времени контакта загрязняющих веществ с почвой, составляющем недели и месяцы.

Содержание ТМ в почвенном растворе незагрязненных минеральных почв составляет незначительную часть от их общего содержания и находится в диапазоне 1–100 мкг/л [4]. В загрязненных почвах эти значения могут быть значительно выше. При поступлении в почву в растворимой форме, основное количество металла обратимо или необратимо сорбируется твердой фазой, и лишь небольшая часть идет на пополнение его концентрации в почвенном растворе.

На рис. 4 показано изменение объемной активности ^{65}Zn (с коррекцией на радиоактивный распад) в почвенном растворе в зависимости от общего (валовое + добавленное) содержания Zn в дерново-подзолистой среднесуглинистой почве и времени контакта. С увеличением загрязнения почвы нелинейно возрастает не только концентрация металла $[Zn]_w$, но и объемная активность $[^{65}Zn]_w$ в жидкой фазе. Два эти показателя тесно связаны между собой (коэффициент корреляции $r = 0.90–0.95$), поэтому похожая зависимость для $[Zn]_w$ не приводится.

Кратность изменений по сравнению с контролем (вариант с внесением радионуклида, но без добавления в почву металла) зависит от времени сорбции и при максимальной дозе Zn (600 мг/кг почвы) уменьшается от 150 до 2 раз, когда время нахождения металла и радионуклида в почве увеличивается от 15 до 60 сут. Как для ^{65}Zn, так и для Zn достоверно не выявлено прогрессивного закрепления компонентами твердой фазы со временем, если общее содержание металла в загрязненной почве в 2–3 раза превышало фоновый уровень. В вариантах с внесением 100– 600 мг Zn/кг почвы период полуснижения ($T_{1/2}$) концентрации Zn и объемной активности ^{65}Zn в почвенном растворе составлял соответственно 11.9–9.1 и 15.5–7.6 сут, если для аппроксимации экспериментальных зависимостей использовали уравнение экспоненты ($R^2 = 0.81–0.97$).

Увеличение общего содержания Co в дерново-подзолистой почве также вызывало нелинейный рост концентрации металла в почвенном растворе и сопровождалось многократным (до 50 раз) увеличением объемной активности радионуклида (рис. 5). В случае чернозема, обладающего более высокой сорбционной способностью, на 15-е сут эксперимента значения $[Co]_w$ и $[^{60}Co]_w$ были со-

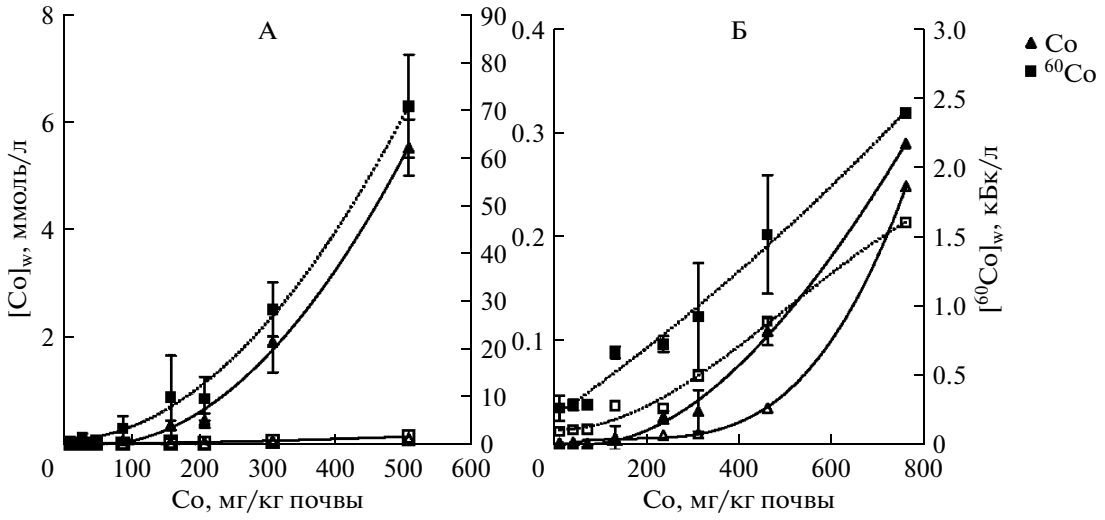


Рис. 5. Влияние уровня загрязнения почвы на содержание Co и ^{60}Co в почвенном растворе на 15 (темные символы) и 105 (светлые символы) сутки эксперимента дерново-подзолистой почвы (А) и чернозема (Б).

ответственно в 10–20 и 5–30 раз меньше (левая граница диапазона соответствует области низких концентраций металла), чем для дерново-подзолистой почвы. С ростом загрязнения чернозема активность радионуклида в жидкой фазе увеличивалась в 8 раз. Для почв отмечена тесная связь между концентрацией металла и активностью радионуклида в почвенном растворе ($r = 0.93–0.97$).

Представленные на рис. 5 экспериментальные данные позволяют получить сравнительную оценку скорости процессов сорбции Co в двух почвах. В результате более прочного закрепления компонентами твердой фазы активность радионуклида и концентрация металла в жидкой фазе дерново-подзолистой почвы в течение трех месяцев эксперимента снизились в зависимости от уровня загрязнения в 8–40 и 10–55 раз. Динамика содержания $[Co]_w$ и $[^{60}Co]_w$ в почвенном растворе чернозема менее выражена – за такой же период времени кратность изменения показателей не превышала соответственно 3.5 и 3 раз. Это предполагает, что в черноземе, отличающемся от дерново-подзолистой почвы минералогическим и гранулометрическим составом, более высокими содержанием гумусовых веществ и емкостью катионного обмена (табл. 1), процессы фиксации металлов твердой фазой протекают быстрее. Поэтому большая часть поступивших ионов Co была прочно связана твердой фазой чернозема уже в период инкубации, когда отбор почвенного раствора не проводился.

Наблюдаемые зависимости могут быть объяснены, если предположить, что происходит быстрый гомоионный обмен между радионуклидом и лабильным (подвижным) фондом стабильного изотопа в почве. Величина последнего, в свою очередь, нелинейно зависит от количества поступившего металла. Почвы проявляют большее сродство к Co и Zn в области сравнительно низких концентраций, но с ростом нагрузки на почву и, соответственно, по мере заполнения высокоселективных центров, увеличивается относительный вклад в процесс сорбции других, менее селективных, мест связывания ионов, либо меняется механизм (доминирующий процесс или реакция) сорбции. При изучении взаимодействия с почвами и почвенными компонентами ТМ в широком интервале их концентраций, помимо адсорбции и ионного обмена, следует учитывать и другие явления, такие, например, как поверхностное осаждение или поверхностное комплексообразование [13, 21].

Сходство и различие поведения радиоактивных и стабильных изотопов двух химических элементов в сорбционных и обменных процессах в почве выявляются при сравнительном анализе величин коэффициентов межфазного распределения ^{60}Co/Co и ^{65}Zn/Zn, а также изменения их в зависимости от общего содержания металла и времени его нахождения в почве (табл. 2).

Коэффициенты межфазного распределения отражают различия сорбирующей способности почв в отношении двух химических элементов. Вместе с тем, в случае дерново-подзолистой почвы, значения K_d существенно отличаются от значений, установленных при изучении сорбции Co и Zn почвой из разбавленных водных растворов. Это может быть связано с разными условиями определения показателей, неодинаковыми интервалом содержаний и временем нахождения металлов в системе и другими причинами.

Как для стабильного металла, так и для соответствующего радионуклида, величина K_d снижается с ростом загрязнения почвы и возрастает с увеличением времени сорбции, причем между ними существует тесная корреляция. Таким обра-

Таблица 2. Значения K_d радионуклидов и металлов для разных уровней загрязнения почв и двух сроков (начало/конец эксперимента, для Zn – 15 и 60 сут, для Co – 15 и 105 сут) отбора почвенных растворов, $см^3/г$

Внесено, мг/кг	Дерново-подзолистая среднесуглинистая почва				Чернозем выщелоченный	
	Zn	^{65}Zn	Co	^{60}Co	Co	^{60}Co
0	330/450	240/300	510/1030	150/210	2280/1830	420/1140
20			103/1060	46/380		
25	310/250	480/270				
40			130/1060	70/420	2390/2140	380/1020
50	150/300	40/180				
70					1350/1630	380/930
80			27/390	19/240		
100	18/390	15/240				
130					480/690	160/390
150			9/310	6/130		
200	11/240	7/210	10/360	6/210	170/600	150/420
300			3/150	2/77	280/710	120/220
400	9/210	4/160				
450					99/300	72/120
500			2/110	1/38		
600	6/260	2/170				
750					61/71	46/98

зом, поведение радионуклида хорошо отражает сорбционное поведение металла, но K_d радионуклида всегда меньше K_d металла, причем соотношение меняется в зависимости от концентрации металла и времени его нахождения в почве. Различия наиболее значимы в вариантах с природным содержанием металла или в области сравнительно низких его концентраций в почве, когда доминируют процессы селективной сорбции, и уменьшаются с ростом уровня загрязнения, когда все более значимая часть поступивших ионов связывается по механизму неспецифической сорбции.

В результате гомоионного изотопного обмена радионуклид пропорционально распределяется между различными формами металла в почве, однако для подвижных форм скорость изотопного обмена больше, чем для фракций, более прочно удерживаемых или фиксированных твердой фазой. Ионы Co характеризуются большей селективностью сорбции и прочнее связываются компонентами твердой фазы дерново-подзолистой почвы, чем ионы Zn. Поэтому содержание фракции Co, в пределах которой обмен между стабильным металлом и радионуклидом затруднен и протекает с меньшей скоростью, значительно больше аналогичной фракции Zn. На это указывает сопоставительный анализ величины коэффициентов межфазного распределения стабильного и радиоактивного изотопов двух элементов. При сорбции Co в черноземе различия между K_d Co и ^{60}Co больше, чем для дерново-подзолистой почвы.

С течением времени происходит перераспределение обратимо адсорбированных ионов между почвенными компонентами, обладающими наибольшим сродством к ним, и более прочное закрепление их твердой фазой (фиксация), что отражается в соответствующем увеличении значений K_d как металла, так и радионуклида.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

При сорбции ^{60}Co (^{65}Zn) дерново-подзолистой почвой из водных растворов с возрастающей концентрацией Co (Zn) адсорбция радионуклида твердой фазой нелинейно снижается с увеличением концентрации тяжелого металла в растворе, что объясняется гомоионным изотопным обменом в системе. При этом доля локализованных на твердой фазе ионов, в пределах которой обмен между стабильным металлом и радионуклидом невозможен или протекает с меньшей скоростью, уменьшается с ростом концентрации металла в растворе и в области высоких концентраций больше для Co, чем для Zn.

Полученные экспериментальные данные предполагают, что при контакте с почвами природных вод, имеющих смешанное (радиоактивное и химическое) загрязнение, сорбция ^{60}Co и ^{65}Zn твердой фазой будет в значительной степени контролироваться концентрацией в среде соответствующего тяжелого металла. С увеличением загрязнения ТМ подвижность ^{60}Co и ^{65}Zn будет многократно возрастать и может превышать показатели подвижности Co и Zn, если для сравнительной оценки использовать значения коэффициентов межфазного распределения радионуклида и металла.

В условиях смешанного радиоактивного и химического загрязнения почв активность ^{60}Co (^{65}Zn) в почвенном растворе и, следовательно, подвижность и потенциальная доступность радионуклидов для растений, будут тем больше, чем выше уровень загрязнения почвы соответствующим тяжелым металлом. Причем это будет проявляться и в отдаленные сроки (недели и месяцы) после загрязнения почвы. При загрязнении дерново-подзолистой почвы Zn период полуснижения концентрации Zn и объемной активности ^{65}Zn в почвенном растворе составляет 12–9 и 15–8 сут соответственно. В черноземе скорость процессов и реакций, приводящих к более прочному закреплению Co и ^{60}Co компонентами твердой фазы с течением времени, значительно выше, чем в дерново-подзолистой почве.

В результате гомоионного изотопного обмена радионуклид пропорционально распределяется в пределах лабильного (подвижного) фонда металла в почве. Поэтому концентрация металла и объемная активность радионуклида в жидкой фазе хорошо коррелируют, однако значения K_d радионуклида, как правило, ниже аналогичных значений стабильного металла. Эти различия могут быть использованы для оценки подвижного и потенциально доступного для поглощения корнями растений запаса тяжелого металла в почвах, то есть в некоторых случаях (при существовании подходящего радиоактивного изотопа химического элемента) методы изотопного обмена могут служить альтернативой методам химического фракционирования почв, широко применяемым в целях оценки подвижности и биологической доступности тяжелых металлов.

Следует заметить, что в обоих случаях речь идет об оценке потенциально доступного для растений резерва элемента в почве, поскольку следует принимать во внимание активную роль растений в регулировании поглощения ионов тяжелых металлов. Эта активная роль может проявляться, в том числе и через активизацию защитных механизмов растений, направленных на ограничение поступления в организм избыточных количеств элемента.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агрохимические методы исследования почв. М.: Наука, 1975. 656 с.
2. Агроэкология / Под ред. В.А. Черникова, А.И. Чекереса. М.: Колос, 2000. 536 с.
3. *Добровольский В.В.* Основы биогеохимии. М.: Изд. центр “Академия”, 2003. 400 с.
4. *Кабата-Пендиас А.* Проблемы современной биогеохимии микроэлементов // Рос. хим. ж. (Ж. Рос. хим. об-ва им. Д.И. Менделеева). 2005. Т. XLIX. № 3. С. 15–19.
5. *Кабата-Пендиас А., Пендиас Х.* Микроэлементы в почвах и растениях. М.: Мир, 1989. 439 с.
6. Практикум по агрохимии / Под ред. В.Г. Минеева. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2001. 688 с.
7. *Brümmer G.W., Gerth G., Tiller K.G.* Reaction kinetics of the adsorption and desorption of nickel, zinc and cadmium by goethite. I. Adsorption and diffusion of metals // J. Soil Sci. 1988. V. 39. P. 437–450.
8. *Cifroy P., Garnier J.-M., Mai Khanh Pham.* Kinetics of the adsorption and desorption of radionuclides of Co, Mn, Cs, Fe, Ag and Cd in freshwater systems: experimental and modelling approaches // J. Environ. Radioactivity. 2001. V. 55. P. 71–91.
9. *Denys S., Echevarria G., Leclerc-Cessac E., Massoura S., Morel J.-L.* Assessment of plant uptake of radioactive nickel from soils // J. Environ. Radioactivity. 2002. V. 62. P. 195–205.
10. *Hamon R.E., McLaughlin M.J., Naidu R., Correll R.* Long-term changes in cadmium bioavailability in soil // Environ. Sci. Technol. 1998. V. 32. P. 3699–3703.
11. *Handl J., Kallweit E., Henning M., Szwec L.* On the long-term behaviour of ^{110}Ag in the soil-plant system and its transfer from feed to pig // J. Environ. Radioactivity. 2000. V. 48. P. 159–170.
12. *Hutchinson J.J., Yong S.D., McGrath S.P., West H.M., Black C.R., Baker A.J.M.* Determining uptake of 'nonlabile' soil cadmium by *Thlaspi caerulescens* using isotopic dilution techniques // New Phytol. 2000. V. 146. P. 453–460.
13. *Lützenkirchen J.* Evaluation of experimental procedures and discussion of two different modeling approaches with respect to long-term kinetic of metal cation sorption onto (hydr)oxide surfaces // Aquatic Geochemistry. 2001. V. 7. P. 217–235.
14. *McCubbin D., Leonard K.S.* Use of radiotracers for studies of metal sorption behaviour // Sci. Total Environ. 1995. V. 173/174. P. 259–266.
15. *McLaren R.G., Backes C.A., Rate A.W., Swift R.S.* Cadmium and cobalt desorption kinetics from soil clays: effect of sorption period // Soil Sci. Soc. Am. J. 1998. V. 62. P. 332–337.
16. *McLaren R.G., Lawson D.M., Swift R.S.* The forms of cobalt in some Scottish soils as determined by extraction and isotopic exchange // J. Soil Sci. 1986. V. 37. P. 223–234.
17. *Nakayama M., Fujiyoshi R., Sawamura S.* Humic acids as a scavenger of manganese(II) and zinc(II) in soil environment using a radiotracer technique // J. of Radioanalytical and Nuclear Chemistry. 2001. V. 250. № 3. P. 433–436.
18. *Nakhone L.N., Young S.D.* The significance of (radio-) labile cadmium pools in soil // Environ. Pollut. 1993. V. 82. P. 73–77.
19. *Sinaj S., Mächler F., Frossard E.* Assessment of isotopically exchangeable zinc in polluted and nonpolluted soils // Soil Sci. Soc. Am. J. 1999. V. 63. P. 1618–1625.
20. *Smolders E., Brans K., Földi A, Merkx R.* Cadmium fixation in soils measured by isotopic dilution // Soil Sci. Soc. Am. J. 1999. V. 63. P. 78–85.
21. *Sparks D.L.* Elucidating the fundamental chemistry of soils: past and recent achievements and future frontiers // Geoderma. 2001. V. 100. P. 303–319.
22. *Tiller K.G.* Applications of isotopes to micronutrient studies. In: International Atomic Energy Agency, eds. Isotopes and radiation in research on soil–plant relationships. International Atomic Energy Agency, IAEA-SM-2350. Vienna, Austria: IAEA, 1979.

ПОЧВОВЕДЕНИЕ, 2010, № 4, с. 450–460

ФИЗИКА ПОЧВ

УДК 631.459.2

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЛЬДИСТОГО ЭКРАНА В ЭРОДИРОВАННЫХ ЧЕРНОЗЕМАХ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

© 2010 г. А. А. Танасиенко, А. С. Чумбаев

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

e-mail: tanas40@ngs.ru; chas30@mail.ru

Поступила в редакцию 28.04.2008 г.

Установлено, что в предзимье верхняя часть профиля западносибирских черноземов увлажнена выше величины наименьшей влагоемкости. В течение холодного периода гидрологического года в гумусовом горизонте черноземов под влиянием отрицательных температур формируется льдистый экран, который выполняет как положительную, так и отрицательную роли. Отрицательная роль заключается в том, что мерзлотный экран непроницаем для талых вод в период снеготаяния в результате чего можно ожидать развитие эрозионных процессов. А положительная роль в том, что экран не позволяет талым водам мигрировать за пределы почвенного профиля вследствие чего в западносибирских черноземах при снеготаянии не формируется промывной тип водного режима.

ВВЕДЕНИЕ

На пахотных землях Сибири широко распространена эрозия почв. Ее развитию способствуют, прежде всего, естественно-исторические условия территории: изрезанный холмисто-увалистый рельеф; неравномерное распределение осадков в течение года с максимумом их выпадения во второй половине лета, преимущественно в виде ливней; сильное и глубокое промерзание хорошо увлажненной с осени почвы, препятствующее инфильтрации талых вод. Следовательно, смыв твердой фазы почвы обусловлен рядом специфических особенностей, важнейшей из которых выступает климат, в частности твердые и жидкие атмосферные осадки.

Среди эрозиоведов нет единого мнения о том, какие из осадков – твердые или жидкие – являются ведущими в разрушении почвенного покрова пахотных склонов Западной Сибири. Большинство исследователей едины во мнении, что приоритет следует отдать твердым осадкам. Ведь холодный период в Западной Сибири приближается почти к полугодовому сроку, в течение которого накапливается около 1/3 годового количества осадков. Немаловажна и высокая интенсивность весенних процессов, впервые о которой упомянуто в работах Орлова [10]. Однако полностью она не расшифрована. В нашем понимании специфика сибирского снеготаяния проявляется еще с осени, когда происходит насыщение влагой гумусового горизонта черноземов до величины наименьшей влагоемкости. Зимой под влиянием отрицательных температур в хорошо увлажненном гумусовом горизонте ежегодно происходит формирование льдистого водонепроницаемого экрана, способствующего обильному поверхностному стоку талых вод.

Цель исследований – выявить наличие льдистого экрана в западносибирских неэродированных и эродированных черноземах, образующегося в холодный период гидрологического года при различных условиях предзимья, и определить его роль в формировании гидротермического режима почв в весенний период.

Для достижения поставленной цели необходимо определить запасы общей влаги в неэродированных и эродированных черноземах Западной Сибири в предзимье после различно увлажненного теплого периода; провести наблюдение за термическим режимом данных почв, определить глубину их промерзания и зафиксировать наличие льдистого экрана как визуально, так и с помощью автономных регистраторов температуры; выявить запасы воды в снеге перед снеготаянием на почвах различной степени смытости в различные по снежности гидрологические годы; учитывая наличие или отсутствие льдистого экрана в гумусовом горизонте черноземов определить роль этого экрана в формировании водного режима черноземов плакора и склона.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Исследованны Предсалаирье, Новосибирское Приобье и Кузнецкая котловина, характеризующиеся существенным для условий Сибири горизонтальным и вертикальным расчленением. Предсалаирье представляет собой возвышенную холмистую равнину с абсолютными отметками высот 200–300 м, в общем наклоненную в сторону Западно-Сибирской равнины. На территории

Предсалаирья отчетливо выделяются три высоких ступени. Одна из них представлена Буготакским мелкосопочником с абсолютными отметками 260–380 м. На высокой ступени последнего водораздельные пространства занимают около 20% территории. Склоны крутизной 3°–9° сложные и довольно длинные (600 – 800 м). Густота горизонтального расчленения варьирует в пределах 1.0–1.2 км/км^2, а вертикальное расчленение составляет 75–100 м.

Для Новосибирского Приобья характерно гораздо меньшее расчленение территории, чем в Предсалаирье. Густота овражно-балочной сети не превышает 0.5 км/км^2 [10]. Однако здесь на долю водораздельных пространств уже приходится до 40% территории. Приводораздельные склоны обычно выпуклые, длинные (800–1200 м), небольшой крутизны (1°–5°).

Рельеф возвышенной денудационной равнины Кузнецкой котловины сильно расчленен [11]. Горизонтальное расчленение здесь варьирует от 0.6–0.8 км/км^2 – на западной окраине котловины и до 1.0–2.6 км/км^2 – на остальной территории. Важно отметить, что кое-где в сельскохозяйственной зоне котловины горизонтальное расчленение территории достигает 3.3–3.5 км/км^2. Вертикальное расчленение такое же, как и в Предсалаирье (75–100 м).

В связи с таким существенным расчленением водораздельные увалы здесь узкие и их осевые линии извилистые. Приводораздельные склоны имеют крутизну 1°–9°, а прибалочные – 10°–25° и круче. На склонах до 1° расположено только 8–25% пашни. Примерно 1/3 всей пашни расположена на склонах с уклоном 1°–3° – это по сути дела верхние части склонов. Наиболее опасны для проявления эрозии почв склоны с уклонами более 3°. Таких земель в описываемом геоморфологическом районе 30–50%, что свидетельствует о больших возможностях для проявления здесь смыва. В среднем около 10% всей пашни расположено на склонах с уклоном 6°–9° и около 5% – с уклоном более 9°.

Таким образом, холмисто-увалистый рельеф Предсалаирья, Новосибирского Приобья и Кузнецкой котловины, при достаточном количестве твердых атмосферных осадков способствует формированию поверхностного стока талых вод практически на всей площади пашни.

Вторым обязательным условием для проявления эрозионных процессов является наличие свободно стекающих по поверхности склона вод разного генезиса. Анализируя обширный материал метеорологических наблюдений, Роде [16] отмечал, что количество атмосферных осадков, выпадающих в какой-либо местности, обладает значительной изменчивостью во времени. Вопрос о многолетних колебаниях количества атмосферных осадков издавна привлекал внимание исследователей [1, 4]. Например, Воейков [4] проанализировал многолетние данные по осадкам г. Барнаул и зафиксировал наличие очень сильных многолетних колебаний количества осадков в 5- и 25-летнем циклах. Батталовым [1] обнаружено чередование маловодных лет почти на всей территории европейской части страны, а также в Западном Казахстане и Западной Сибири. Особенно маловодными были 1933–1934, 1942–1943, 1951–1952 и 1962–1963 гг. Нам же удалось зафиксировать чередование чрезвычайно многоснежных зим в 25-летнем цикле. Такие зимами были 1982–1983 и 2006–2007 гидрологические годы, когда запасы воды в снеге в 2 раза превышали норму.

Оценивая более чем 60-летний период наблюдений (по данным метеостанций) за количеством осадков гидрологического года, отметим, что особенно малоснежными в Кузнецкой котловине были 1956–1957 и 1961–1962 гг. с запасами воды в снеге соответственно 33 и 34 мм, в Приобье – 1991–1992 и 1992–1993 гг. (48 и 42 мм), в Предсалаирье – 1969–1970 гг. когда запас воды в снеге составил 62 мм. Также отмечаем, что на данной территории весьма часты очень многоснежные зимы. Максимальными запасами воды в снеге характеризуется Предсалаирье. В 1945–1946 и 1947–1948 гг. здесь выпало соответственно 247 и 189 мм. Несколько меньшее максимальное количество твердых осадков свойственно Кузнецкой котловине. Очень многоснежными зимами здесь были 1965–1966 и 1982–1983 гг. с запасами воды в снеге соответственно 190 и 171 мм. Относительно небольшими максимальными снегозапасами характеризуется Приобье – переходная зона от лесостепи к степи. Тут в 1954–1955 и 1963–1964 гг. выпало всего лишь по 137 мм твердых атмосферных осадков.

Длительный период наблюдений (более 30 лет) за процессом снеготаяния в различных регионах Западной Сибири, а также анализ данных, помещенных в Климатологическом справочнике [7], Справочнике по климату [16] и Метеорологических ежемесячниках [9], позволил установить, что здесь выпадает от 33 до 247 мм твердых атмосферных осадков. Такой широкий интервал в количестве осадков послужил основанием для выделения шести типов снежности холодного периода гидрологического года (табл. 1).

К очень малоснежным относили такие годы, в течение которых выпадало менее 75 мм твердых осадков, к малоснежным – если выпадало 76–90 мм, к нормальным – 91–105 мм, а к очень многоснежным – 121–200 мм. Если сумма осадков холодного периода превышала 201 мм, то это уже чрезвычайно многоснежный год.

Таблица 1. Осадки холодного (ноябрь–март) периода в различные по снежности гидрологические годы (1936–2007 гг.)

Характеристика гидрологического года	Статистические параметры осадков				
	n	*lim*, мм	$M \pm m$, мм	δ, мм	*V*, %
Предсалаирье, ГМС Тогучин					
Очень малоснежные	11	61–72	66 ± 2	4.6	7
Малоснежные	11	81–90	85 ± 1	3.6	4
Нормальные	15	98–105	101 ± 1	3.0	3
Многоснежные	11	108–119	114 ± 1	4.6	4
Очень многоснежные	19	122–187	154 ± 5	19.6	13
Чрезвычайно многоснежные	3	201–247	219	–	–
Приобье, ГМС Ордынское					
Очень малоснежные	18	42–74	65 ± 2	5.2	5
Малоснежные	6	77–90	84 ± 3	6.2	7
Нормальные	11	91–103	97 ± 2	5.2	5
Многоснежные	11	106–120	113 ± 2	4.9	4
Очень многоснежные	6	124–159	138 ± 5	13.1	10
Кузнецкая котловина, ГМС Кемерово, агро					
Очень малоснежные	26	33–75	56 ± 3	12.9	23
Малоснежные	7	77–89	82 ± 2	4.4	5
Нормальные	3	98–104	100 ± 2	3.2	3
Многоснежные	4	108–119	115 ± 2	4.8	4
Очень многоснежные	14	121–190	138 ± 2	20.6	15

Количество жидких атмосферных осадков, выпадающих в апреле–октябре, также характеризуется большим размахом – от 160 до 566 мм. Поэтому в многолетнем цикле выпадения дождей было выделено пять типов увлажнения теплого периода года. К очень засушливым годам относили такие, в течение которых количество жидких осадков не превышало 250 мм, к засушливым – если сумма осадков варьировала в пределах 251–300 мм, к нормальным – 301–350 мм, влажным – 351–400 мм, а к очень влажным – если сумма жидких осадков превышала 400 мм.

Материалы табл. 1 свидетельствуют, что очень малоснежными зимами характеризовался холодный период Кузнецкой котловины и Приобья, где встречаемость таких зим превышала 30%. Напротив, на территории Предсалаирья малоснежные зимы встречаются не чаще многоснежных. Эта же территория характеризуется значительной встречаемостью очень многоснежных зим (28%), когда в среднем выпадает 154 мм твердых осадков, что на 16 мм больше, чем в аналогичные годы в Приобье и Кузнецкой котловине. Встречаемость нормальных по снежности гидрологических лет в этих трех сравниваемых регионах примерно одинакова (21–26%). Все это свидетельствует, что в Западной Сибири самые благоприятные условия для стока талых вод складываются на территории Предсалаирья, поскольку здесь доля нормальных, многоснежных и очень многоснежных гидрологических лет составляет около 70% против примерно 54% – в Приобье и 40% – в Кузнецкой котловине.

Натурные наблюдения за снегораспределением и запасами воды в снеге проводили путем сплошных снегомерных съемок по параллельным маршрутам, пересекающим водосбор через каждые 100 м. Высота снега определялась снегомерной рейкой через каждые 5 м, а плотность – с помощью снегомера ВС-1 – через каждые 100 м в двукратной повторности. Запас воды в снеге на водосборах определялся путем перемножения средней арифметической величины плотности снежного покрова на среднюю высоту снега на том или ином элементе водосбора.

Твердый сток определялся при помощи отбора проб талых вод, как на стоковых площадках, так и на элементарных водосборах. Забор проб проводился ежечасно в емкости по 1 л.

Температуру профиля неэродированных и эродированных черноземов наблюдали с помощью коленчатых термометров Савинова и вытяжных термометров с октября по май по следующим глубинам: 5, 10, 15, 20, 40, 60, 80, 100, 120, 140, 160 см. Термометрические площадки закладывались в

Таблица 2. Динамика нарастания суммы отрицательных температур воздуха в различные по снежности гидрологические годы (1936–2007 гг.), °С

Характеристика гидрологического года	*n*	Ноябрь	Декабрь	Январь	Февраль	Март
Предсалаирье. ГМС Тогучин						
Очень малоснежный	4	–198	–548	–1053	–1453	–1710
Малоснежный	10	–228	–742	–1247	–1754	–2025
Нормальный	7	–180	–661	–1166	–1648	–1930
Многоснежный	7	–273	–803	–1310	–1786	–2117
Очень многоснежный	11	–270	–735	–1290	–1735	–1987
Чрезвычайно многоснежный	2	–155	–437	–742	–1098	–1258
Приобье. ГМС Ордынское						
Очень малоснежный	4	–131	–591	–1031	–1515	–1842
Малоснежный	10	–198	–623	–1054	–1494	–1731
Нормальный	7	–270	–887	–1374	–1869	–2139
Многоснежный	7	–237	–668	–1211	–1678	–1982
Очень многоснежный	11	–165	–534	–1132	–1619	–1982
Кузнецкая котловина. ГМС Кемерово, агро						
Очень малоснежный	13	–306	–737	–1233	–1689	–1968
Малоснежный	6	–222	–724	–1201	–1643	–1967
Нормальный	3	–105	–706	–1295	–1793	–2063
Многоснежный	5	–327	–1006	–1496	–2126	–2477
Очень многоснежный	13	–255	–738	–1152	–1606	–1858

непосредственной близости со стоковыми площадками на всех ключевых точках.

Начало, скорость замерзания/оттаивания почв, а также дату полного оттаивания почвенного профиля на всех ключевых площадках фиксировали с помощью автономных регистраторов температуры DS-1921G “Thermochron”, которые устанавливались параллельно термометрам Савинова и вытяжным термометрам.

Влажность почв определяли весовым методом. Почвенные образцы отбирали буром через каждые 10 см до глубины 150 см в трехкратной повторности.

Наличие, глубина залегания и мощность льдистого экрана определялась в полевых условиях – методом визуального наблюдения и по данным термометров; в лабораторных условиях – сведения о льдистом экране уточнялись после получения данных о влажности почвы и расшифровки показаний автономных регистраторов температуры.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Материалы табл. 1 свидетельствуют, что на территории Западной Сибири ежегодно формируется снежный покров, величина которого сильно варьирует в различные гидрологические годы. Однако запасов воды в снеге, кроме отдельных уж очень малоснежных зим, вполне достаточно для формирования стока талых вод.

Немаловажным фактором, определяющим глубину и продолжительность промерзания почвы, является температура воздуха в холодный период года. Судя по динамике нарастания суммы отрицательных температур в различные по снежности зимы (табл. 2), самая большая выхоложенность атмосферы свойственна Кузнецкой котловине. Это может быть объяснено расположением данного геоморфологического района на востоке Западной Сибири. Напротив, Приобье, расположенное на переходе лесостепи к степи, характеризуется меньшей выхоложенностью атмосферы. Однако и в Приобье сумма отрицательных температур воздуха за весь холодный период почти на 100 и 200°С оказывается большей, чем соответственно в Кузнецкой котловине и Предсалаирье. Нарастание суммы отрицательных температур в марте существенно замедляется. Если еще в феврале ежемесячно эта сумма возрастала на 400–500°С, то в марте – всего лишь на 250–350°С. Следовательно, еще и в конце холодного периода среднесуточные отрицательные температуры воздуха весьма существенны и варьируют в пределах –7°…–12°С.

Таким образом, значительные суммы отрицательных температур воздуха в холодный период

Таблица 3. Запасы общей влаги в предсалаирских черноземах выщелоченных в предзимье после разноувлажненного теплого периода (апрель–октябрь)

Степень смытости, угодье	Слой, см	НВ, мм	Запасы влаги после теплого периода, мм				
			очень засушливого	засушливого	нормального	влажного	очень влажного
Несмытый, целина	0–50	157	178	224	190	184	229
	0–100	293	288	358	305	322	338
	0–150	427	388	478	417	429	457
Несмытый, пашня	0–50	138	138	142	192	142	Не опр.
	0–100	295	241	250	308	272	»
	0–150	419	337	371	416	384	»
Слабосмытый, пашня	0–50	135	126	131	163	Не опр.	150
	0–100	294	201	209	235	»	272
	0–150	425	278	302	314	»	383
Сильносмытый, пашня	0–50	138	116	143	149	144	167
	0–100	264	203	265	240	381	267
	0–150	357	299	391	338	381	376

гидрологического года в трех исследованных регионах позволяют утверждать, что пахотные почвы, несмотря на существенные снегозапасы, глубоко и сильно промерзают.

Большинство эрозиоведов сходится во мнении, что одной из причин формирования поверхностного стока талых вод на склоновых пахотных массивах служит наличие в гумусовом горизонте почв льдистого экрана [8, 19, 21, 22]. Следовательно, этот экран выполняет отрицательную роль, поскольку более 50% талых вод мигрирует по поверхности мерзлых, либо слегка оттаявших почв в гидрографическую сеть, унося с собой твердую фазу почвы и многие растворенные химические элементы. Поверхностный сток талых вод формируется потому что мерзлые почвы практически водонепроницаемы. Согласно Цитовичу [23], мерзлыми называют почвы, имеющими отрицательную или нулевую температуру, в которой хотя бы часть воды замерзла, то есть превратилась в лед. При этом одновременно со льдом может находиться некоторое количество не замерзшей воды. Как известно, в фазовых превращениях участвует не вся вода, содержащаяся в мерзлом слое, а только свободная и рыхлосвязанная, ибо прочносвязанная вода не замерзает при любом понижении температуры. Свободная и рыхлосвязанная вода, которая соответствует категориям больше наименьшей влагоемкости и интервалу влажности разрыва капилляров – наименьшей влагоемкости, может находиться в мерзлой почве как в жидком, так и мерзлом состоянии, превращаясь в лед или оттаивая в области отрицательных температур при всяком повышении температуры почвы. Свободная влага замерзает при 0°С, а рыхлосвязанная, удерживаемая силами поверхностного натяжения, – при более низкой температуре – минус 0.1°…–1.5°С. Поэтому в качестве рабочей гипотезы примем, что для формирования в холодный период гидрологического года льдистой прослойки в гумусовом горизонте западносибирских черноземов необходима температура ниже минус 1°С при содержании влаги в этой части профиля не ниже 20%.

Неэродированные и эродированные черноземы выщелоченные Предсалаирья характеризуются довольно большими значениями величины наименьшей влагоемкости (табл. 3), что объясняется их тяжелым гранулометрическим составом, с одной стороны, и высоким содержанием органического вещества почвы, с другой. Согласно материалам табл. 3, в слое 0–50 см запасы влаги при наименьшей влагоемкости (**НВ**), вне зависимости от степени эродированности, превышают 135 мм. Как будет показано ниже, запасы влаги в полуметровом слое неэродированных и эродированных почв всегда оказываются выше величины НВ, что предполагает наличие в этом слое гравитационной влаги, замерзающей уже при 0°С.

Мерзлые западносибирские черноземы характеризуются чрезвычайно низкой водопроницаемостью [2, 15]. Причин тому несколько. Еще в конце XIX в. мерзлую почву считали водопроницаемой [5]. Однако Шалабанов [24] опроверг это положение. Ныне известно, что просачивание талых вод в мерзлую почву определяется условиями внутреннего и внешнего порядка. К внутренним факторам относятся: строение и мощность пахотного слоя, структурные качества почвы, степень насыщенности пор водой в период замерзания. К

внешним условиям, обеспечивающим лучшее просачивание воды в почву, следует отнести микрорельеф поверхности поля и характер снежного покрова [3].

Исследованиями установлено, что водопроницаемость мерзлых почв в значительной степени определяется наличием в почве влаги [6, 18]. Почвы, слабо увлажненные с осени, утрачивают способность к формированию в холодное время года льдистой прослойки и в период снеготаяния поглощают значительную часть талых вод. Но хорошо увлажненные с осени почвы (до уровня наименьшей влагоемкости и более) под влиянием отрицательных температур в зимнее время формируют льдистую прослойку в гумусовом горизонте и становятся практически водонепроницаемыми. На основании полевых и лабораторных исследований Салазанов [14] пришел к выводу, что степень водопроницаемости мерзлых почв, независимо от их гранулометрического состава, тесно связана с влажностью этих почв перед промерзанием.

Многочисленными наблюдениями установлено, что суммарный расход почвенной влаги заметно снижается осенью в послеуборочный период. Это связано, с одной стороны, с отсутствием такой расходной статьи водного баланса черноземов, как транспирация влаги культурными растениями, а с другой, – низкими осенними температурами воздуха. Выпадающие в сентябре–октябре 70–90 мм атмосферных осадков должны полностью сохраняться в профиле черноземов элювиальной и трансэлювиальной позиций ландшафта. Полному впитыванию выпадающих осадков способствует также и малая их интенсивность. В итоге в предзимье содержание влаги в верхней части профиля неэродированных и эродированных черноземов, исключая очень засушливый период в эродированных вариантах черноземов, всегда превышает величину НВ (табл. 3). Глубже, в слое 50–100 см, влага может находиться даже ниже уровня влажности разрыва капилляров, но в верхней части профиля черноземов – всегда выше НВ.

Следовательно, в условиях западносибирской зимы в верхней части почвенного профиля для формирования запирающего слоя, препятствующего миграции талых вод в период снеготаяния, имеются все необходимые условия.

Снежный покров представляет собой промежуточную среду, затрудняющую тепломассообмен между почвой и приземным слоем атмосферы и препятствующую, таким образом, понижению температуры почвы. При наличии снежного покрова необходимо учитывать его тепловое сопротивление [17]. Теплозащитная роль снега объясняется плохой его теплопроводностью, которая во много раз меньше теплопроводности почвы. Согласно Рихтеру [12], снежная прослойка как бы разрывает теплооборот в системе почва–воздух на два независимых фрагмента: чем мощнее снежный покров, тем больше начинают отличаться друг от друга в температурном отношении воздух и почва. Тот же Г.Д. Рихтер отмечает, что с момента накопления слоя снега мощностью более 40 см тепловой режим почвы оказывается независим от температуры атмосферы. Но поскольку снежный покров в очень малоснежные и малоснежные годы в ноябре относительно небольшой и обычно формируется в конце месяца, отрицательные температуры активно проникают в глубь профиля черноземов. В это время температура 0°С в черноземах обыкновенных Приобья фиксируется на глубине 7–10 см, в черноземах выщелоченных Предсалаирья – 10–30 см (табл. 4). Глубже всего в ноябре промерзают кузнецкие черноземы выщелоченные. Нулевая изотерма в них обнаруживается на глубине 40–55 см. Такая значительная глубина промерзания обусловлена большой суммой отрицательных температур воздуха (почти 200°С) и минимальной мощностью снежного покрова (10 см). Естественно, скорость промерзания почв, равная 1.83 см/сут, максимальна не только для черноземов выщелоченных Кузнецкой котловины, но и всей Западной Сибири. В черноземах обыкновенных Приобья она в это время равна 0.23 см/сут. Минимальная глубина промерзания приобских черноземов в ноябре в очень малоснежные годы может быть объяснена относительно небольшой выхоложенностью атмосферы практически на бесснежном фоне.

Значительные снегозапасы в многоснежные и очень многоснежные гидрологические годы в ноябре даже на фоне существенных сумм отрицательных температур воздуха положительно сказываются на глубине промерзания черноземов Западной Сибири. Нулевая изотерма почвы на глубине 20–28 см в эти годы обнаруживается в Кузнецкой котловине и Предсалаирье. Черноземы обыкновенные Приобья в это время года остаются практически теплыми.

В очень малоснежные зимы в ноябре в Предсалаирье и Кузнецкой котловине в 20-сантиметровом слое почвы фиксируется температура –2°…–4°С. Даже в многоснежные и очень многоснежные гидрологические годы в этом слое устанавливается температура, равная –1°С. Это позволяет нам утверждать, что здесь уже в ноябре складываются благоприятные условия для формирования льдистого экрана.

По мере усиления холодов, характерных для декабря, происходит дальнейшее промерзание профиля черноземов. Нулевая изотерма в почвах Предсалаирья в очень малоснежные гидрологические годы обнаруживается на глубине 80 см, в Кузнецкой котловине – на 110 см, а в Приобье –

Таблица 4. Среднемноголетняя глубина промерзания черноземов в различные по снежности гидрологические годы (1936–2007 гг.), см

Характеристика гидрологического года	Ноябрь	Декабрь	Январь	Февраль	Март	Апрель
Предсалаирье. ГМС Тогучин						
Очень малоснежный, $n = 4$	33	81	129	143	150	150
Малоснежный, $n = 7$	19	76	105	125	142	150
Нормальный, $n = 7$	17	67	100	129	143	147
Многоснежный, $n = 7$	31	91	123	143	152	140
Очень многоснежный, $n = 12$	19	46	82	109	120	137
Чрезвычайно многоснежный, $n = 2$	35	70	100	130	141	117
Приобье. ГМС Ордынское						
Очень малоснежный, $n = 9$	7	35	78	100	115	137
Малоснежный, $n = 5$	10	51	74	96	115	124
Нормальный, $n = 4$	8	39	70	82	88	102
Многоснежный, $n = 5$	9	54	100	143	148	150
Очень многоснежный, $n = 3$	0	18	90	132	160	180
Кузнецкая котловина. ГМС Кемерово, агро						
Очень малоснежный, $n = 12$	55	113	151	190	219	219
Малоснежный, $n = 5$	39	57	82	80	120	88
Нормальный, $n = 3$	77	82	113	115	117	120
Многоснежный, $n = 2$	25	50	100	110	140	120
Очень многоснежный, $n = 12$	20	37	55	68	75	56

всего на 35 см. Вместе с увеличением глубины промерзания растет и степень смерзания почвы. Так, в декабре в слое 0–20 см устанавливается температура, равная –6°С, а на глубине 30–40 см – –4°С. Даже в нормальные и многоснежные годы в предсалаирских и кузнецких черноземах в слое 0–40 см сохраняется температура, равная –2°С. И такое существенное промерзания черноземов происходит на фоне 20-сантиметрового снежного покрова.

С усилением морозов в январе (–15 …–16°С) и небольшим нарастанием мощности снежного покрова (на 5–7 см) происходит дальнейшее проникновение отрицательных температур в глубь профиля черноземов. В очень малоснежные зимы в предсалаирских черноземах нулевая изотерма в январе опускается до глубины 130 см, в кузнецких – до 150 см, а в приобских – только до 80 см. В слое 0–30 см черноземов всех регионов в январе устанавливается температура, равная –6°С. Такая температура способствует дальнейшей цементации льдом слоя почвы, содержание влаги в котором превышает величину НВ.

Максимальная глубина промерзания черноземов наблюдается в конце марта. В черноземах Кузнецкой котловины в очень малоснежные годы нулевая изотерма фиксируется на глубине 220 см, а в приобских – на 115 см. Почвы Предсалаирья по промерзании занимают промежуточное положение.

Важно подчеркнуть, что в слое 0–80 см в очень малоснежные годы нулевая температура сохраняется в течение 148 дней, а в малоснежные годы – только 139 дней. Следовательно, теоретически можно допустить, что в столь мощном мерзлом слое почвы должен формироваться льдистый экран. Однако для его формирования в слое 50–80 см влаги недостаточно. Следовательно, во всех без исключения черноземах во все гидрологические годы в слое 0–40 см в течение 90–105 дней сохраняется температура ниже –2°С.

Естественно, с установлением положительной температуры воздуха в апреле верхняя часть профиля черноземов оттаивает. Однако на юго-востоке Западной Сибири нарастающие в начале снеготаяния температуры воздуха, а в последствии и температуры поверхности почвы, еще недостаточно высоки для полного и равномерного прогрева почвенного профиля. Под оттаявшим слоем сохраняется мерзлая прослойка почвы (мощностью 20–60 см) – мерзлотный экран, который препятствует миграции талых вод вглубь профиля. Поступающие с поверхности почвы талые воды, минуя оттаявший слой, задерживаются мерзлым экраном. Не имея возможности проникать вглубь, снеготалые воды сначала аккумулируются в верхнем слое черноземов, придавая ему

Таблица 5. Запасы влаги в профиле предсалаирских черноземов в 2006–2007 гидрологическом году, мм

Слой, см	2006 г.		2007 г.			
	11 октября	7 декабря	3 апреля	12 апреля	16 апреля	24 апреля
Чернозем выщелоченный среднемощный тучный тяжелосуглинистый, целина						
0–50	227	219	210	192	258	211
0–100	366	386	355	333	436	384
0–150	513	559	487	488	625	571
Чернозем выщелоченный среднемощный среднегумусный тяжелосуглинистый слабосмытый, пашня						
0–50	150	146	143	154	139	143
0–100	244	282	265	297	257	275
0–150	345	377	376	436	368	384
Чернозем выщелоченный маломощный малогумусный тяжелосуглинистый сильносмытый, пашня						
0–50	167	158	150	183	144	146
0–100	296	310	278	335	281	287
0–150	433	453	401	525	471	432

тиксотропное состояние, затем, под действием сил гравитации стекают вниз по склону внутрипочвенным и поверхностным стоком.

Накопленный за зиму холод приводит к промерзанию более глубоких слоев почвы. Так, в черноземах Кузнецкой котловины после очень малоснежных зим даже в июне на глубине 205 см можно обнаружить льдистую прослойку. В апреле полностью оттаивает почва здесь только в очень малоснежные годы.

В нормальные, многоснежные и очень многоснежные гидрологические годы запасы воды в снеге превышают 110 мм. Гумусовый горизонт еще с осени насыщен влагой выше величины НВ. В этом горизонте сформирован льдистый экран, не позволяющий талым водам мигрировать в глубь профиля чернозема. Не впитавшаяся талая вода скатывается по склону, формируя поверхностный сток.

Потеря талых вод посредством поверхностного стока – явление отрицательное. Ведь материалы табл. 3 свидетельствуют, что под хорошо увлажненным верхним слоем почвы сохраняется довольно сухой слой, способный аккумулировать более 100 мм талых вод. Однако впитывания этих вод не происходит из-за наличия мерзлотного экрана. В период снеготаяния не происходит смыкания переувлажненного талого слоя с существенно иссушенным слоем (60–150 см), где дефицит влаги достигает 80–120 мм. Хотя к окончанию снеготаяния почва оттаивает на 40–45 см, и содержание влаги в нем равно полной влагоемкости, талый слой почвы не способен удержать свободную влагу, и на склоновых поверхностях она боковым внутрипочвенным стоком мигрирует в понижения, выклиниваясь там. Поэтому даже после очень многоснежных зим, когда запасы воды в снеге приближаются к 200 мм, что вполне достаточно для полного насыщения влагой всего почвенного профиля, весной в сибирских черноземах не формируется эпизодически промывной тип водного режима.

Однако совершенно не логично рассматривать формирование льдистого экрана в черноземах Западной Сибири с отрицательной точки зрения. Мониторинг за режимом почвенной влаги после снеготаяния на плакорных и склоновых поверхностях показал, что с периодичностью раз в 25 лет почва промерзает не глубже 20 см. С таким явлением пришлось встретиться весной 1983 и 2007 гг. В предзимье 1982 и 2006 гг. почвы оказались хорошо увлажненными (табл. 5), поскольку в октябре выпало около 100 мм осадков. Поэтому запасы общей влаги превышали величину НВ. В течение холодного периода и даже накануне снеготаяния они оставались практически неизменными.

2006–2007 гидрологический год характеризовался чрезвычайно большими запасами воды в снеге. На целинном участке они достигали почти 270 мм, а на водоразделе, где распространена неэродированная почва – 207 мм. Конечно, на довольно крутом склоне, где расположен слабосмытый чернозем, запасы воды в снеге были минимальными (168 мм). Такие громадные снегозапасы на всех элементах катены не встречались ни разу за 39 лет наблюдений за стоком талых вод.

Снеготаяние весной 2007 г. было чрезвычайно бурным. Высокая дневная температура воздуха, наблюдавшаяся во второй день снеготаяния, тихая солнечная погода привели к тому, что интенсивность стока талых вод приближалась к 15 л/с га. Только за второй день интенсивного снеготаяния объем стока превысил 310 $м^3$/га. Сток талых вод нарастал весьма стремительно, что не характерно

для снеготаяния даже при радиационном типе погоды. В течение третьего дня сток составил 160 м^3/га.

Поскольку в почве целинного участка не сформировался мерзлотный экран, талые воды постепенно насыщали профиль чернозема до полной влагоемкости. Спустя 2 дня после начала снеготаяния слой 0–50 см пополнился 66 мм талых вод, а к 16 апреля весь профиль чернозема аккумулировал уже 137 мм влаги. Если учесть, что снегозапасы на этом участке составляли 267 мм, то почти половина из них поглощена почвой в первые дни снеготаяния. Гравитационная влага (>НВ) в профиле чернозема целинного участка беспрепятственно мигрировала за его пределы. Это особенно хорошо заметно при сравнении запасов общей влаги спустя 8 дней после окончания снеготаяния. Хотя к 24 апреля целинная почва еще сохраняла некоторую часть гравитационной влаги, общие запасы влаги к этому сроку снизились на 52 мм и продолжали уменьшаться в течение еще некоторого времени.

Несколько иная картина с промерзанием профиля наблюдалась в черноземе выщелоченном слабосмытом. В течение холодного периода нулевая изотерма в нем достигла глубины 100 см. Только в слое 0–5 см температура почвы к февралю 2007 г. опустилась до –2°С, в слое 5–30 см она равнялась –1.5°С. К началу марта температура слоя 0–5 см повысилась до –1°С. Если учесть, что свободная влага в почве замерзает при температуре –1°С, то можно смело утверждать, что в профиле чернозема выщелоченного слабосмытого льдистый экран в этом чрезвычайно многоснежном гидрологическом году также не формировался.

Отсутствие льдистого экрана привело к тому, что талые воды частично насыщали влагой профиль слабосмытого чернозема, а частично мигрировали за пределы склона. В итоге запасы почвенной влаги в профиле этой почвы несколько отличались от запасов в целинном черноземе. В течение холодного периода слабосмытый чернозем был укрыт меньшим снежным одеялом, чем почвы целинного и водораздельного участков. В связи с более глубоким промерзанием слабоэродированной почвы влага в ее профиле оказалась практически неподвижной. Значительно меньшие снегозапасы, аккумулированные на поверхности слабосмытого чернозема (на 29 см по сравнению с целиной), неадекватно высокая сублимация со снежного покрова, скрытый прогрев почвенного профиля привели к тому, что талая вода начала постепенно проникать в глубь профиля слабосмытой почвы. В слое 0–50 см аккумуляция влаги к концу стока с этого участка (12 апреля) составила 12 мм, во втором полуметре – 21 мм, а в целом во всем профиле – 60 мм. За три дня поверхность слабосмытого чернозема освободилась от снежного покрова. Накопившаяся в процессе снеготаяния почвенная влага, не встречая на своем пути запирающего слоя из льдистого экрана, начала беспрепятственно мигрировать за пределы почвенного профиля.

Спустя три дня после окончания стока талых вод из слоя 50–100 см слабоэродированной почвы потери влаги составили 40 мм, а из слоя 100–150 см – 68 мм. Гипотетически эти потери еще выше, поскольку нам не удалось зафиксировать поступление талых вод боковым внутрипочвенным стоком из чернозема выщелоченного неэродированного, расположенного на приводораздельном пространстве и местами еще укрытого снежным покровом. О миграции влаги боковым внутрипочвенным стоком свидетельствует некоторое увеличение (на 16 мм) запасов общей влаги в слое 50–100 см слабосмытого чернозема к 24 апреля. И это увеличение запасов общей влаги произошло спустя 8 дней на фоне очень высокого физического испарения влаги из поверхностного слоя почвы, слабо защищенного растительностью, и существенного ночного вымораживания влаги из этой же части почвенного профиля.

Небывало большая мощность снежного покрова, слабое и незначительное промерзание лишь верхнего полуметра сильносмытого чернозема, хорошее осеннее увлажнение всего профиля привели к тому, что к началу снеготаяния запасы общей влаги соответствовали величине НВ. Отсутствие льдистого экрана привело к тому, что через 3 дня после начала стока талых вод, когда верхняя часть профиля сильносмытого чернозема приобрела положительную температуру, когда к этой почве начала поступать влага не только сверху, но и боковым внутрипочвенный стоком, запасы общей влаги резко увеличились (на 125 мм во всем профиле) и стали близкими к полной влагоемкости. Свободная гравитационная влага в талом черноземе начала мигрировать за пределы почвенного профиля. Спустя 4 дня после окончания стока на этом участке из полутораметрового слоя за пределы почвенного слоя мигрировало 54 мм талых вод. Через 8 дней профиль этой почвы потерял еще 39 мм. В итоге из 125 мм талых вод, поступивших в профиль данной почвы в результате снеготаяния, за пределы профиля мигрировало 93 мм почвенной влаги.

Таким образом, в чрезвычайно многоснежном гидрологическом году, при минимальной глубине промерзания и смерзания хорошо увлажненной в предзимье неэродированной и эродированной почве, в отсутствие льдистого экрана в период снеготаяния формируется эпизодически промывной тип водного режима. Теперь становится понятным, почему в черноземах Западной Сибири в период снеготаяния при высоких снегозапасах, достаточных для полного насыщения влагой

всего почвенного профиля, наблюдается непромывной тип водного режима. Наличие льдистого экрана, формируемого в верхней части чернозем-ного профиля при любом типе снежности гидрологического года, препятствует миграции талых вод за пределы почвы. Становится также понятным, почему западносибирские черноземы, в отличие от европейских, характеризуются укороченным, но обогащенным гумусом, гумусово-аккумулятивным горизонтом. Ведь под влиянием промерзания, а затем оттаивания в период снеготаяния, в черноземах гумус приобретает повышенную растворимость. Содержание растворимых гуминовых и фульвокислот в замерзшей, а затем талой, почве достигает 80–90% против 60% в почве летом [20]. Миграции такого высоко растворимого гумуса в глубь черноземов ежегодно препятствует льдистый экран. Поскольку обычно к окончанию снеготаяния почва успевает оттаять максимум на 50 см, мобильность высоко растворимого гумуса ограничивается именно этой толщей.

ВЫВОДЫ

1. Нормальные, многоснежные и очень многоснежные гидрологические годы в длинном ряду наблюдений по Западной Сибири составляют 54–67%. В такие годы в течение холодного периода выпадает от 100 до 190 мм атмосферных осадков. Учитывая, что в предзимье в любые гидрологические годы верхняя часть профиля западносибирских неэродированных и эродированных черноземов увлажнена выше уровня НВ, количества выпадающих твердых атмосферных осадков в нормальные, многоснежные и очень многоснежные гидрологические годы гипотетически вполне достаточно для формирования промывного режима в период снеготаяния. Однако наличие льдистого экрана, образуемого ежегодно в зимний период, не позволяет талым водам мигрировать в глубь профиля черноземов. Поэтому после снеготаяния здесь в черноземах всегда формируется непромывной водный режим.

2. Профиль неэродированных и эродированных черноземов Западной Сибири в любые по снежности гидрологические годы промерзает до глубины 120–150 см, а в отдельные годы и до 280 см. Поскольку в течение холодного периода температура слоя 0–40 см практически ежегодно опускается ниже –4°С, при наличии свободной влаги здесь формируется льдистый экран, препятствующий миграции талых вод в глубь почвенного профиля. Наличие льдистого экрана в профиле черноземов выступает той единственной причиной, которая приводит к ежегодному формированию в них непромывного водного режима в период снеготаяния.

3. В течение холодного периода 2006–2007 гидрологического года выпало небывало большое (в 2 раза выше нормы) количество твердых атмосферных осадков. Относительно теплая зима, на фоне достаточно высокого осеннего увлажнения почвы и мощного снежного покрова, положительно сказались на меньших глубине и степени промерзания почв катены. Минимальная отрицательная температура (–1°С) в целинной почве опустилась до глубины 20 см, в слабосмытой – до 100 см, а сильносмытой – до 50 см. Поверхность почвы была охлаждена также до –1°С. Такое слабое промерзание почв катены было недостаточным для формирования в гумусовом горизонте черноземов льдистого экрана.

4. Отсутствие льдистого экрана в гумусовом горизонте западносибирских черноземов, фиксируемое один раз в 25 лет, приводит к тому, что талые воды, находящиеся в изобилии в такие годы (в 2 раза выше нормы), беспрепятственно поступают в почвенный профиль и насыщают его до полной влагоемкости. В итоге формируется так нехарактерный для весеннего снеготаяния эпизодически промывной тип водного режима.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Батталов Ф.З.* Многолетние колебания атмосферных осадков и вычисление норм осадков. Л.: Гидрометеоиздат, 1968. 183 с.
2. *Брылев В.К.* Увлажнение почвы талыми водами в Приобской лесостепи // Изв. Сиб. отд. АН СССР. 1959. № 1. С. 107–116.
3. *Буров Д.И.* Научные основы обработки почв Заволжья. Куйбышев: Куйбышев. кн. изд-во, 1970. 293 с.
4. *Воейков А.И.* Колебания климата и уровни озер Туркестана и Западной Сибири // Избр. соч. М.: Изд-во АН СССР, 1952. Т. 3. С. 387–412.
5. *Калюжный И.Л., Павлова К.К.* Формирование потерь талого стока. Л.: Гидрометеоиздат, 1981. 160 с.
6. *Качинский Н.А.* Замерзание, размерзание и влажность почвы в зимний сезон в лесу и на полевых участках. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1927. 168 с.
7. Климатологический справочник СССР. Л.: Гидрометеоиздат, 1956. Вып. 20. Ч. II. 133 с.
8. *Комаров В.Д.* Исследование водопроницаемости мерзлой почвы // Метеорология и гидрология. 1957. № 2. С. 10–18.
9. Метеорологический ежемесячник. Новосибирск: Главное управление гидрометеорологической службы при совете министров СССР. Западно-Сибирское управление гидрометеорологической службы, 1966–1990. Ч. 2. Вып. 20. № 1–12.
10. *Орлов А.Д.* Водная эрозия почв Новосибирского Приобья. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1971. 175 с.
11. *Орлов А.Д., Танасиенко А.А.* Эродированные черноземы Кузнецкой котловины и пути их рационального использования // Водная эрозия почв в Сибири. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1975. С. 3–104.

12. *Рихтер Г.Д.* Использование снега и снежного покрова в целях борьбы за высокий и устойчивый урожай // Роль снежного покрова в земледелии. М.: Изд-во АН СССР, 1953. С. 6–61.
13. *Роде А.А.* Многолетняя изменчивость атмосферных осадков и элементов водного баланса почв // Вопросы водного режима почв. Л.: Гидрометеоиздат, 1978. С. 3–129.
14. *Салазанов В.В.* Весенний сток рек бассейна Верхнего Днепра. Л.: Гидрометеоиздат, 1964. 142 с.
15. *Сахончик В.П., Лях А.А.* Сравнительная оценка некоторых приемов удержания талых вод в пригородной зоне Новосибирска // Земельный фонд и регулирование водного режима. Новосибирск, 1970. Т. 43. С. 259–269.
16. Справочник по климату СССР. Л.: Гидрометеоиздат, 1969. Вып. 20. Ч. II. 331 с.
17. *Стотланд Д.М.* Прогнозирование теплового режима и глубина промерзания почв, грунтов и торфяников // Почвоведение. 1995. № 9. С. 1101–1108.
18. *Субботин А.И.* Сток талых и дождевых вод. М.: Гидрометеоиздат, Моск. отд-е, 1966. 376 с.
19. *Сурмач Г.П.* Об условиях, определяющих поглощение почвой талых вод // Земледелие. 1955, № 1. С. 8–12.
20. *Танасиенко А.А.* Гумус выщелоченных черноземов и его изменение под воздействием смыва // Почвоведение. 1983. № 4. С. 116–125.
21. *Танасиенко А.А.* Специфика эрозии почв в Сибири. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2003. 176 с.
22. *Харченко С.И.* Методика предвычисления весеннего стока в бассейне р. Дона // Тр. ГГИ, 1962. Вып. 82. С. 3–33.
23. *Цитович Н.А.* Некоторые общие вопросы методики исследований механических свойств мерзлых грунтов // Материалы по лабораторным исследованиям мерзлых грунтов. М.: Изд-во АН СССР, 1954. Сб. 2. С. 5–15.
24. *Шалабанов А.А.* Пропускает ли воду мерзлая почва? // Почвоведение. 1903. № 3. С. 269–274.

ПОЧВОВЕДЕНИЕ, 2010, № 4, с. 461–470

ФИЗИКА ПОЧВ

УДК 551.56

ТЕПЛОВОЙ РЕЖИМ НЕКОТОРЫХ ТИПОВ ПОЧВ ГРУЗИИ

© 2010 г. Э. Ш. Элизбарашвили[1], Т. Ф. Урушадзе[2], М. Э. Элизбарашвили[2], Ш. Э. Элизбарашвили[1], М. К. Шефер[3]

[1] Институт гидрометеорологии АН Грузии, 0112, Тбилиси, пр. Д. Агмашенебели, 150[a]

[2] Факультет точных и естественных наук Тбилисского государственного университета им. Ив. Джавахишвили, 0128, Тбилиси, пр. И. Чавчавадзе, 1

[3] Центр международных экономических и экологических исследований, ул. Отто-Бегагеля, 10 Д 35394, Гиссен, Германия

e-mail: eelizbar@hotmail.com

Поступила в редакцию 17.03.2008 г.

По материалам наблюдений 60-ти метеорологических станций за период с 1947 по 1995 гг. исследован тепловой режим различных типов почв Грузии. Установлено, что характер распространения тепла зависит от типа почвы. Для верхних слоев почв (до 20 см) межгорной депрессии летом наименьшие глубинные градиенты температуры характерны для красноземов (0.5–1.1°С на 10 см), а наибольшие – для черноземов Восточной Грузии (1.0–1.3°С). Градиенты особенно велики в конце весны (1.4–1.8°С), когда развита атмосферная конвекция. В горных районах летом наименьшие градиенты характерны для коричневых почв (0.4–0.9°С), а наибольшие – для бурых лесных почв (0.5–1.3°С). Распределение тепла в глубокие слои почвы (более 20 см) также объясняется особенностями гранулометрического состава. Наименьший градиент температуры отмечается в Телави (3.1°С на 1 м), где ниже 60 см расположен слой камней, в результате глубинные слои нагреваются хорошо. Наибольшие градиенты отмечаются в глинистых и суглинистых почвах как западной (Чаква, 3.8°С), так и восточной (Тбилиси, 3.9°С) частях Грузии, что по всей вероятности обусловлено большим содержанием влаги в глинистых почвах.

ВВЕДЕНИЕ

Сильная расчлененность рельефа территории Грузии и характерные для нее сложные циркуляционные и радиационные процессы в атмосфере обусловливают разнообразие типов климата, растительного покрова, почв и других компонентов природы. В географическом распределении почв четко выражена вертикальная зональность, которая различно проявляется в ее западной и восточной частях страны, характеризующихся соответственно морским субтропическим и переходным от субтропического к континентальному климатом, благодаря чему почвы Грузии разнообразны по гидротермическому режиму. Особенности теплового режима почв Грузии определяются наложением и взаимодействием всего комплекса факторов: тепловых свойств почвы (теплоемкости и теплопроводности), гранулометрического состава, высоты местности, климатических особенностей их распространения, растительного покрова и др.

Стандартные наблюдения за температурой почвы в Грузии ведутся, начиная с 1891 г., и к настоящему времени накоплен материал в общей сложности для 130-ти метеорологических станций. Хотя исследование почв Грузии имеет давнюю историю, начиная с работ А.И. Воейкова, В.В. Докучаева, К.А. Тимирязева и др., существующая литература по климатологии почв немногочисленна [1, 2, 6].

В последние годы в Институте гидрометеорологии АН Грузии и Тбилисском государственном университете изучен теплой режим системы почва–атмосфера, а также отдельных почвенных зон, проведено почвенно-климатическое районирование территории Грузии [9–13].

В настоящей статье, являющейся логическим продолжением этих работ, представлены результаты исследования теплового режима некоторых наиболее распространенных почв Грузии.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

В работе использованы материалы наблюдений 60-ти метеорологических станций за период 1947–1964 гг., представленные в Справочнике по климату СССР [4] и дополненные архивными данными до 1995 г., после которого систематических наблюдений за температурой почвы в системе Гидрометеослужбы Грузии не проводилось. Использованы материалы наблюдений за температурой на поверхности почвы и на различных глубинах. Температура поверхности почвы измерялась напочвенными термометрами, которые устанавливались так, что резервуары и оболочки термометров наполовину были погружены в поч-

ву. Температура почвы на глубине измерялась коленчатыми термометрами системы Савинова – до глубины 20 см и глубинными (вытяжными) термометрами – глубже 20 см.

Исследованы наиболее распространенные почвы Грузии: краснозмы, черноземы, коричневые, бурые лесные, перегнойно-карбонатные, а также горно-луговые. В табл. 1 представлены некоторые сведения о перечисленных типах почв [3, 5].

Красноземы распространены в юго-восточной части западной Грузии (Аджария, Гурия), влажной субтропической зоны страны, а также в Менгрелии и Абхазии, в пределах высот от 50 до 400 м над ур. м. Эти почвы характеризуются кислой реакцией, средним или низким содержанием гумуса, низкой или средней емкостью поглощения, ненасыщенностью основаниями, глинистым гранулометрическим составом, обедненностью кремнеземом и обогащенностью R_2O_3, повышенным содержанием как аморфных (по Тамму), так и окристаллизованных (по Джексону) форм железа.

Черноземы представлены двумя разновидностями: низинными (черные почвы) и горными. Низинные черноземы распространены в межгорной зоне восточной Грузии, с переходным от влажного к континентальному климатом, в пределах высот от 300 до 800 м над ур. м. Для них характерны черная окраска гумусового горизонта, нейтральная или слабощелочная реакция среды, присутствие карбонатов с поверхности, средняя и глубокая гумусированность, средняя или высокая емкость поглощения, глинистый гранулометрический состав, распределение R_2O_3 по профилю не меняется. Горные черноземы распространены в южной части Грузии в пределах высот 1000–2000 м над ур. м. Они имеют слабокислую или нейтральную реакцию, среднее или высокое содержание гумуса и глубокую гумусированность, большую емкостью катионного обмена, глинистый гранулометрический состав, в них отсутствуют карбонаты, распределение основных оксидов – равномерное.

Коричневые почвы распространены в субтропической лесо-степной зоне восточной Грузии в пределах высот 400–1300 м. Они имеют слабощелочную реакцию среды, низкое или среднее содержание гумуса, глубокую гумусированность, среднюю емкость поглощения, суглинистый гранулометрический состав, профиль недифференцирован по полуторным оксидам и формам железа, содержит карбонаты.

Бурые лесные почвы весьма распространенны. Они встречаются в западной, восточной и южной частях Грузии в пределах высот 600–2000 м над ур. м. Бурые лесные почвы характеризуются слабой дифференциацией профиля, слабокислой или кислой реакцией среды, глинистым гранулометрическим составом, оглиненностью всего профиля, средним содержанием гумуса и глубокой гумусированностью, средней или высокой емкостью катионного обмена, отсутствием дифференциации профиля по полуторным оксидам, заметным содержанием различных форм железа.

Перегнойно-карбонатные почвы в основном распространены в лесной зоне (500–2000 м над ур. м.) на карбонатных породах (известняках, мраморах, доломитах, мергелях и др.) как в западной, так и в восточной частях Грузии; их ограниченные площади отмечены и в южной части страны. Эти почвы характеризуются хорошо выраженным гумусовым горизонтом, нейтральной или слабощелочной реакцией среды, умеренным содержанием гумуса, карбонатностью с поверхности, насыщенностью основаниями, суглинистым или глинистым гранулометрическим составом, отсутствием дифференциации профиля по R_2O_3, умеренным содержанием как аморфного, так и слабо окристаллизованного железа.

Горно-луговые почвы являются господствующими, занимая более четверти всей территории страны. Они распространены по всей Грузии как в субальпийской, так и альпийской зонах в пределах высот от 1800 до 3500 м. Горно-луговые почвы характеризуются кислой или слабокислой реакцией, высоким или средним количеством гумуса, низкой емкостью поглощения, ненасыщенностью основаниями, суглинистым (реже глинистым) гранулометрическим составом, отсутствием дифференциации профиля по R_2O_3, заметным содержанием аморфного железа.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Изменение температуры поверхности почвы с высотой местности. В наших предыдущих исследованиях был установлен линейный характер изменения температуры поверхности почвы с высотой для обширных почвенно-климатических зон Грузии [8, 13]. Представленные на рис. 1 зависимости изменения средней июльской температуры поверхности почвы от высоты местности уточняют особенности изменения температуры наиболее характерных для Грузии типов почв. Зимой и в переходные сезоны различия между прямыми регрессии менее значительны, чем летом. В целом изменение температуры поверхности почвы в зависимости от высоты местности может быть выражено линейной функцией вида:

$$T_n = T_0 - \gamma H, \qquad (1)$$

где T_n – температура поверхности почвы на высоте H; T_0 – температура поверхности почвы, условно приведенная к уровню моря, которая рассчитывается методом линейной экстраполяции; γ – вертикальный температурный градиент на 1 м. Параметры формулы (1) для различных типов почв для января и июля представлены в табл. 2.

Таблица 1. Физико-химические свойства основных типов почв Грузии

№ разреза	Горизонт, глубина, см	pH	$CaCO_3$	Гумус	Поглощенные катионы, мг-экв/100 г почвы							Fe_2O_3, %		Молекулярное отношение			<0.001 мм	<0.01 мм
			%		Ca^{2+}	Mg^{2+}	H^+	Сумма	Ca^{2+}	Mg^{2+}	H^+	Тамм	Джексон	$\frac{SiO_2}{R_2O_3}$	$\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$	$\frac{SiO_2}{Fe_2O_3}$		
					%				% от суммы									
	Краснозем																	
16	A, 0–14	5.4	Нет	3.10	4.79	2.2–2	2.12	9.13	52	24	24	1.42	2.63	3.41	4.50	14.14	54	77
	B, 14–43	4.2	»	1.59	4.84	2.71	16.87	24.42	20	11	69	1.47	2.90	3.00	4.00	14.00	45	71
	B, 43–75	4.0	»	0.56	7.09	2.71	16.87	26.67	27	10	63	1.38	2.72	2.00	2.40	12.00	44	81
	C, 75–120	4.2	»	0.20	5.69	4.85	17.86	26.40	20	17	63			Не опр.			42	82
19	A, 0 – 20	4.4	»	4.79	2.99	2.63	11.91	17.53	17	15	68	1.42	3.39	2.48	3.48	8.70	35	66
	B_1, 20–58	4.8	»	3.70	7.39	3.04	10.92	21.35	35	14	51			Не опр.			32	75
	B_2, 58–86	4.8	»	1.47	3.89	1.32	12.90	18.11	21	7	72	1.51	3.13	2.46	3.44	8.60	36	81
	B_3, 86–136	4.6	»	0.67	1.75	2.22	11.91	15.88	11	14	75	1.47	3.65	2.97	2.80	13.57	47	82
	C, 136–180	4.8	»	0.60	3.94	2.63	10.92	17.49	22	15	63	1.56	4.27	1.83	2.59	625	42	85
	Чернозем равнинный (Черная почва)																	
1	A_I^I, 0–20	7.8	8.3	4.83	42.26	10.91	Нет	53.17	79	21	нет	Не опр.		5.54	6.84	29.09	34	73
	A_I^{II}, 20–40	7.6	10.4	2.40	39.76	10.99	»	50.75	79	21	»	»		5.30	6.82	25.11	42	73
	AB, 40–60	7.5	13.3	1.17	34.02	9.38	»	43.40	78	22	»	»		5.04	6.41	23.57	40	78
	B, 60–100	7.5	16.6	0.64	23.55	11.58	»	35.13	67	33	»	»		5.30	6.91	22.69	40	75
	BC, 100–125	7.5	18.7	0.46	24.84	10.14	»	34.98	71	29	»	»		5.17	6.75	22.10	35	68
	C, 125–150	7.8	18.7	0.32	25.05	6.82	»	31.87	79	21	»	»		5.05	6.68	20.71	31	63
	Чернозем горный																	
17	A_I^I, 0–15	6.6	Нет	6.89	40.41	17.36	»	51.77	78	22	»	»		4.21	5.32	18.47	36	67
	A_I^{II}, 15–35	6.7	»	3.01	40.46	16.86	»	57.32	71	29	»	»		3.74	5.32	18.26	33	77
	AB, 35–65	6.7	»	2.38	51.42	12.85	»	64.27	80	20	»	»		4.08	5.37	18.44	47	75
	BC, 65–90	6.7	»	2.13	51.78	14.78	»	66.41	78	22	»	»		3.77	4.90	17.77	43	72
	Коричневая почва																	
22	A_I^I, 0–12	7.8	15.6	2.76	18.00	3.56	»	21.36	83	17	»	0.13	1.09	3.41	4.32	16.24	21	44
	A_I^{II}, 12–25	7.9	20.0	1.75	15.01	3.34	»	18.65	80	20	»	0.11	1.04	3.39	4.33	15.65	18	38
	B_1, 25–50	7.9	22.0	0.84	11.63	5.00	»	16.69	70	30	»	0.08	0.87	3.35	4.24	15.89	17	39
	B_2, 50–75	8.0	24.8	0.39	10.57	4.77	»	15.34	70	30	»	0.08	0.80	3.44	4.31	17.07	17	40
	C, > 75	8.4	25.2	0.16	8.91	4.98	»	14.89	60	40	»	0.06	0.74	3.40	4.29	16.35	14	35
11	A_1, 2–10	8.1	5.65	3.56	18.66	4.41	»	23.07	81	19	»	0.26	1.43	4.40	5.31	25.86	7	24
	AB, 10–24	7.7	3.04	3.04	25.57	5.50	»	31.07	82	18	»	0.31	1.57	4.26	5.19	23.99	16	39
	B, 24–42	7.6	6.05	2.63	24.24	3.83	»	28.07	86	14	»	0.28	1.48	4.47	5.25	29.77	25	44
	CD, 42–70	7.8	6.81	1.41	21.16	3.93	»	25.09	84	16	»	0.26	1.32	4.35	5.10	29.23	18	38
	Бурая лесная почва																	
7	A, 3–10	6.0	Нет	6.65	29.71	6.90	1.00	36.61	79	18	3	0.90	2.17	3.63	4.59	15.74	20	56

Таблица 1. Окончание

№ разреза	Горизонт, глубина, см	pH	$CaCO_3$	Гумус	Поглощенные катионы, мг-экв/100 г почвы							Fe_2O_3, %		Молекулярное отношение			<0.001 мм	<0.01 мм
					Ca^{2+}	Mg^{2+}	H^+	Сумма	Ca^{2+}	Mg^{2+}	H^+			$\frac{SiO_2}{R_2O_3}$	$\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$	$\frac{SiO_2}{Fe_2O_3}$		
			%						% от суммы			Тамм	Джексон					
	B_1, 10–25	6.2	»	1.62	27.60	6.20	2.51	35.31	79	18	3	1.35	1.57	3.52	4.43	16.52	35	60
	B_2, 25–48	6.5	»	1.46	30.72	5.11	0.51	36.34	85	14	1	0.99	1.68	3.52	4.38	18.14	43	66
	B_3, 48–69	6.9	»	1.37	29.21	8.11	Нет	37.22	78	22	Нет	0.59	1.81	3.46	4.39	16.52	37	61
	BC, 69–80	7.0	»	0.28	26.43	7.03	»	33.46	79	21	»	0.56	2.24	3.53	4.59	15.26	38	59
2	A, 2 – 15	5.6	»	4.84	19.90	3.82	5.63	29.35	68	13	19	0.25	1.27	5.55	6.73	31.78	49	79
	B_1, 15–30	5.4	»	2.49	18.31	2.71	9.84	30.86	60	9	31	0.37	1.58	5.42	6.50	32.68	44	76
	B_2, 30–42	5.6	»	1.50	15.40	1.93	2.00	19.33	80	10	10	0.79	1.79	5.17	6.21	36.48	50	77
	BC, 42–60	6.4	»	1.41	26.41	3.44	1.53	31.38	84	11	5	0.42	1.28	5.35	6.36	33.03	50	76
	СД, 60–80	6.4	»	1.05	26.90	2.36	1.40	30.66	88	8	4	0.36	1.52	5.25	6.65	32.37	50	76
	Перегнойно-карбонатная																	
27	A_I^I, 0–10	7.8	20.13	2.43	24.91	3.21	Нет	28.12	89	11	Нет	0.56	0.92	5.85	8.18	20.63	23	54
	A_I^{II}, 10–20	7.7	24.3	2.37	25.42	4.40	»	29.82	85	15	»	Не опр.					24	57
	AB, 20–40	7.7	27.77	1.89	24.64	4.35	»	28.99	85	15	»	0.60	1.20	5.99	8.09	24.10	34	69
	B1, 40–60	8.0	27.77	0.75	28.32	2.21	»	30.53	92	8	»	Не опр.					41	74
	B2, 60–80	8.2	29.16	0.59	30.42	2.45	»	32.87	92	8	»	0.42	0.96	10.1	15.75	28.36	32	62
	B3, 80–110	8.0	48.3	0.32	32.36	3.02	»	35.38	91	9	»	Не опр.					9	43
	BC, 110–150	8.0	50.8	–	30.84	2.40	»	33.24	92	8	»	0.32	0.94	7.39	9.23	24.63	7	45
10	A, 0–18	6.8	35.02	7.08	27.81	3.92	»	31.73	86	14	»	1.16	3.52	4.69	10.17	15.25	18	47
	AB, 18–40	6.8	24.83	6.13	24.41	2.13	»	26.54	92	8	»	0.49	1.34	3.92	5.10	17.00	20	40
	CD, 40–60	7.5	31.46	1.84	19.11	8.60	»	27.71	69	31	»	1.16	2.56	5.14	6.75	21.60	29	63
	Горно-луговая																	
97	A, 0–12	4.9	Нет	4.97	10.46	3.61	2.70	16.77	62	22	16	1.22	1.49	4.32	5.35	22.51	11	42
	B, 12–25	4.6	»	4.97	4.42	5.63	5.14	15.19	29	37	34	1.34	1.52	5.25	6.56	26.26	25	51
	BC, 25–40	5.9	»	2.49	4.03	2.40	3.11	9.54	42	25	33	1.26	1.77	5.00	6.26	24.90	14	45
	C, 40–60	6.0	»	1.05	2.20	2.01	0.22	4.43	50	45	5	1.26	1.67	5.14	6.50	24.58	11	43
83	A, 2–9	5.3	»	14.85	4.61	6.42	2.91	13.94	33	46	21	0.85	1.41	5.60	6.80	31.86	15	39
	BC, 9–30	5.2	»	4.73	6.65	5.81	2.72	15.18	44	38	18	0.95	1.86	5.59	6.84	31.51	18	29
	C, 30–60	5.2	»	1.45	4.03	4.01	2.52	10.56	38	38	24	1.10	1.96	5.60	7.02	27.76	22	57

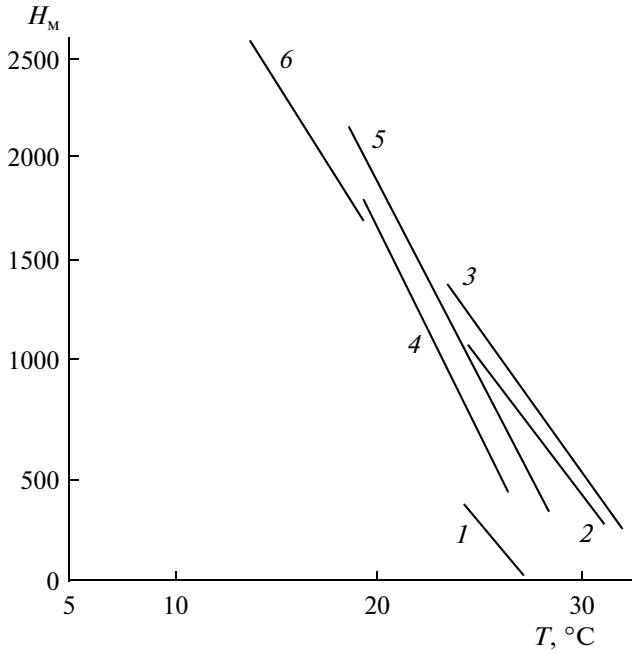


Рис. 1. Зависимость изменения средней июльской температуры поверхности почвы от высоты местности. Обозначения: *1* – красноземы; *2* – черноземы; *3* – коричневая почва; *4* – бурая лесная почва; *5* – перегнойно-карбонатная почва; *6* – горно-луговая почва.

Доверительные границы отклонения уравнений регрессии от эмпирических данных колеблются на уровне значимости 95% – в пределах 0.2–0.5°С, а на уровне значимости 99% – в пределах 0.3–0.9°С, что вполне приемлемо.

Следует обратить внимание, что вертикальный градиент температуры поверхности почвы существенно изменяется как в зависимости от типа почвы, так и от сезона. Для красноземов, бурых лесных и перегнойно-карбонатных почв градиент наибольшим оказывается в январе, составляя 0.8–1°С на 100 м, а для черноземов и коричневых почв – в июле (0.7–1°С). В январе наименьший градиент характерен для черноземов и коричневых почв (0.5°С), а в июле – для красноземов, бурых лесных и перегнойно-карбонатных почв (0.5°С).

Такой характер изменения градиентов температуры поверхности почвы соответствует закономерности изменения температуры воздуха [7, 8] и объясняется климатическими особенностями Грузии. В частности, в зимние месяцы в восточной Грузии, где расположены черноземы и коричневые почвы, при антициклональном состоянии атмосферы усиливаются эффективное излучение и температурные инверсии, которые настолько мощны, что даже в многолетнем режиме температура воздуха в слое 1000–1200 м превосходит значения температуры нижележащих слоев. В этом слое величина инверсии температуры воздуха достигает 0.2–0.7°С, и градиент температуры воздуха в целом уменьшается. В связи с этим, а также характерным для данного района отрицательным теплообменом между почвой и атмосферой [13], уменьшается и градиент температуры поверхности почвы. В западной же части Грузии, где распространены красноземы и перегнойно-карбонатные почвы, инверсия возникает в теплый период года, причиной этого является поступление теплых воздушных масс, формирующихся над морем, на охлажденную в зимнее время поверхность суши. При этом нижние слои теплого потока отдают часть тепла подстилающей поверхности и охлаждаются сильнее чем верхние. Хотя величина инверсии в слое 0–70 м не превышает 0.3°С, градиенты летней температуры воздуха и почвы уменьшаются.

Тепловой режим поверхности различных типов почвы. Полученные уравнения регрессии могут быть использованы при картографировании температуры различных типов почв. Они позволяют исключить влияние высоты местности и оценить влияние типа почвы на температуру. Эти данные представлены в табл. 3.

Из табл. 3 следует, что летом до высоты 500 м наиболее сильно нагреваются черноземы и коричневые почвы, в интервале высот 500–1500 м наиболее теплыми оказываются коричневые и пе-

Таблица 2. Параметры уравнения (1) для разных почв Грузии

Почва	Январь		Июль		Число использованных станций
	T_0	γ	T_0	γ	
Краснозем	6.0	0.01	27.0	0.005	10
Чернозем	1.6	0.005	35.0	0.01	5
Коричневая	2.5	0.005	33.4	0.007	6
Бурая лесная	3.2	0.008	28.5	0.005	16
Перегнойно-карбонатная	5.0	0.008	30.6	0.005	14
Горно-луговая	1.0	0.006	29.3	0.006	6

Таблица 3. Температура поверхности почвы в январе (над чертой) и июле (под чертой), приведенная к стандартным высотам по формуле (1), °С

Почва, месяцы	Высота местности, м					
	0	500	1000	1500	2000	2500
Краснозем	6.0 / 27.0	1.0 / 24.5				
Чернозем низинный		–1.0 / 30.0				
Чернозем горный			–3.7 / 25.0	–6.3 / 20.2	–9.0 / 15.0	
Коричневая		0 / 29.9	–2.5 / 26.4	–5.0 / 22.9		
Бурая лесная		–0.8 / 26.0	–4.9 / 23.5	–8.9 / 21.0		
Перегнойно-карбонатная		1.0 / 28.0	–3.0 / 25.4	–7.0 / 22.8	–11.0 / 20.2	
Горнолуговая					–11.0 / 17.4	–14.0 / 13.6

регнойно-карбонатные почвы, а относительно холодными остаются красноземы и бурые лесные почвы. Выше этого уровня наиболее теплыми являются перегнойно-карбонатные почвы, а холодными становятся черноземы. Зимой до высоты 500 м наиболее теплыми являются красноземы и перегнойно-карбонатные почвы, а в интервале высот 500–1500 м – коричневые лесные почвы, холодными – бурые лесные почвы. Выше этой зоны более теплыми бывают черноземы, а холодными – перегнойно-карбонатные и горно-луговые почвы.

В формировании такого режима температуры поверхности почвы особая роль принадлежит климату. Влияние климата на температуру почвы определяется характером выпадения и перераспределения атмосферных осадков и снежного покрова, анизотропностью ветра, неоднородностью испарения [7, 8] и т.д. В частности, летом красноземы, поскольку они распространены в субтропической зоне западной Грузии и содержат значительное количество влаги, нагреваются медленнее, чем коричневые почвы континентальной части восточной Грузии. Зимой, в связи с континентальностью климата, коричневые почвы охлаждаются быстрее, чем почвы субтропической зоны. Сказанное хорошо прослеживается на рис. 2, где представлен годовой ход температуры поверхности почвы в различных климатических и почвенных условиях.

В Цаленджиха в красноземах субтропической зоны, характеризующихся большой теплоемкостью и влагоемкостью, а также большим содержанием воды, температура поверхности почвы зимой выше, а летом меньше, чем в Дигоми в коричневых почвах континентальной зоны. Влияние континентальности климата проявляется и для одинаковых типов почв, расположенных в субтропической и континентальной зонах. Ткибули и Мухрани расположены на одинаковых высотах, почва – перегнойно-карбонатная, однако в годовом ходе температуры поверхности почвы отмечается субтропический характер в Ткибули и континентальный – в Мухрани. Следовательно, температурный режим поверхности почвы, главным образом, определяется общим климатическим режимом местности.

Распространение тепла в верхних слоях почвы. Распространение тепла в верхнем слое почвы (до глубины 20 см) можно характеризовать глубинным температурным градиентом. Для почв межгорной депрессии Грузии летом наименьшие глубинные градиенты температуры характерны для красноземов (0.5–1.1°С на 10 см), свидетельствующие о хорошей их теплопроводности (табл. 4). Они формируются в условиях высокой влажности, жаркого лета и теплой зимы на продуктах выветривания изверженных пород и древних озерно-речных отложений. В холодный период года эти почвы сохраняют тепло, поэтому градиент, хотя отрицателен, по величине невелик. Наибольшие градиенты летом отмечены для черноземов восточной Грузии (1.0–1.3°С), которые формируются в условиях континентального климата и характеризуются сухостью. При этом градиенты особенно велики в конце весны (1.4–1.8°С), когда сильно развита конвекция, что

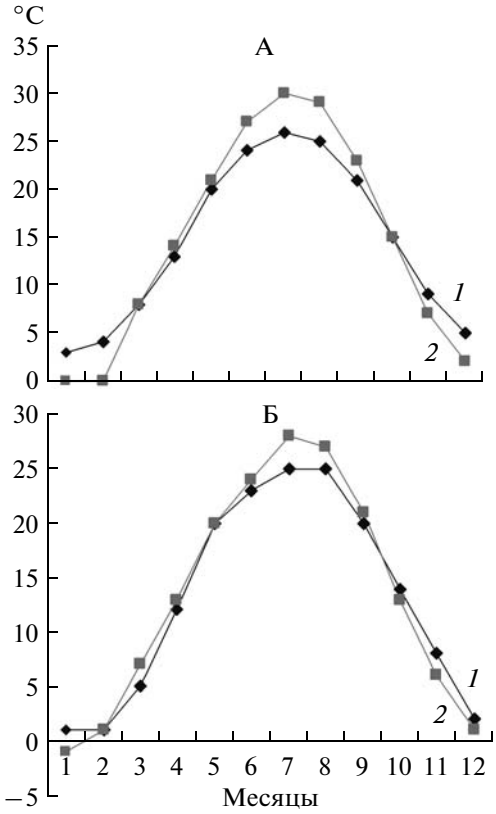


Рис. 2. Годовой ход температуры поверхности почвы в условиях морского субтропического (*1*) и континентального (*2*) типов климата. А: *1* – Цаленджиха (высота 222 м над ур. моря, краснозем); *2* – Дигоми (436 м, коричневая почва). Б: *1* – Ткибули (545 м над ур. м.); *2* – Мухрани (550 м) – перегнойно-карбонатные почвы.

объясняется плохой теплопроводностью этих почв.

В горных районах летом наименьшие градиенты температуры характерны для коричневых почв (0.4–0.9°C на 10 см). Наибольшие глубинные градиенты температуры отмечены в бурых лесных почвах (0.5–1.3°C). Несмотря на то, что Бахмаро расположено в верхней лесной зоне западной Грузии, а Боржоми – в переходной к континентальному климату зоне восточной Грузии, глубинные градиенты температуры, свидетельствующие в рассмотренном случае о решающем влиянии типа

Таблица 4. Глубинный градиент температуры в верхнем слое почвы (до 20 см), °C на 10 см

Тип почвы	Пункт	Высота, м	Месяц							
			IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
Краснозем	Уреки	30	0.5	0.9	1.1	0.7	0.5	–0.1	–0.4	–0.7
	Чаква	30	0.6	0.9	1.1	0.9	0.6	–0.2	–0.5	–
	Анасеули	158	0.5	0.9	0.9	0.7	0.5	–0.1	–0.4	–
Чернозем низинный	Иормуганло	460	0.6	1.8	1.2	1.3	1.0	–0.3	–0.7	–
	Шираки	555	–	1.4	1.3	1.3	1.0	–0.2	–0.7	–
Коричневая	Болниси	534	–	0.9	0.9	0.9	0.7	–0.3	–0.7	–
	Телави	568	0.7	0.9	0.9	0.8	0.6	–0.3	–0.7	–1.1
	Душети	922	0.4	0.6	0.7	0.7	0.4	–0.3	–0.9	–
Бурая лесная	Боржоми	794	0.9	1.2	1.3	1.1	0.9	–0.3	–0.4	–
	Бахмаро	1926	–	–	1.2	1.0	0.5	–0.3	–	–
Перегнойно-карбонатная	Мухрани	550	0.7	1.0	1.1	1.1	1.1	–0.3	–0.5	–0.5
	Они	788	–	1.0	1.0	1.1	0.7	–0.3	–0.8	–

Примечание. Здесь и в табл. 5 прочерк – не определяли.

Таблица 5. Средняя месячная температура почвы на различных глубинах, °С

Пункт (высота, м), тип почвы	Месяцы	Глубина, м						
		0.2	0.4	0.8	1.2	1.6	2.4	3.2
Чаква (30)	I	6.1	7.5	9.9	–	13.0	–	15.6
краснозем	IV	12.4	11.7	10.7	–	10.5	–	12.9
	VII	24.8	22.8	20.2	–	16.0	–	13.3
	X	17.5	18.0	19.0	–	18.7	–	16.2
Анасеули (158)	I	4.9	6.1	8.5	–	11.5	–	14.1
краснозем	IV	11.6	11.2	10.3	–	9.9	–	11.4
	VII	23.3	22.0	19.8	–	16.2	–	13.0
	X	16.5	17.0	17.9	–	18.1	–	16.1
Тбилиси (403)	I	2.3	3.3	5.5	6.5	8.5	10.8	11.9
коричневая	IV	12.4	11.9	10.8	10.5	10.7	11.1	11.7
	VII	25.5	24.6	22.1	20.0	18.0	15.2	13.8
	X	15.7	16.7	17.6	18.2	19.3	18.6	17.6
Телави (568)	I	1.4	3.1	5.4	7.1	8.7	10.5	11.9
коричневая	IV	11.7	11.3	10.2	9.8	9.4	9.3	9.8
	VII	24.4	23.5	21.2	19.7	18.2	16.4	15.2
	X	14.9	15.8	17.1	17.7	18.0	17.8	17.4
Мухрани (550)	I	1.7	3.4	5.7	–	9.2	–	13.2
перегнойно-карбонатная	IV	10.7	9.8	8.8	–	8.5	–	10.6
	VII	24.0	22.0	19.5	–	15.9	–	13.1
	X	14.6	16.1	16.9	–	17.3	–	16.1

почвы (бурая лесная), почти одинаковы. Сказанное касается и перегнойно-карбонатных почв. В Они (западная Грузия) и Мухрани (восточная Грузия) в перегнойно-карбонатных почвах, несмотря на различные климатические области, градиенты температуры почти одинаковы (0.7–1.1°С). Таким образом, тепловой режим верхних слоев почвы в отличии от теплового режима поверхности почвы в значительной степени определяется типом почв, а климатические особенности их местоположения, в данном случае, имеют второстепенное значение.

Распространение тепла в глубоких слоях почвы. Глубже 20 см температура почвы измеряется вытяжными термометрами. К сожалению, такие наблюдения до глубины 3 м проводились лишь на некоторых станциях, что затрудняет получение полных данных распространения тепла в глубокие слои почвы в зависимости от ее типа, хотя существующие материалы все же позволили выявить некоторые общие закономерности (табл. 5).

В одинаковых типах почв (например, в красноземе Чаква и Анасеули, или коричневой Тбилиси и Телави) температура на одинаковых глубинах может существенно различаться. Более того, изменение температуры с глубиной в этих типах почв имеет различный характер. Например, в коричневых почвах восточной Грузии в апреле в Телави температура почвы закономерно уменьшается с глубиной, а в Тбилиси, достигая минимума на глубине 1.2 м (10.5°С), начинает расти и на глубине 3.2 м составляет 11.7°С. В красноземах (Чаква) в октябре температура почвы достигает максимума на глубине 0.8 м, а в Анасеули – на глубине 1.6 м и т.д.

Такие различия можно объяснить особенностями гранулометрического состава почв. Это хорошо видно из табл. 6, в которой сопоставлены глубинные градиенты температуры почвы для января и июля и приведены сведения о гранулометрическом составе почв.

Летом, при положительном радиационном балансе, когда поток тепла направлен вглубь почвы, наименьший градиент температуры отмечается в Телави (3.1°С на 1 м), где глубже 60 см имеется слой камней, в результате глубинные слои нагреваются хорошо. Наибольшие градиенты отмечаются в глинистых и суглинистых почвах как западной (Чаква, 3.8°С), так и восточной (Тбилиси, 3.9°С) частях Грузии, что по всей вероятности обусловлено большим содержанием влаги в глинистых почвах. Зимой охлаждение верхних слоев почвы передается в более глубокие слои также различной скоростью. В приведенном примере наиболее быстро реагирует перегнойно-карбонатная глинистая (Мухрани, –3.8°С), а значительное опоздание отмечено в среднесуглинистых и глинистых почвах (Тбилиси, Чаква, Анасеули, –2.9–3.2°С). В переходные сезоны градиент температуры существен-

Таблица 6. Градиент температуры почвы в слое 20–320 см, °С на 1 м

Тип почвы	Пункт	Гранулометрический состав почвы	Месяцы	
			I	YII
Краснозем	Чаква	до 20 см легкоглинистый, ниже тяжелоглинистый	–3.2	3.8
»	Анасеули	до 90 см средне-глинистый, ниже тяжело-глинистый;	–3.1	3.4
Коричневая	Тбилиси	до 25 см легкий суглинок, 25–50 см средний суглинок, ниже тяжелый суглинок;	–2.9	3.9
»	Телави	до 20 см тяжелый суглинок, 20–40 см средний суглинок, 40–60 см тяжелый суглинок, ниже слой камней	–3.5	3.1
Перегнойно-карбонатная	Мухрани	до 20 см легкоглинистый, 20–50 см среднеглинистый, ниже тяжелоглинистый;	–3.8	3.6

но уменьшается или меняет знак на определенной глубине. В апреле температура почвы с глубиной уменьшается, а в октябре – увеличивается, после чего ход температуры меняется. Глубина, на которой меняется знак градиента температуры, изменяется в зависимости от типа и гранулометрического состава почвы и составляет в апреле 1.2–2.4 м, а в октябре – 0.8–1.6 м.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Вертикальный градиент температуры поверхности почвы существенно изменяется в зависимости от сезона. Для красноземов, бурых лесных и перегнойно-карбонатных почв наибольшим градиент оказывается в январе, составляя 0.8–1°С на 100 м, а для черноземов и коричневых почв – в июле (0.7–1°С). В январе наименьший градиент характерен для черноземов и коричневых почв (0.5°С), а в июле – для красноземов, бурых лесных и перегнойно-карбонатных почв (0.5°С). Это объясняется климатическими особенностями географических районов распространения почв.

Температурный режим поверхности различных типов почв, расположенных в одинаковых высотных зонах, главным образом, определяется общим климатическим режимом местности. Красноземы, поскольку они распространены в субтропической зоне западной Грузии и содержат значительное количество влаги, летом нагреваются медленнее, чем коричневые почвы континентальной части восточной Грузии. Зимой в связи с континентальностью климата коричневые почвы охлаждаются быстрее, чем почвы субтропической зоны.

Распространение тепла в верхних слоях почвы (до 20 см), в значительной степени зависит от типа почвы и ее гранулометрического состава. Для почв межгорной депрессии Грузии летом наименьшие глубинные градиенты температуры характерны для красноземов (0.5–1.1°С на 10 см), имеющих глинистый гранулометрический состав. В холодный период года эти почвы сохраняют тепло, поэтому градиент, хотя и отрицательный, невелик. Наибольшие градиенты летом отмечены для черноземов Восточной Грузии (1.0–1.3°С), имеющих глинистый гранулометрический состав. Градиенты особенно велики в конце весны (1.4–1.8°С), когда сильно развита конвекция, что объясняется плохой теплопроводностью этих почв.

В горных районах летом наименьшие градиенты температуры характерны для коричневых почв (0.4–0.9°С), характеризующихся суглинистым гранулометрическим составом и равномерным содержанием различных форм железа. Наибольшие глубинные градиенты температуры отмечены в бурых лесных почвах (0.5–1.3°С), имеющих глинистый гранулометрический состав.

Для глубоких слоев почвы (более 20 см) глубинные градиенты температуры в условиях одинаковых типов почв, характеризующихся близким гранулометрическим составом, несмотря на климатические условия и высотные зоны их распространения, близки. Летом при положительном радиационном балансе, когда поток тепла направлен вглубь почвы, наименьший градиент температуры отмечается в Телави (3.1°С на 1 м), где глубже 60 см залегает слой камней, в результате чего глубинные слои нагреваются хорошо. Наибольшие градиенты отмечаются в условиях глинистых и суглинистых почв как западной (Чаква, 3.8°С), так и восточной (Тбилиси, 3.9°С) Грузии, что по всей вероятности обусловлено большим содержанием влаги в глинистых почвах. Зимой охлаждение верхних слоев почвы передается в более глубокие слои с различной скоростью. Наиболее быстро реагирует перегнойно-карбонатная глинистая почва (Мухрани, –3.8°С на 1 м), а значительное опоздание отмечается для среднесуглинистых и глинистых почв (Тбилиси, Чаква, Анасеули, –2.9–3.2°С).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Гавашели Ш.И.* Температура почвы // Тр. ЗакНИГМИ. Вып. 44(50). Л.: Гидрометеоиздат, 1971. С. 132–153.
2. *Маглакелидзе Р.В.* Температурный режим почв природно-территориальных комплексов Марткопского стационара // Кавказский географический журнал. 2004. № 4. С. 113–115.
3. Почвенная карта Грузии (1 : 500000) / Под ред. Т.Ф.Урушадзе. Тбилиси: Картфабрика, 2000.
4. Справочник по климату СССР. Л.: Гидрометеоиздат, 1967. Вып. 14. 374 с.
5. *Урушадзе Т.Ф.* Горные почвы СССР. Москва: Агропромиздат, 1989. 247 с.
6. *Элизбарашвили М.Э.* Поле температуры территории Грузии. Тбилиси: Бакур Сулакаури, 1999. 88 с. (на груз. яз.).
7. *Элизбарашвили Э.Ш.* Вертикальная зональность климатов Закавказья // Изв. АН СССР. Сер. географическая. 1978. № 4. С. 97–104.
8. *Элизбарашвили Э.Ш.* Климатические ресурсы Грузии. Тбилиси: Зеон, 2007. 328 с. (на груз.яз.).
9. *Элизбарашвили Э.Ш., Хеладзе Т.В., Чавчанидзе З.Б., Сулханишвили Н.Г.* К вопросу теплового режима системы почва–атмосфера // Сообщения АН ГССР. 1992. Т. 145. № 1. С. 81–84 (на груз. яз.).
10. *Элизбарашвили Э.Ш., Чавчанидзе З.Б., Сулханишвили Н.Г.* Климаты основных почв Грузии // Проблемы аграрной науки. 2005. Т. 30. С. 137–139 (на груз. яз.).
11. *Элизбарашвили Э.Ш., Чавчанидзе З.Б., Элизбарашвили М.Э., Маглакелидзе Р.В., Сулханишвили Н.Г., Элизбарашвили Ш.Э.* Почвенно-климатическое районирование территории Грузии // Почвоведение. 2006. № 10. С. 1062–1065.
12. *Элизбарашвили Э.Ш., Элизбарашвили М.Э.* Основные проблемы климатологии ландшафтов. Тбилиси: Зеон, 2006. 118 с.
13. *Элизбарашвили Э.Ш., Элизбарашвили М.Э., Маглакелидзе Р.В., Сулханишвили Н.Г., Элизбарашвили Ш.Э.* Особенности теплового режима почв Грузии // Почвоведение. 2007. № 7. С. 846–851.

ПОЧВОВЕДЕНИЕ, 2010, № 4, с. 471–476

БИОЛОГИЯ ПОЧВ

УДК 576.851.15:631.416.1:631.84:635.11

ВЛИЯНИЕ ВНЕСЕНИЯ АЗОТФИКСИРУЮЩЕЙ БАКТЕРИИ *PSEUDOMONAS PUTIDA* 23 НА БАЛАНС АЗОТА В ПОЧВЕ

© 2010 г. В. П. Шабаев

Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения, Пущино Московской обл., ул. Институтская, 2

e-mail: vpsh@rambler.ru

Поступила в редакцию 24.03.2009 г.

Инокуляция столовой свеклы азотфиксирующей бактерией *P. putida* 23 усиливает активность азотфиксации в ризосфере растений при их выращивании на луговой почве центральной части поймы р. Ока. Внесение бактерии значительно увеличивает урожай и вынос растениями азота из почвы и меченого ^{15}N азотного удобрения в микрополевом опыте. В балансовом вегетационном опыте при внесении бактерии обнаружено статистически достоверное дополнительное поступление в почву из атмосферы и положительный баланс азота в системе почва–растение без значимых изменений содержания валового азота в почве после выращивания растений. Предполагается, что обнаруженный излишек азота в данной системе связан с включением в инокулированные растения фиксированного в ризосфере атмосферного азота. Внесение бактерии позволяет уменьшить вдвое дозы NPK-удобрений при выращивании столовой свеклы без потерь урожая.

Последние десятилетия для стимуляции роста и повышения урожаев сельскохозяйственных культур применяются различные микроорганизмы, в том числе ризосферные флуоресцирующие бактерии рода *Pseudomonas*. Данные бактерии привлекают внимание в первую очередь как средство биологической защиты растений от фитопатогенных микроорганизмов или как агенты биоконтроля [6, 23]. По современным взглядам, некоторые представители рода *Pseudomonas* обладают способностью к фиксации молекулярного азота [8, 15]. При внесении активно азотфиксирующих псевдомонад установлены значительная стимуляция роста и повышение урожаев ряда сельскохозяйственных культур [8, 10], в том числе столовой и сахарной свеклы [4, 10, 12]. Применение ацетиленового метода позволило определить особенности азотфиксации в ризосфере небобовых растений и установить важнейшие закономерности в экологии этого процесса [7]. Однако ацетиленовый метод не позволяет оценить истинные размеры азотфиксации в ризосфере растений в течение вегетационного периода и определить участие фиксированного бактериями азота атмосферы в азотном питании растений. Объективную оценку количества азота, поступившего в почву в результате микробиологической азотфиксации, и участии его в азотном питании растений дает балансовый метод в сочетании с методом изотопной (^{15}N) индикации.

Цель работы – оценка влияния внесения азотфиксирующей бактерии *P. putida* 23 на азотное питание растений столовой свеклы и баланс азота в пойменной почве.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Исследования проводили в условиях вегетационных и микрополевого опытов на луговой почве центральной части поймы р. Ока (юг Московской обл.) при выращивании растений столовой свеклы сорта Бордо в сетчатом вегетационном павильоне. Семена при посеве инокулировали бактерией *P. putida* 23. Почва имела следующие показатели: pH солевой 6.93, С орг – 2.13%, N вал – 206 мг, гидролическая кислотность – 0.57 мг-экв, Ca и Mg (1 н. KCl) – 20.6 и 3.0 мг-экв, P_2O_5 и K_2O (0.2 н. HCl) – 29.9 и 39.9 мг/100 г почвы соответственно.

Вегетационные опыты. *Опыт 1.* В стеклянные банки емкостью 500 см^3 помещали 200 г почвы и в течение 30 сут выращивали по 2 растения при внесении аммиачной селитры на фоне PK-удобрений из расчета по 1, 8 и 8 мг действующего вещества на 100 г почвы соответственно. По прошествии двух недель роста растений и через каждую последующую неделю измеряли азотфиксирующую активность в ризосфере интактных растений ацетиленовым методом [2]. Повторность опыта 5-кратная.

Опыт 2. В сосудах, наполненных 30 кг почвы, выращивали по 4 растения при внесении меченной стабильным изотопом ^{15}N по обеим формам азота аммиачной селитры на фоне PK-удобрений из расчета по 16 мг д.в. на 100 г почвы соответственно. Избыток атомных процентов ^{15}N в азотном удобрении составлял 15%. Растения поливали дистиллированной водой, не содержащей азота. Повторность опыта 5-кратная. После уборки в растениях определяли содержание азота и избы-

Таблица 1. Азотфиксирующая активность в ризосфере столовой свеклы. Вегетационный опыт 1. Средние из трех повторностей опыта ± ошибка средней, мг C_2H_4/сосуд/ч × 10^{-4}

Вариант	Срок измерения, сут		
	14	21	30
Без инокуляции	0.2 ± 0.1	1.4 ± 0.2	4.3 ± 0.2
P. putida 23	0.4 ± 0.1	1.7 ± 0.1	5.0 ± 0.4

ток атомных процентов ^{15}N, а также содержание валового азота в почве и подводили баланс азота в системе почва–растение.

М и к р о п о л е в о й о п ы т. В сосудах без дна (0.33 × 0.33 × 0.33 м), площадью 0.1 м^2, вкопанных в верхний слой почвы и наполненных 36 кг почвы, выращивали по 4 растения. При набивке сосудов в почву вносили меченую ^{15}N по обеим формам азота аммиачную селитру на фоне фосфорно-калийных удобрений в дозах по 0.6 и 1.2 г д.в. на сосуд (6 и 1.2 г д.в./м^2). Избыток атомных процентов ^{15}N в азотном удобрении составлял 10%. В конце опыта в растениях определяли содержание азота и избыток атомных процентов ^{15}N и рассчитывали вынос урожаем азота (^{15}N) удобрения и азота почвы. Повторность опыта 4-кратная.

Во всех опытах семена инокулировали чистой культурой азотфиксирующей бактерии *P. putida* 23, которая, как было установлено ранее, колонизировала корневую систему растений, стимулировала рост и повышала урожаи зерновых, бобовых и корнеплодов [10]. Пророщенные семена при посеве помещали на почву и инокулировали водными суспензиями бактерии из расчета 10^8 клеток на растение. В исходной суспензии плотность бактерии составляла 2×10^9 клеток в 1 мл. В варианте без инокуляции (контроле) вносили одинаковое количество автоклавированной бактериальной суспензии. Фосфорные и калийные удобрения вносили в виде однозамещенного фосфорнокислого калия и сернокислого калия, в микрополевом опыте перемешивали вместе с азотным удобрением с верхним 15-сантиметровым слоем почвы в сосуде. В вегетационных опытах растения выращивали при влажности 60–80% полной влагоемкости. В микрополевом опыте растения выращивали под открытым небом при естественном увлажнении, при необходимости поддерживая влажность почвы в сосудах не ниже 60% полной влагоемкости дополнительными поливами.

Сухие корнеплоды и надземную массу растений анализировали на содержание азота. В почве исходных образцов и взятых после выращивания растений определяли содержание валового азота в 10-кратной повторности одновременно в одной партии, чтобы исключить ошибку воспроизводимости результатов. Методы определения содержания азота, его изотопного состава в растениях, а также особенности анализа валового азота в почве подробно описаны ранее [13]. Содержание азота семян, остаточного азота (^{15}N) удобрения в почве после выращивания растений в вегетационном опыте 2 в виду их малого количества (в пересчете на 100 г почвы в сосуде), а также потому что эти величины были примерно одинаковы во всех вариантах, не учитывали при расчетах баланса азота. Статистическую обработку урожайных данных и результатов химических анализов растений и почвы проводили с использованием пакета программ Statgrafics.

РЕЗУЛЬТАТЫ

В вегетационном опыте 1, проведенном на пойменной почве при выращивании растений столовой свеклы в стеклянных банках, внесение бактерии *P. putida* 23 стимулировало азотфиксирующую активность в ризосфере на протяжении месяца роста растений (табл. 1). Активность азотфиксации увеличивалась по мере роста растений и достигала максимальных значений в конце опыта.

В табл. 2 представлены данные по балансу азота в системе почва–растение после выращивания столовой свеклы на пойменной почве в вегетационном опыте 2. После уборки растений в вариан-

Таблица 2. Баланс азота в системе почва–растение после выращивания растений. Вегетационный опыт 2

Вариант	Дозы ^{15}NPK- удобрений, мг д.в./100 г почвы	Содержание N, мг/100 г почвы			Баланс N, мг/100 г почвы, В + Б – А
		исходное, А	в растениях*, Б	в конце опыта, В	
Без инокуляции	16	206.1	2.1	203.2	–0.8
P. putida 23			2.8	206.2	+2.9
$НСР_{05}$			0.3	2.6	2.7

* Без азота (^{15}N) удобрения.

Таблица 3. Урожай столовой свеклы (микрополевой опыт), масса растений, г/сосуд

Вариант	Дозы ^{15}NPK-удобрений, г д.в./сосуд, (г/м^2)	Сырое вещество			Сухое вещество		
		корнеплоды	надземная часть	сумма	корнеплоды	надземная часть	сумма
Без инокуляции	0.6 (6)	580	360	940	90	40	130
P. putida 23		760	590	1350	130	60	190
Без инокуляции	1.2 (12)	650	400	1050	110	50	160
P. putida 23		1020	740	1760	160	60	220
$НСР_{05}$		113	72	198	13	12	20

Таблица 4. Содержание в растениях и вынос азота урожаем столовой свеклы (микрополевой опыт)

Вариант	Дозы ^{15}NPK-удобрений, г д.в./сосуд, (г/м^2)	Корнеплоды		Надземная часть		Сумма
		% N	вынос N, мг/сосуд	% N	вынос N, мг/сосуд	вынос N, мг/сосуд
Без инокуляции	0.6 (6)	1.8	1620	2.4	960	2580
P. putida 23		1.9	2470	2.6	1560	4030
Без инокуляции	1.2 (12)	1.5	1650	2.8	1400	3050
P. putida 23		1.9	3040	2.6	1560	4600
$НСР_{05}$			247		156	461

те с внесением азотфиксирующей бактерии *P. putida* 23 не обнаружено статистически достоверных (при уровне значимости 5%) изменений содержания валового азота в почве по сравнению с исходным его содержанием, несмотря на дополнительное усвоение почвенного азота инокулированными растениями. Однако в варианте без инокуляции установлено достоверное уменьшение содержания валового азота в почве после выращивания растений. При инокуляции обнаружено значительный положительный баланс азота в системе почва–растение в конце опыта, тогда как в момент уборки неинокулированных растений зафиксирована некоторая тенденция к проявлению отрицательного баланса.

Изучение действия *P. putida* 23 на фоне возрастающих доз NPK-удобрений в микрополевом опыте на продуктивность растений показало, что инокуляция увеличивала урожай столовой свеклы при внесении всех доз минеральных удобрений по сравнению с соответствующими вариантами без инокуляции (табл. 3). Относительные величины прибавок сухих корнеплодов и суммарной массы инокулированнных растений независимо от доз удобрений были примерно одинаковыми и составили 45–46% и 38–46% соответственно, тогда как количество сырой биомассы больше увеличивалось на фоне двойных доз NPK. Так, на фоне внесения в почву удобрений из расчета 0.6 г д.в./сосуд (6 г д.в./м^2) сырые корнеплоды и суммарная биомасса при инокуляции увеличились на 31% и 44%, а при внесении 1.2 г д.в./сосуд (12 г д.в./м^2) – на 44 и 68% соответственно. Максимальный урожай столовой свеклы получен при внесении высоких доз удобрений в сочетании с инокуляцией растений. Кроме того, урожай корнеплодов инокулированных растений, удобренных одинарными дозами NPK, был достоверно больше, чем неинокулированных растений, удобренных двойными дозами. Масса надземной части и целых растений при инокуляции бактерией и минимальном удобрении была также значительно больше по сравнению с неинокулированными растениями, удобренными в 2 раза большими количествами NPK. Таким образом, внесение бактерии *P. putida* 23 при выращивании столовой свеклы на пойменной почве позволяет уменьшить вдвое дозы минеральных удобрений без потерь урожая корнеплодов, и, кроме того, даже несколько его увеличить.

Инокуляция столовой свеклы бактерией *P. putida* 23 значительно увеличивает вынос азота (мг/сосуд) растениями в микрополевом опыте, как на фоне внесения одинарных, так и двойных доз удобрений (табл. 4). Количество азота в суммарной массе инокулированных растений, выращенных на обоих минеральных фонах, возрастает примерно в полтора раза по сравнению с соответствующими дозами удобрений без инокуляции. Увеличение выноса азота корнеплодами и надземной частью инокулированных растений про-

Таблица 5. Вынос азота (^{15}N) удобрения и азота почвы урожаем столовой свеклы. Микрополевой опыт

Вариант	Дозы ^{15}NPK-удобрений, г д.в./сосуд, (г/м^2)	Вынос N растениями		
		N(^{15}N) удобрения		N почвы
		мг/сосуд	% от внесенной дозы	мг/сосуд
Без инокуляции	0.6 (6)	300	50	2280
P. putida 23		390	65	3640
Без инокуляции	1.2 (12)	590	49	2460
P. putida 23		680	57	3920
$НСР_{05}$		39		259

исходит в результате увеличения их массы при обоих уровнях минерального питания, за исключением корнеплодов, удобренных максимальными дозами удобрений, где установлено еще и увеличение процентного содержания азота под влиянием инокуляции. Вынос азота корнеплодами и суммарной биомассой как инокулированных, так и неинокулированных растений возрастает с увеличением доз минеральных удобрений. Максимальное количество азота в растениях, в том числе и в корнеплодах, обнаружено в инокулированных растениях, удобренных повышенными дозами NPK, однако при этом для надземной части растений этот показатель был примерно одинаков при обоих уровнях минерального питания.

Применение меченого ^{15}N азотного удобрения позволило установить влияние инокуляции на вынос столовой свеклой азота удобрения и почвы в микрополевом опыте (табл. 5). Урожай столовой свеклы в основном формировался за счет меченого азота почвы, доля которого в растениях в зависимости от дозы азотного удобрения и внесения бактерии составляет в среднем более 80% от общего количества азота в урожае. Инокуляция достоверно увеличивает вынос азота (^{15}N) удобрения растениями. Этот показатель возрастает при внесении *P. putida* 23 на 30 и 15% соответственно на фоне удобрения одинарными и двойными дозами азота по сравнению с соответствующими вариантами без инокуляции. Инокуляция увеличивает коэффициент использования азота (^{15}N) удобрения растениями столовой свеклы с 50 до 65% и с 49 до 57% соответственно для одинарных и двойных доз азота. При внесении *P. putida* 23 растения используют в 1.6 раза больше азота из почвы при обоих уровнях минерального питания по сравнению с соответствующими дозами удобрений без инокуляции.

ОБСУЖДЕНИЕ

Таким образом, данные, полученные косвенным ацетиленовым и прямым балансовым методами в сочетании с методом изотопной (^{15}N) индикации, позволяют заключить, что при инокуляции столовой свеклы азотфиксирующей бактерией *P. putida* 23 происходит дополнительное поступление в почву азота из атмосферы в результате усиления активности азотфиксации в ризосфере. Так как содержание азота в почве после выращивания растений не изменяется, превышение баланса азота в почве при внесении этой бактерии обусловлено увеличением количества немеченого азота в инокулированных растениях, что может быть обусловлено включением в них фиксированного в ризосфере атмосферного азота. Исходя из полученных результатов, можно заключить, что часть немеченого азота в растениях, инокулированных бактерией *P. putida* 23, имеет атмосферное происхождение. К аналогичному выводу об усвоении растениями сахарного тростника атмосферного азота, фиксированного диазотрофными бактериями в ризосфере, пришли бразильские исследователи на основании обнаружения положительного баланса азота в системе почва–растение, который был связан с азотом, содержащимся в растениях при неизменном содержании валового азота в почве в конце вегетационного периода [19]. Включение фиксированного диазотрофными бактериями атмосферного азота в ризосфере в различные небобовые растения установлено и с помощью прямого способа оценки микробиологической азотфиксации при применении меченого газообразного азота $^{15}N_2$ [16, 17, 22]. Показано, также, что различные растения потребляли 22–33% азота, связанного азотфиксаторами в почве, которая была предварительно экспонирована с $^{15}N_2$ при ее обогащении углерод-содержащими соединениями [1, 18]. Поступление азота атмосферы в почву при внесении азотфиксирующей бактерии также подтверждается тем, что не изменяются запасы азота в почве, несмотря на увеличение выноса его растениями, тогда как после выращивания неинокулированных растений происходит достоверное уменьшение содержания валового азота в почве. Таким образом, полученные нами данные показывают, что внесение азотфиксирующей бактерии *P. putida* 23 способствует поддержанию валового содержания азота в почве в результате

усиления поступления в ризосферу инокулированных растений фиксированного азота атмосферы. Известно, что фиксированный диазотрофными бактериями меченый ^{15}N обнаруживается в составе гумусовых веществ, в том числе и гумина [1, 18]. Связанный азотфиксирующими бактериями молекулярный азот может использоваться растениями в виде прижизненных выделений, а также в виде продуктов, поступающих в окружающую среду после отмирания диазотрофов [7]. С другой стороны известно, что фиксированный диазотрофными бактериями азот атмосферы может быть недоступен растениям [5] вследствие его локализации в почве в составе микробной биомассы [14] или в составе гумусовых веществ [1, 14]. Согласно нашим данным, поступивший в ризосферу столовой свеклы азот атмосферы при инокуляции бактерий *P. putida* 23, наряду с пополнением запасов азота в почве, усваивается растениями.

Увеличение выноса немеченого азота растениями при инокуляции бактерией *P. putida* 23, несомненно, также связано с усилением минерализации азота из почвенных запасов и поглотительной способности корневой системы инокулированных растений, последнее также относится и к увеличению выноса растениями меченого ^{15}N минерального азота удобрения [11]. В наших исследованиях количество немеченого азота в растениях возрастает более чем в полтора раза, как при внесении минимальной, так и высокой (двойной) дозы азотного удобрения. Известно, что внесение в почву невысоких, так называемых “стартовых” доз минерального азота приводит к кратковременному ингибированию азотфиксирующей активности в ризосфере небобовых растений только в начальные периоды, усиливая азотфиксацию на более поздних фазах их роста [7]. Можно также предположить, что внесенные в микрополевом опыте дозы азота не оказывали значительного ингибирующего действия на азотфиксирующую активность в ризосфере растений и эффективность инокуляции. Об этом свидетельствует тот факт, что внесение бактерии *P. putida* 23 увеличивает урожай растений столовой свеклы как на фоне одинарных, так и двойных доз минеральных NPK-удобрений. Ранее в ряде других экспериментов было установлено, что положительное влияние микроорганизмов-стимуляторов на рост растений уменьшается с увеличением уровня минерального питания, созданного внесением удобрений [10, 20]. В полевых экспериментах, проведенных в Турции при выращивании пшеницы и ячменя, при увеличении дозы азотного удобрения с 40 до 80 кг/га, эффективность бактерий *Azospirillum brasilense* Sp246 и *Bacillus* sp. соответственно не изменялась или возрастала несущественно [20]. В данном микрополевом опыте при внесении вдвое меньших доз NPK-удобрений и инокуляции столовой свеклы бактерией *P. putida* 23 получен несколько бóльший урожай корнеплодов. В Бельгии внесение культуры *Azospirillum brasilense* позволило уменьшить дозы азотных удобрений более чем в 2 раза при выращивании озимой пшеницы в полевых условиях [21]. В предыдущих наших опытах с зерновыми, яровым рапсом и корнеплодными культурами, инокулированными ростстимулирующими бактериями рода *Pseudomonas*, также показана возможность уменьшения в 1.5–3 раза доз минеральных удобрений без потерь урожая зерна и корнеплодов [10].

Стимуляцию роста растений и повышение урожая столовой свеклы можно объяснить не только улучшением азотного питания, а также увеличением доступности в почве и усвоения инокулированными растениями зольных элементов [3]. Кроме того, усиление азотфиксации при внесении бактерии *P. putida* 23 может быть связано с повышением доступности питательных элементов в почве, в том числе и молибдена, который входит в состав азотфиксирующего фермента бактерий – нитрогеназы, и других элементов, участвующих в микробиологической фиксации молекулярного азота.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Внесение азотфиксирующей бактерии *P. putida* 23 повышает активность азотфиксации в ризосфере и улучшает азотное питание растений столовой свеклы при ее выращивании на пойменной почве. Увеличение выноса азота инокулированными растениями происходит как в результате усиления потребления ими немеченого азота из почвы в полтора раза, так и меченого ^{15}N азотного удобрения. Урожай растений в основном, на 80%, формируется за счет немеченого азота почвы. В конце вегетационного периода при внесении бактерии не обнаружено статистически достоверных изменений содержания валового азота в почве в сравнении с исходным и установлен положительный баланс азота в системе почва–растение. Инокуляция способствует сохранению запасов азота в почве. После выращивания неинокулированных растений происходит значимое уменьшение содержания валового азота в почве и проявляется тенденция к его отрицательному балансу. По нашему мнению, положительный баланс азота при внесении азотфиксирующей бактерии обусловлен включением в растения столовой свеклы биологически фиксированного в ризосфере атмосферного азота. Внесение бактерии позволяет уменьшить вдвое дозы NPK-удобрений при выращивании столовой свеклы без потерь урожая.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Калининская Т.А., Миллер Ю.М., Белов Ю.М.* Изучение доступности для риса азота, усвоенного из воздуха азотфиксирующими микроорганизмами // Круговорот и баланс азота в системе почва–удобрение–растение–вода. М.: Наука, 1979. С. 44–49.
2. Методы почвенной микробиологии и биохимии / Под ред. Д.Г. Звягинцева. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1991. 304 с.
3. *Минеев В.Г., Шабаев В.П., Сафрина О.С.* Химический состав растений столовой свеклы, инокулированных бактериями рода *Pseudomonas* // Докл. ВАСХНИЛ. 1991. № 10. С. 21–26.
4. *Минеев В.Г., Шабаев В.П., Сафрина О.С., Смолин В.Ю.* Влияние бактерий рода *Pseudomonas* на урожай столовой свеклы и вынос азота растениями // Докл. ВАСХНИЛ. 1991. № 9. С. 26–31.
5. *Сирота Л.Б., Васюк Л.Ф.* Влияние инокуляции риса корневыми диазотрофами на потребление и баланс азота на ранних стадиях развития растений // Бюл. ВНИИСХМ. 1985. № 42. С. 23–26.
6. *Смирнов В.В., Киприанова Е.А.* Бактерии рода Pseudomonas. Киев: Наукова думка, 1990. 264 с.
7. *Умаров М.М.* Ассоциативная азотфиксация. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1986. 136 с.
8. *Умаров М.М., Бурлуцкая Г.Р., Давидович О.Г., Матвеева Н.Г.* Влияние инокуляции бактериями рода *Pseudomonas* на процессы азотного цикла в ризосфере небобовых растений // Микробиология. 1994. Т. 63. Вып. 2. С. 326–333.
9. *Шабаев В.П.* Влияние инокуляции сахарной свеклы ростстимулирующими ризосферными бактериями рода *Pseudomonas* на урожай и качество растений // Агрохимия. 2008. № 4. С. 35–42.
10. *Шабаев В.П.* Микробиологическая азотфиксация и рост растений при внесении ризосферных микроорганизмов и минеральных удобрений // Почвенные процессы и пространственно-временная организация почв. М.: Наука, 2006. С. 195–211.
11. *Шабаев В.П., Олюнина Л.Н., Смолин В.Ю.* Функциональная активность корней кукурузы при инокуляции стимулирующими рост растений бактериями рода *Pseudomonas* // Изв. РАН. Сер. биологическая. 1999. № 1. С. 39–46.
12. *Шабаев В.П., Смолин В.Ю., Сафрина О.С.* Азотфиксация в ризосфере, урожай столовой свеклы и баланс азота в пойменной почве при применении азотфиксирующих бактерий рода *Pseudomonas* // Агрохимия. 1995. № 11. С. 3–15.
13. *Шабаев В.П., Смолин В.Ю., Стрекозова В.И.* Влияние азотфиксирующих бактерий родов *Azospirillum* и *Azotobacter* на баланс азота в почве при выращивании растений // Агрохимия. 1990. № 5. С. 86–89.
14. *Azam F., Mahmood T., Malik K.A.* Immobilization – reimmobilization of NO_3-N and total N balance during the decomposition of glucose, sucrose and cellulose in soil incubated at different moisture regimes // Plant and Soil. 1988. V. 107. № 2. P. 159–163.
15. *Chan Y.-K., Barraquio W.L., Knowles R.* N_2-fixing pseudomonads and related soil bacteria // FEMS Microbiological Reviews. 1994. V. 13. № 1. P. 95–118.
16. *Eskew D.L., Eaglesham A.R.J., App A.A.* Heterotrophic $^{15}N_2$ fixation and distribution of newly fixed nitrogen in a rice-flooded soil system // Plant Physiology. 1981. V. 68. № 1. P. 48–52.
17. *Giller K.E., Day J.M., Dart P.J.* A method for measuring the transfer of fixed nitrogen from free-living bacteria to higher plants using $^{15}N_2$ // J. of Microbiological Methods. 1984. V. 2. № 6. P. 307–316.
18. *Ito O., Watanabe I.* Immobilization, mineralization and availability to rice plants of nitrogen derived from heterotrophic nitrogen fixation in flooded soil // J. of Soil Science and Plant Nutrition. 1981. V. 27. № 2. P. 169–176.
19. *Lima E., Boddey R.M., Döbereiner J.* Quantification of biological nitrogen fixation associated with sugar cane using a ^{15}N aided balance // Soil Biol. and Bioch. 1987. V. 19. № 2. P. 165–170.
20. *Ozturk A., Caglar O., Sahin F.* Yield response of wheat and barley to inoculation of plant growth promoting rhizobacteria at various levels of nitrogen fertilization // J. of Plant Nutrition and Soil Science. 2003. V. 166. № 2. P. 262–266.
21. *Reynders L., Vlassak K.* Use of *Azospirillum brasilense* as biofertilizer in intensive wheat cropping // Plant and Soil. 1982. V. 66. № 2. P. 217–223.
22. *Ruschel A.P., Henis Y., Salati E.* Nitrogen–15 tracing on N_2-fixation with soil-grown sugarcane seedlings // Soil Biol. and Bioch. 1975. V. 7. № 2. P. 181–182.
23. *Weller D.M.* Biological control of soilborne plant pathogens in the rhizosphere with bacteria // Annual Review of Phytopathology. 1988. V. 26. P. 379–407.

ПОЧВОВЕДЕНИЕ, 2010, № 4, с. 477–481

БИОЛОГИЯ ПОЧВ

УДК 631.46

ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРЫ БАКТЕРИАЛЬНЫХ СООБЩЕСТВ В ПОЙМЕННЫХ АГРОЦЕНОЗАХ*

© 2010 г. Т. Г. Добровольская, Е. А. Леонтьевская, А. А. Снег, П. Н. Балабко

Факультет почвоведения МГУ им. М.В. Ломоносова, 119991, Москва, Ленинские горы

Поступила в редакцию 10.12.2008 г.

Анализ таксономической структуры бактериальных комплексов аллювиальных почв в долине р. Ока позволил сделать выводы о четких различиях в спектре бактериальных доминантов целинных и окультуренных почв. Показано, что в целинной почве доминируют артробактер и пигментные коринеподобные бактерии, в почве под овощами – бациллы и псевдомонады. На листьях капусты и корнеплодах моркови (здоровых и гниющих) спектр доминантов определяется двумя родами энтеробактерий: *Pantoea* и *Erwinia*. Установлено, что в результате запахивания овощей происходит аккумуляция в почве этих энтеробактерий, среди которых имеются фитопатогенные виды. Исследования, проведенные через год после запашки овощей в почву и получения нового урожая, показали, что энтеробактерии практически исчезли, но появились миксобактерии и цитофаги. Поскольку эти бактерии относятся к целлюлозоразрушающим прокариотам, увеличение их содержания в почве свидетельствует об их участии в деструкции запаханных овощных остатков. Установлено, что сорняки "концентрируют" в филлоплане разнообразные формы бактерий, попадающих из разных экониш: почвы, воды, луговых и сельскохозяйственных растений. Представители фитопатогенных бактерий обнаружены на сорняках в качестве минорных компонентов.

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время одно из главных направлений в изучении микробных комплексов сельскохозяйственных угодий связано с оценкой влияния вида растений и характера землепользования на структуру микробных сообществ почв. При проведении микробиологических анализов используются как традиционные методы посева, так и молекулярно-генетические приемы. Существует несколько работ, в которых исследователи сообщают о различиях в составе бактериальных сообществ целинных и окультуренных почв. Эти различия установлены при сравнении соотношения как крупных филумов (*Proteobacterium* и *Acidobacterium*) [20, 22], так и разных родов [5, 7, 18] и даже видов бактерий [19]. Высказана точка зрения, согласно которой биоциды и удобрения уменьшают бактериальное разнообразие и снижают индекс видового разнообразия [3].

Что касается влияния различных приемов окультуривания почв, то исследования, проведенные в штате Мичиган (США), показали, что между микробными сообществами почв, подвергавшихся воздействию разных приемов вспашки, внесению удобрений, введению новых видов растений в севооборот, не обнаружено различий [17]. Это свидетельствует, по мнению авторов, о том, что образовавшиеся микробные сообщества сохраняются в течение ряда лет, проявляя определенный консерватизм. Однако до сих пор не существует однозначного ответа на вопрос – как влияет вид сельскохозяйственных растений и способы окультуривания почв на состав и функционирование микробных комплексов почв. Для ответа на этот вопрос представляется необходимым использование системного подхода, заключающегося в микробиологическом анализе всех компонентов агроценоза, включая почву, культурные и сорные растения. Неслучайно в последние годы внимание исследователей привлекли именно сорные растения, которые рассматриваются как экологическая ниша для выживания фитопатогенных бактерий, где они сохраняются большей частью как эпифиты. В результате перемещения эпифитных бактерий по воздуху и с водой, они могут попадать на сельскохозяйственные растения и вызывать их заболевания [1, 2]. С другой стороны, сорняки рассматриваются как местообитание разнообразных бактерий, которые могут быть использованы в качестве стимуляторов роста культурных растений [21].

Цель настоящей работы – определение таксономической структуры бактериальных сообществ в пойменных ландшафтах долины р. Ока, включая анализ эпифитных комплексов овощных культур и сорных растений и бактериальных сообществ почв под естественными лугами и овощными культурами.

* Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Президента РФ НШ-2227.2008.4.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Объектом исследований послужили аллювиальные мелиорированные почвы интенсивных агроэкосистем прирусловой и центральной части поймы р. Ока. Рассматриваемые участки расположены в Озерском и Каширском р-нах Московской обл. [8]. Почвы поймы используются для выращивания овощных культур более 60 лет.

Вся центральная и частично прирусловая части поймы распаханы. Пойма редко затапливается, осенью после уборки урожая проводится зяблевая вспашка с оборотом пласта. Весной перед посадкой овощных культур пласт разрыхляют доминатором и создают гряды. Выращивание овощей ведется по интенсивной технологии, предусматривающей систематическое внесение высоких доз комплексных минеральных удобрений "Кемира" (4.5–5 ц/га). В состав этих удобрений входят азот, фосфор, калий, сера и различные микроэлементы. Органические удобрения не применяются, используются пестициды.

Урожайность основных овощных культур высокая (капуста – 70–100, морковь – 40–60, свекла – 65–75, картофель – 25–30 т/га). Однако выращенный урожай не всегда убирается. В 2006 г. на нескольких полях морковь и капуста были запаханы в почву.

В настоящее время в почвенном покрове поймы сформировались агросветлогумусовые (дерновые) и агротемногумусовые (луговые) почвы [9]. Аллювиальная агросветлогумусовая супесчаная почва характеризуется следующими показателями: pH водный 7.4; содержание гумуса 0.8–1.2%; сумма поглощенных оснований (Ca^{2+} + Mg^{2+}) 20 мг-экв/100 г почвы; содержание обменного фосфора 41 мг/100 г почвы; подвижного калия 9 мг/100 г почвы.

Аллювиальная агротемногумусовая типичная суглинистая почва имеет следующие характеристики: pH водный 6.15; содержание гумуса 3–3.5%; сумма поглощенных оснований (Ca^{2+} + Mg^{2+}) 47 мг-экв/100 г почвы; содержание обменного фосфора 41–52 мг/100 г почвы; подвижного калия 11–17 мг/100 г почвы.

Длительное использование аллювиальных почв долины р. Ока под пропашные культуры привело к сокращению мощности гумусового горизонта, потерям гумуса (0.8–1.2%) и переуплотнению [10, 11, 14, 16].

Образцы почв и растений отбирали в октябре 2006 и 2007 гг. Анализировали пахотные горизонты почв под посевами моркови и капусты (0–23 см) в центральной части поймы, гумусовый горизонт почвы под разнотравно-злаковым лугом (5–25 см) в прирусловой части поймы, листья и корнеплоды овощей, надземные части сорных растений: щирици, осота желтого и розового, редьки дикой, вьюнока, чернобыльника, сурепки. В качестве предварительной десорбции микроорганизмов использовали прибор Вортекс (MultiReax, Heidolph, Germany), на котором почвенные и растительные суспензии обрабатывали в течение 2 мин. Посев проводили из разных разведений на глюкозопептонно-дрожжевую среду в 5-кратной повторности. В среду вносили 50 мг нистатина для ингибирования грибов. Чашки с засеянными средами инкубировали в течение 7–10 сут при комнатной температуре. После подсчета общего числа колоний и предварительной микроскопии выделяли в чистую культуру представителей разных типов бактерий. Морфологические признаки изучали у молодых (24-часовых) и 3–5-суточных культур. Определение выделенных бактерий проводили на основании морфологических, культуральных и хемотаксономических признаков, используя определитель бактерий Берджи [13] и Методы выделения и идентификации почвенных бактерий [6].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Численность бактерий во всех исследованных аллювиальных почвах довольно высокая. Она составляет 17–24 млн. КОЕ/г и практически не зависит от типа землепользования, то есть и в целинной почве под лугом, и в почвах под разными овощными культурами количество бактерий определяется цифрами одного порядка. В аллювиальной дерновой целинной почве доминируют артробактер и пигментные коринеподобные бактерии (30–40%), группу среднего обилия (10–20%) составляют бациллы и актиномицеты. В качестве минорных компонентов (<10%) выделяются миксобактерии, цитофаги и псевдомонады (рис. 1). Иная структура бактериального сообщества характерна для почв под овощными культурами. В агросветлогумусовой почве под капустой доминируют псевдомонады (>50%), субдоминантами (20–30%) являются энтеробактерии, артробактер составляет группу среднего обилия, бациллы и актиномицеты – минорные компоненты (рис. 2А). Бактериальное сообщество почвы под морковью (аллювиальная темногумусовая) по своей структуре близко к таковому под капустой, однако доминируют в нем (кроме псевдомонад) бациллы, группу среднего обилия занимает артробактер, энтеробактерии – минорные компоненты. Таким образом, почвы под овощами резко отличаются от целинных аналогов по таксономической структуре бактериальных комплексов, что проявляется в разном спектре доминантов и субдоминантов. Для почв пойменных лугов характерны артробактер и пигментные коринеподобные бактерии, для окультуренных почв под овощами – псевдомонады, бациллы и энтеробактерии. Бактериальные сообщества, сформировавшиеся на поверхности листьев капусты и корнеплодов моркови, резко отличаются по таксономической структуре от бактериальных комплексов почв. В эпифитных

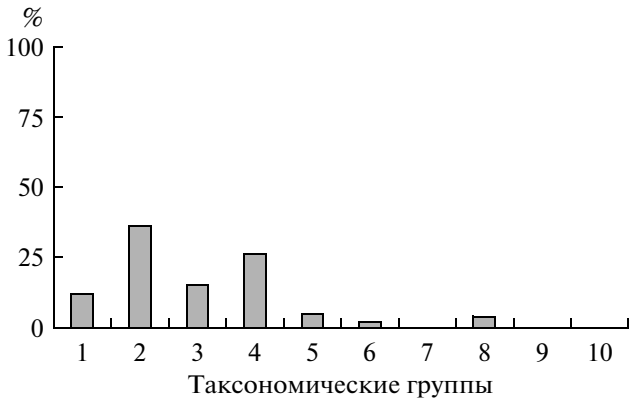


Рис. 1. Таксономическая структура бактериального сообщества аллювиальной дерновой целинной почвы. Обозначения здесь и на рис. 2: 1 – актиномицеты; 2 – артробактер; 3 – бациллы; 4 – пигментные коринеподобные бактерии (КПБ); 5 – миксобактерии; 6 – псевдомонады; 7 – родококки; 8 – флавобактерии; 9 – цитофаги; 10 – энтеробактерии.

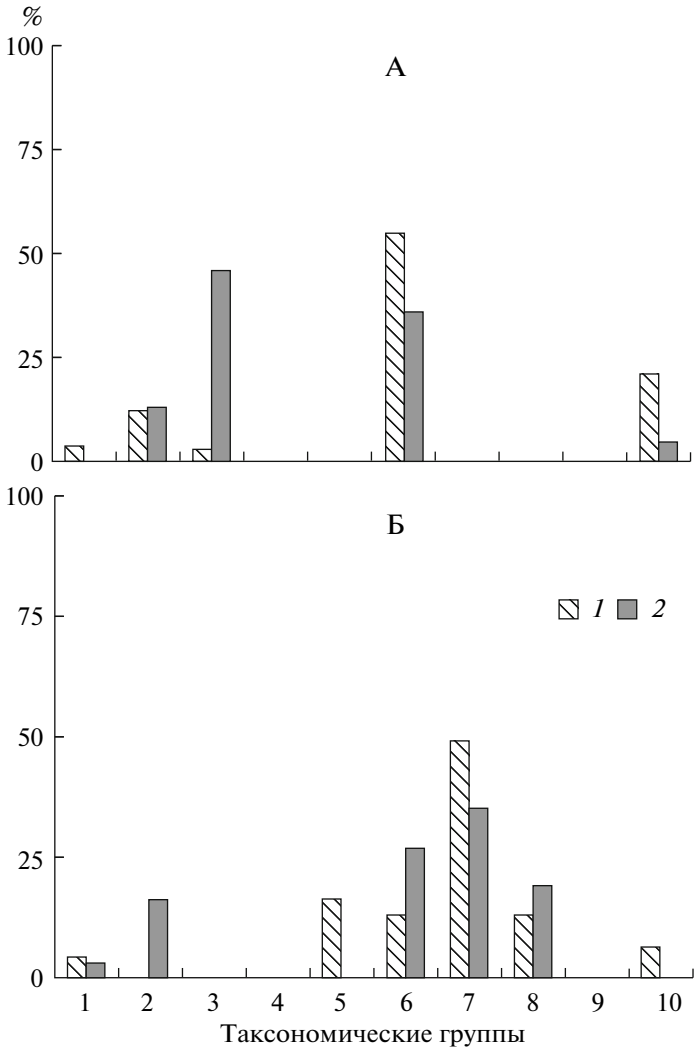


Рис. 2. Таксономическая структура бактериального сообщества аллювиальной агросветлогумусовой (*1*) и темноогумусовой (*2*) почв (капуста) осенью 2006 (А) и 2007 (Б) гг.

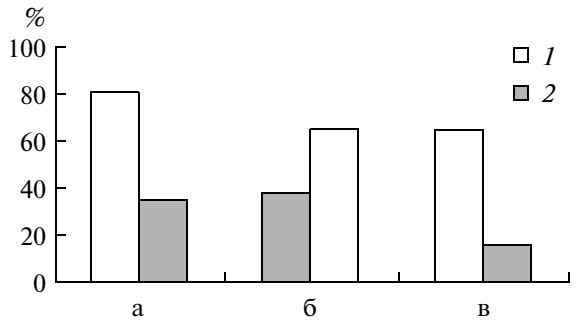


Рис. 3. Таксономическая структура бактериальных сообществ на корнеплодах моркови (а – здоровой, б – гнилой) и листьях капусты (в). Роды бактерий: *1 – Pantoea*; *2 – Erwinia*; корнеплоды моркови.

бактериальных сообществах были обнаружены только энтеробактерии, представленные родами *Pantoea* и *Erwinia*. Причем бактерии рода *Pantoea* доминировали на здоровых растениях (капустных листьях и корнеплодах моркови). В образцах сгнившей моркови, наоборот, преобладали бактерии рода *Erwinia* (рис. 3). Известно, что многие виды этого рода (*Erwinia carotovora, Erwinia mallotivora* и др.) являются фитопатогенами. Они вызывают болезни овощей, называемые мягкими гнилями [15].

Поскольку в 2006 г. урожай моркови и капусты на некоторых полях не был убран, и овощи запахали в почву, представлялось целесообразным проследить как изменится состав бактериальных сообществ почв через год после их запашки. Особое опасение при этом вызывало доминирование энтеробактерий на гниющих овощах, оставшихся в почве после запашки. Однако через год в почве под новым урожаем моркови и капусты энтеробактерии были обнаружены лишь в качестве минорных компонентов, что свидетельствует об их гибели в почве. Структура бактериальных комплексов в этих почвах изменилась по сравнению с предыдущим годом: в качестве доминантов были обнаружены родококки, под морковью в качестве второго доминанта сохранились псевдомонады. Увеличилась доля миксобактерий и цитофаг (рис. 2Б). Поскольку миксобактерии и цитофаги являются целлюлолитиками, то увеличение их содержания в почве связано, по-видимому, с деструкцией запаханных овощных остатков. Доминирование родококков в бактериальном сообществе свидетельствует о поступлении в почву каких-то веществ антропогенной природы, так как известно, что эти бактерии концентрируются в городских почвах, загрязненных ксенобиотиками [12].

Относительное обилие бактерий разных родов в филлоплане сорняков

Бактериальные таксоны	Пределы колебаний, %
Comamonas-Aquaspirillum	5–70
Pseudomonas	15–20
Methylobacterium	5–10
Erwinia	5–12
Cytophaga	20–30
Flavobacterium	10–15
Arthrobacter	2–30
Rhodococcus	2–30
Micrococcus	5–15

Анализ бактериального разнообразия на поверхности сорных растений позволил установить, что в филлоплане сорняков встречаются бактерии разных родов. Их относительное обилие (с учетом колебаний процентного содержания на разных видах сорняков) представлено в таблице. Представители большинства из перечисленных родов характерны для всех травянистых растений и растительных остатков. Бактерии рода *Arthrobacter* – типично почвенные формы, *Pseudomonas* и *Erwinia* – обнаруживаются в основном на сельскохозяйственных растениях, бактерии рода *Comamonas* (ранее *Aquaspirillum*) характерны для водных сред, обнаруживаются также в почве и на растениях после выпадения осадков [4, 5, 7]. Относительное обилие бактерий, среди которых есть фитопатогенные виды, невелико, оно варьирует от 5 до 12% (*Erwinia*) и от 2 до 20% (*Pseudomonas*). Увеличение бактерий рода *Rhodococcus* на растениях и в почве может служить индикатором воздействия каких-либо антропогенных факторов на биогеоценоз, так как известна роль этих организмов в разложении различных поллютантов [12]. Таким образом, таксономический состав бактерий на сорных растениях представляется ценным показателем, позволяющим судить о перемещении разных бактерий (как полезных, так и вредных) между компонентами агроценоза.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таксономическая структура бактериальных комплексов аллювиальных почв изменяется при их интенсивном землепользовании. Доминирующий в целинных почвах артробактер, сменяется в агропочвах бациллами и псевдомонадами. На листьях капусты и корнеплодах моркови (здоровых и гниющих) доминируют энтеробактерии родов *Pantoea* и *Erwinia*. В результате запахивания овощей в почву происходит аккумуляция энтеробактерий, среди которых есть фитопатогенные виды. Исследования, проведенные через год после запашки овощей и получения нового урожая, показали, что произошла резкая перестройка в таксо-

номической структуре почвенных бактериальных сообществ – сократилась доля энтеробактерий и псевдомонад, которые могли представлять опасность для нового урожая, при этом увеличилась доля целлюлозоразрушающих бактерий – миксобактерий и цитофаг. Их появление связано, по-видимому, с внесением в почву растительных остатков в виде запаханных овощей, являющихся источником углерода для этих форм бактерий. Описанные изменения в таксономической структуре бактериальных сообществ почв агроценозов свидетельствуют о санитарной роли почв, заключающейся в очищении ее от фитопатогенов и многочисленных растительных остатков, поступивших в почву в виде запаханных овощей. Эту работу выполняют микробные сообщества почв, поддерживающие гомеостаз экосистемы в целом, и данного агроценоза в частности.

Бактериальные сообщества на сорных растениях отличаются большим разнообразием по сравнению с овощными культурами. Сорняки "концентрируют" бактерии, попадающие туда из разных экониш, что позволит в будущем разработать критерии для оценки "бактериального равновесия" в агроценозе – соотношения между "вредными" и "полезными" для растений бактериями.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Гвоздяк П.И., Лукач М.И.* Эпифитная фаза *Pseudomonas syringae pv. syringae* на сорняках в фруктовых садах // Мікробіол. ж. 2001. Т. 63. № 3. С. 43–50.
2. *Гвоздяк П.И., Яковлева Л.М., Пасичник Л.А., Щербина Т.Н., Огородник Л.Е.* Бактерии рода *Pseudomonas* на сорняках // Мікробіол. ж. 2005. Т. 67. № 2. С. 63–69.
3. *Гордеева Т.Х.* Разнообразие бактериальных комплексов в дерново-подзолистой почве агроценоза // Принципы и способы сохранения биоразнообразия. Йошкар-Ола, 2004. С. 80–81.
4. *Добровольская Т.Г.* Структура бактериальных сообществ почв. М.: ИКЦ "Академкнига", 2002. 281 с.
5. *Добровольская Т.Г., Леонтьева М.С., Головченко А.В., Добровольская Н.Г., Балабко П.Н.* Пространственно-временная динамика структуры бактериальных комплексов в пойме реки Медвенка // Почвоведение. 2006. № 12. С. 1479–1483.
6. *Добровольская Т.Г., Скворцова И.Н., Лысак Л.В.* Методы выделения и идентификации почвенных бактерий. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1989. 72с.
7. *Добровольская Т.Г., Чернов И.Ю., Лукин С.М.* Бактериальное разнообразие целинных и пахотных почв Владимирской области // Почвоведение. 2001. № 9. С. 1092–1096.
8. *Добровольский Г.В.* Почвы речных пойм центра Русской равнины. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1968, 296 с.
9. Классификация и диагностика почв России. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.
10. *Кораблева Л.И.* Плодородие, агрохимические свойства и удобрение пойменных почв Нечерноземной зоны. М.: Наука, 1969. 276 с.
11. *Кораблева Л.И., Слуцкая Л.Д., Авдеева Т.Н.* Охрана и воспроизводство плодородия аллювиальных почв. М.: ГОСНИТИ, 1986. 56 с.
12. *Лысак Л.В., Сидоренко Н.Н., Кожевин П.А., Звягинцев Д.Г.* Особенности микробных комплексов городских почв // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 17, почвоведение. 1998. № 2. С. 45–49.
13. Определитель бактерий Берджи. М.: Мир, 1997. Т. 1. 436 с., Т. 2. 362 с.
14. *Уткаева В.Ф., Чижикова Н.П., Левиков Д.А.* Агрогенная эволюция свойств почв поймы р. Ока // Мат-лы 3 Междунар. научно-практической конф. "Экология речных бассейнов". Владимир, 2005. С. 66–69.
15. *Шильникова В.К., Ванькова А.А., Годова Г.В.* Микробиология. М.: Дрофа, 2006. С. 138–154.
16. *Шишов С.А.* Минералогические и органические компоненты аллювиальных почв центральной поймы р. Ока. Автореф. дис. ... к.б.н. 2007. 24 с.
17. *Buckley D.H., Schmidt T.M.* The impact of historical land management of microbial community structure in soil // Abstr. 99th Gen. Meet. Amer. Soc. Microbiol. Chicago, 1999. V. III. P. 489.
18. *Garbeva P., Postma J., van Veen J.A., van Elsas J.D.* Predominant Bacillus spp. in agricultural soil under different management regimes detected via PCR-DGGE // Microbiol Ecology. 2003. V. 45. P. 302–316.
19. *Salles G.F., van Veen J.A., van Elsas J.D.* Multivariate analyses of Burkholderia species in soil: Effect of crop and land use history // Appl. Environ. Microbiol. 2004. V. 7. P. 4012–4020.
20. *Smit E., Leeflang P., Gommands S., Broek J., Mil S., Wernars K.* Diversity and Seasonal Fluctuations of the Dominant Members of the Bacterial Soil Community in a Wheat Field as Determined by Cultivation and Molecular Methods // Appl. Environ. Microbiol. 2001. V. 67. P. 2284–2291.
21. *Sturz A.V., Matheson B.G., Arsenault W., Kimpinski J., Christie B.R.* Weeds as a source of plant growth promoting rhizobacteria in agriculcural soils // Can. J. Microbiol. 2001. V. 47. № 11. P. 1013–1024.
22. *Sun H.Y., Deng S.P., Raun W.R.* Bacterial community and diversity in a century in a century-old manure-treated agroecosystem // Appl. Environ Microbiol. 2004. V. 70. P. 5868–5874.

ПОЧВОВЕДЕНИЕ, 2010, № 4, с. 482–487

БИОЛОГИЯ ПОЧВ

УДК 631.4

СТРУКТУРНО-ФУНКЦИОНАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ КОМПЛЕКСОВ ПОЧВЕННЫХ ПСИХРОТОЛЕРАНТНЫХ АКТИНОМИЦЕТОВ*

© 2010 г. Г. М. Зенова, М. С. Дуброва, Д. Г. Звягинцев

Факультет почвоведения МГУ им. М.В.Ломоносова, 119991, Москва, Ленинские горы

e-mail: zenova38@mail.ru

Поступила в редакцию 25.05.2009 г.

Показано, что в торфяных и подзолистых почвах тундры и тайги в условиях низких температур, не превышающих 10°С, активно растут и развиваются почвенные психротолерантные актиномицеты. Численность психротолерантных мицелиальных прокариот составляет в почвах северных регионов тысячи и десятки тысяч КОЕ/г почвы, мицелий достигает длины 380 м/г почвы. Использование молекулярного метода гибридизации *in situ* (метод FISH – fluorescent *in situ* hybridization) показало, что метаболически активные психротолерантные представители филогенетической группы *Actinobacteria* составляют до 30% от общего числа бактерий в прокариотных микробных сообществах верхового торфяника и подзолистой почвы, доля метаболически активных мицелиальных актинобактерий превышает долю одноклеточных актинобактерий. Психротолерантные стрептомицеты, выделенные из торфяной почвы, проявляют пектинолитическую, амилолитическую, а также антагонистическую активности при низкой температуре (5°С).

Психрофильные бактерии широко распространены в природе [9]. Оптимальная температура их для роста не превышает 20°С. Строгие психрофилы растут при 0°С, не растут при 28°С, имеют оптимум роста от 10 до 14°С. Психротолерантные бактерии растут при 0°С, плохо растут при 37°С, имеют оптимум роста от 10 до 28°С [15]. Описано присутствие психрофильных бактерий во льдах, на дне морей, высоко в горах [19]. Температурные границы роста психрофильных бактерий в почве шире по сравнению с температурными границами роста психрофилов в субстратах с постоянно низкими температурами, например на дне моря, где температура приблизительно 2–4°С.

В последнее десятилетие появились сообщения о выделении психрофильных и психротолерантных актиномицетов из наземных и водных экосистем, шерсти животных, арктических песчаных пород, лесных горных и луговых почв, вод фьордов Норвегии, Лапландии, полярных льдов [11, 12, 14].

Многочисленные психрофильные представители группы *Actinobacteria* являются продуцентами холодоактивных галактозидаз и других ферментов [18].

Целью нашей работы была оценка распространения, таксономической и функциональной структуры комплексов психротолерантных актиномицетов торфяных и подзолистой почв.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Объектами исследования служили следующие почвы: торфяно-криозем типичный (Т–CR–С); торфяно-глеезем (Т–G–CG); олиготрофная торфяная (ТО–ТТ) и глее-слабоподзолистая (Ad–AE–Eg–Bg,t,f,h,al). Это холодные почвы, даже в летнее время года редко прогревающиеся до температуры выше 10°С.

Образцы торфяно-криозема типичного отобраны в мохово-кустарничково-травяной тундре на территории Центрального Ямала на водоразделе. Торфяно-криозем типичный диагностируется по наличию торфяного и криотурбированного горизонтов. Криотурбированный горизонт прокрашен гумусовыми веществами и имеет грязно-серый, серовато-бурый цвет и представляет собой смесь минерального и органического материала. Характерно высокое (30–40 см) залеганиие льдистой мерзлоты. Значения pH водной вытяжки изменяется вниз по профилю от 4 до 7 [7].

Образцы торфяно-глеезема отобраны в мохово-лишайниково-кустарничковой тундре, окруженной болотными западинами в районе г. Воркута. Торфяно-глеезем диагностируется по наличию торфяного горизонта мощностью до 5 см, подстилаемого глеевым горизонтом [7]. Растительность представлена лишайником, голубикой, ерником, ивой и осоками. Значения pH водный изменяется вниз по профилю от 4 до 6.

Образец глее-слабоподзолистой почвы отобран из гор. AE в тундре в окрестностях г. Надым на территории Ямало-Ненецкого автономного округа. В профиле глее-слабоподзолистой почвы отмечается высокая степень оглеения. Образцы отобраны из гор. AE (2–10 см) С орг – 0.8%; С гк/С фк – 0.5; pH водный 4.1.

* Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 08-04-90201-Монг.а.

Образцы олиготрофной торфяной почвы отобраны из верхового грядово-мочажинного пологовыпуклого болотного массива д. Петрилово, Западнодвинского р-на, Тверской обл. Образцы торфа отобраны из наиболее увлажненного участка, где концентрируется сток со значительной площади болотного массива, занятого шейхцериево-сфагновой растительностью. Залежь сложена бедными верховыми торфами с низкой зольностью. В моховом ярусе присутствуют *Sphagnum fuscum* (*Schimp*) Kling и *Sph. magellanucum* Brid.

Олиготрофная торфяная почва характеризуется низкозольным сильнокислым торфом (pH водный 3.5–4.5) слабой степени разложенности. Образцы отбирали из верхнего горизонта (0–5 см) с большим количеством сфагнового очеса.

Для выделения и дифференцированного учета актиномицетов использовали метод посева из разведений почвенных суспензий на плотные питательные среды Гаузе 1 [2] и среду с пропионатом натрия [4]. Инкубирование посевов проводили в термостатах при температурах 5, 20°C в течение трех недель, при температурах 28, 37°C – в течение двух недель.

В лабораторных исследованиях для проведения модельного опыта по изучению динамики численности и биомассы почвенных актиномицетов в ходе инициированной микробной сукцессии [3] использовали органогенные горизонты олиготрофной торфяной и глее-слабоподзолистой почвы. Подготовку почвы и инициацию микробной сукцессии увлажнением проводили согласно традиционно используемой методике [3]. Инкубирование почвы, а также посевов из почвенных суспензий проводили в термостатах при температурах 5, 20°C. Посевы из почвенных образцов производили на 1, 3, 7, 14, 21, 28-е сутки после инициации сукцессии. Длину мицелия актиномицетов в почве определяли с помощью люминесцентного микроскопа. Для окрашивания мицелия использовали водный раствор акридина оранжевого (разведение 1 × 10000; 2–4 мин). Длину мицелия почвы вычисляли по формуле:

$$M = 4an \times 10^{10}/p,$$

где M – длина мицелия в 1 г почвы (м/г); a – средняя длина мицелия в поле зрения; p – площадь поля зрения (мкм^2); n – показатель разведения. При расчете биомассы учитывали, что 1 м сухого актиномицетного мицелия диаметром 0.5 мкм имеет биомассу 3.9×10^{-8} [6].

Молекулярный метод гибридизации *in situ* (метод FISH – fluorescent *in situ* hybridization) использовали для оценки биомассы метаболически активных клеток бактерий. В работе применен спектр зондов, специфичных для представителей домена *Bacteria*, а также отдельной филогенетической группы *Actinobacteria* [1]. Использовали рРНК-специфичные флюоресцентно меченые олигонуклеотидные зонды с последовательностью нуклеотидов для группы *Bacteria*: 5' GCT GCC TCC CGT AGG AGT 3' для группы *Actinobacteria*: 5' TAT AGT TAC CAC CGC CGT 3' в сочетании с немеченым олигонуклеотидом 5-TAT AGT TAC GGC CGC CCGT-3.

Предварительную идентификацию изолированных из исследуемых почв актиномицетов проводили согласно определителю [8, 10] по следующим морфологическим и хемотаксономическим признакам: наличие/отсутствие фрагментации мицелия, образование одиночных или цепочек спор на воздушном и/или субстратном мицелии; присутствие в гидролизатах целых клеток LL- или мезоизомера диаминопимелиновой кислоты (ДАПк) и дифференцирующих сахаров ксилозы, арабинозы, галактозы

Филогенетическое положение выделенного психрофильного актиномицета (шт. 5-4-1) определяли на основании секвенирования гена *16S рРНК*. Выделение ДНК из культуры актиномицета осуществляли согласно методу [1]. Концентрация полученного препарата ДНК составляла 30 мкг/мл. РНК в полученном препарате присутствует в следовых количествах (менее 1%, согласно данным электрофоретического анализа). Для проведения полимеразной цепной реакции (**ПЦР**) и дальнейшего секвенирования ПЦР-фрагментов гена *16S рРНК* была использована система универсальных праймеров [17]. Реакционная смесь для ПЦР включала: праймеры – по 25 пмоль каждого; 10 × буфер – 2.5 мкл; 2 мМ dNTP – 2.5 мкл; Bio*Taq*-полимераза ("Диалат", Москва, 5 Е/мкл) – 0.2 мкл; ДНК – матрица – 50 нг; H_2O – 25 мкл. Реакцию проводили по следующей схеме: 30 циклов: 94°C – 0.5 мин; 45°C – 1 мин, 72°C – 1 мин; окончательная полимеризация – 7 мин. Продукты ПЦР анализировали электрофоретически в 2%-ном геле агарозы при напряжении электрического поля 6 В/см. Первичный анализ сходства нуклеотидных последовательностей гена *16S рРНК* изучаемого штамма был проведен с помощью программы BLAST. Построение бескорневых филогенетических деревьев исследуемых актиномицетов производили с помощью методов, реализованных в пакете программ MEGA 4.0.

Оптимальные и ограничительные для роста культур стрептомицетов температуры определяли по величине радиальной скорости роста колоний на плотной питательной среде Гаузе 1 при температурах 5, 8, 10, 15, 20, 28 и 37°C. Расчет радиальной скорости роста колоний проводили по формуле:

$$K_r = (d_2 - d_1)/(t_2 - t_1),$$

где d_1 и d_2 – диаметр колонии (мм) в начальный и конечный моменты измерения соответственно; t_1 и t_2 – время (сут) начального и конечного измерений. Измерения проводили в 20-кратной повторности. Для определения пектинолитической активности психротолерантных актиномицетов использовали 2%-ный водный раствор гексадецилтриметиламмония бромида (цетав-

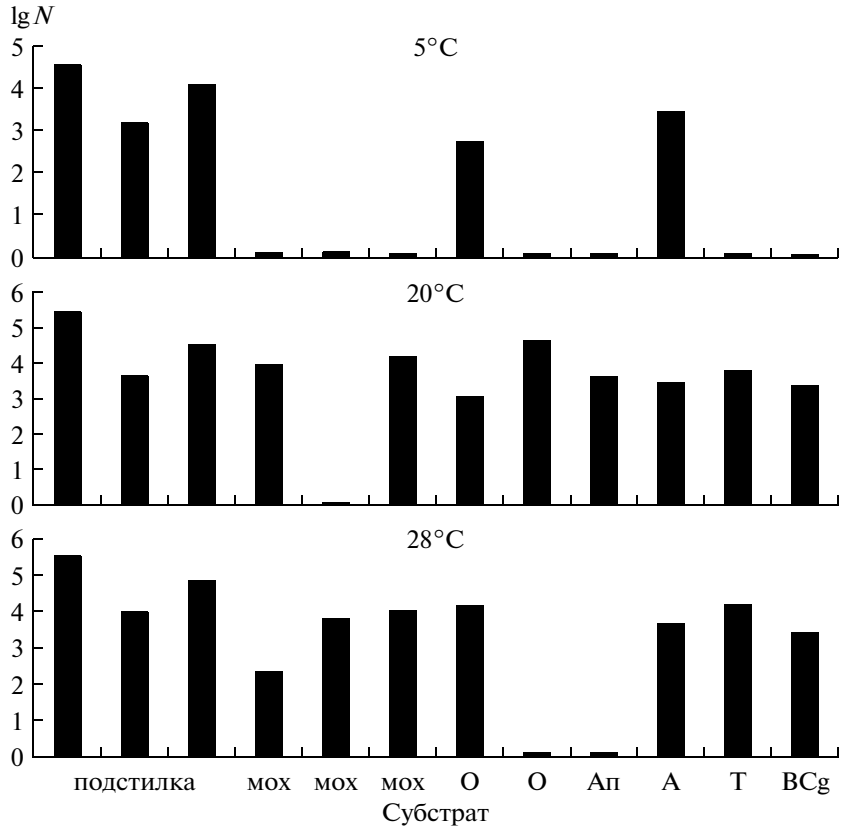


Рис. 1. Численность актиномицетов, выделенных из торфяных и глее-слабоподзолистой почвы при различных температурах.

лон) [6]. Амилолитическую активность психротолерантных актиномицетов определяли с раствором йода [5]. Для выявления антибактериальной активности психротолерантных актиномицетов использовали метод блоков [5].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Установлено, что при инкубировании посевов при температуре 5°С психротолерантные актиномицеты, как правило, выделяются не из всех горизонтов исследуемых почв и в небольших количествах, не превышающих сотен и тысяч КОЕ (колониеобразующих единиц)/г почвы (рис. 1). Исключение составляют верхние органогенные горизонты исследованных торфяных и подзолистой почв, где численность психротолерантных актиномицетов может достигать тысяч и десятков тысяч КОЕ/г почвы. При температуре 20°С актиномицеты выделяются уже почти из всех горизонтов исследуемых почв в количествах, достигающих сотен тысяч КОЕ/г почвы. При инкубировании посевов при 28°С мезофильные актиномицеты выделяются из всех горизонтов исследуемых почв в количестве сотен тысяч.

Таким образом, численность психротолерантных актиномицетов, выделяемых из исследуемых торфяных и подзолистой почв, колеблется от сотен до тысяч КОЕ/г почвы и значительно уступает количеству мезофильных форм (сотни тысяч КОЕ/г почвы). Количество психротолерантных актиномицетов, выделяемых из верхних органогенных горизонтов исследуемых почв, достигает десятков тысяч КОЕ/г почвы.

Наблюдение за динамикой длины мицелия актиномицетов в ходе сукцессии, инициированной увлажнением торфяной и подзолистой почв, показало, что психротолерантные актиномицеты в почве растут, мицелий увеличивается в длину (рис. 2). При инкубировании торфяной почвы при температуре 5°С прирост мицелия оказывается весьма значительным (до 140 м/г почвы), хотя и меньшим, чем при инкубировании почвы при 20°С (до 220 м/г почвы). В подзолистой почве, инкубируемой при разных температурах, разницы в длине мицелия не отмечалось (длина мицелия достигала 380 м/г почвы). Биомасса психротолерантных актиномицетов достигает в олиготрофной торфяной почве 5 мкг/г почвы, в глее-слабоподзолистой – 4.5 мкг/г почвы.

Исследование таксономического состава прокариотного микробного сообщества торфяной и подзолистой почвы методом гибридизации *in situ* (метод FISH) с помощью 16S рРНК-специфичных олигонуклеотидов, определяющих представителей филогенетической группы *Actinobacteria* показало,

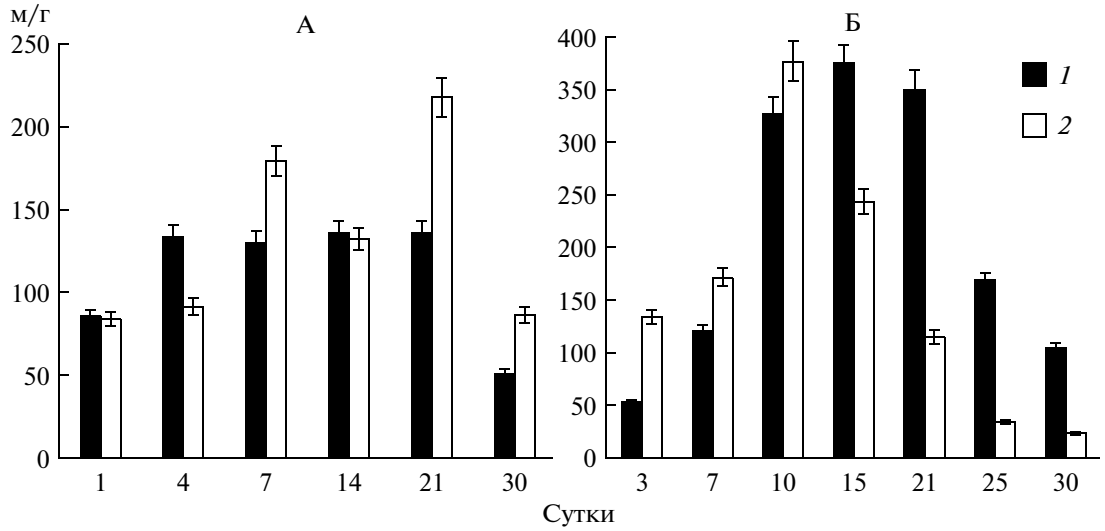


Рис. 2. Динамика длины мицелия актиномицетов в ходе сукцессии, инициированной увлажнением олиготрофной торфяной (А) и глее-слабоподзолистой (Б) почв при разных температурах инкубирования почвы: *1* – 5°С, *2* – 20°С.

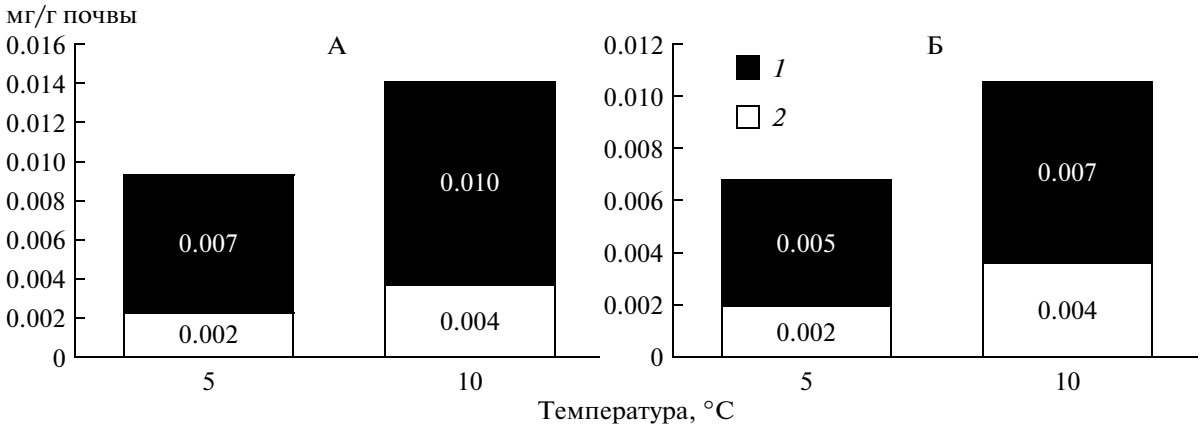


Рис. 3. Биомасса метаболически активных мицелиальных и одноклеточных представителей филогенетической группы *Actinobacteria*, определенная молекулярным методом гибридизации *in situ* (метод FISH), в олиготрофной торфяной (А) и глее-слабоподзолистой (Б) почве. Обозначения: *1* – мицелиальные актинобактерии, *2* – одноклеточные актинобактерии.

что биомасса метаболически активных представителей группы *Actinobacteria* составляет 33% в общей биомассе эубактерий микробного прокариотного сообщества олиготрофной торфяной почвы и 32%-подзолистой почвы. С уменьшением температуры инкубирования почвы доля метаболически активных актинобактерий несколько уменьшается. Такая же закономерность отмечена и для подзолистой почвы.

В группе *Actinobacteria* микробного прокариотного сообщества торфяной почвы биомасса метаболически активных мицелиальных актинобактерий составляет большую долю (77%) по сравнению с одноклеточными (23%) при инкубировании почвы при температуре 5°С. При повышении температуры инкубирования почвы до 20°С величина биомассы метаболически активных мицелиальных актинобактерий увеличивается (рис. 3), а доля их в группе актинобактерий несколько уменьшается (71%). Такая же закономерность характерна и для подзолистой почвы.

Таким образом, в холодных торфяных и подзолистой почвах обнаруживаются тысячи и десятки тысяч КОЕ/г психротолерантных мицелиальных прокариот. В исследованных почвах психротолерантные актиномицеты растут, развиваются, образуют мицелий, достигающий значительной длины 380 м/г почвы.

В результате проведенных исследований выделены культуры стрептомицетов. По фенотипическим признакам установлено таксономическое положение выделенных штаммов. Исследуемые штаммы актиномицетов на основании фенотипи-

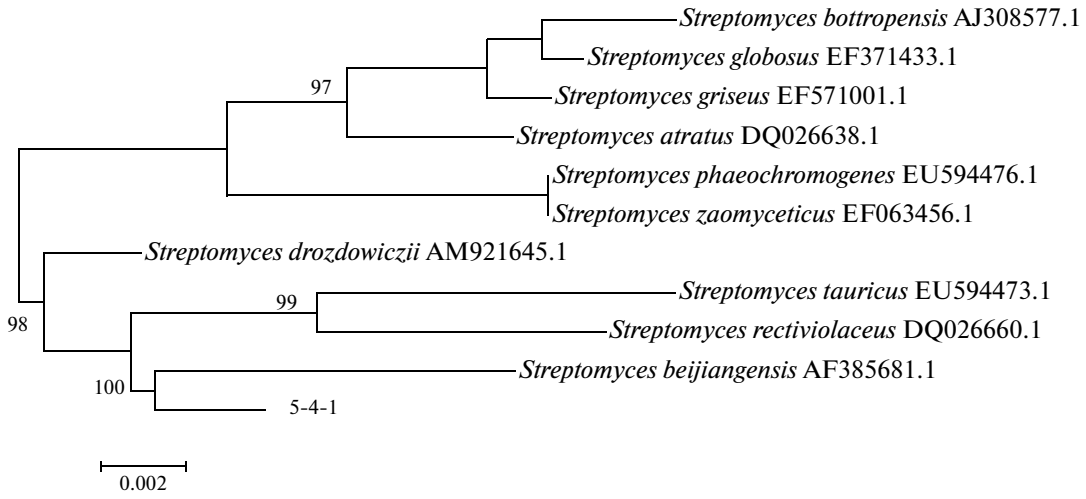


Рис. 4. Филогенетическое положение психрофильного стрептомицета (шт. 5-4-1). Масштаб показывает эволюционное расстояние, соответствующее двум нуклеотидным заменам на каждые 100 нуклеотидов. Цифрой показана достоверность ветвления, установленная с помощью "bootstrap" – анализа 100 альтернативных деревьев (значимыми признаются значения больше 70).

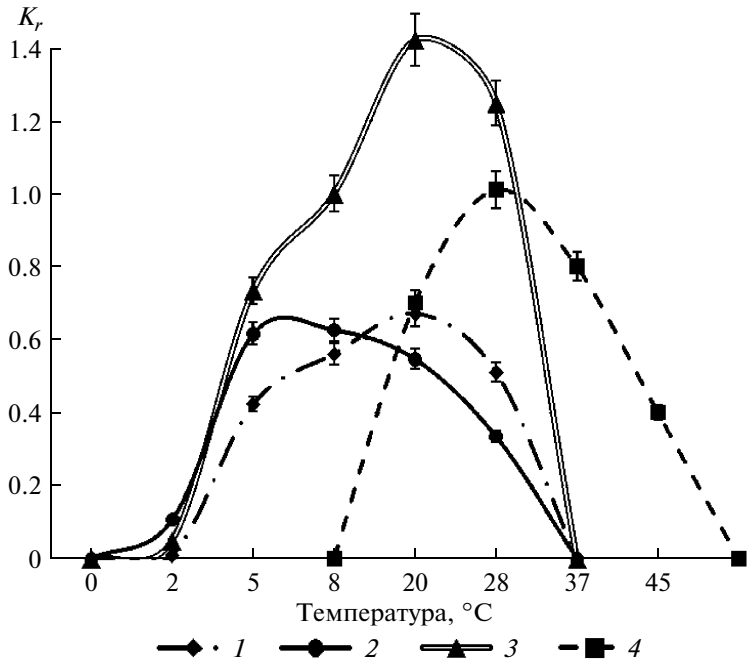


Рис. 5. Зависимость радиальной скорости роста колоний стрептомицетов от температуры. *1* – *Streptomyces globisporus* шт. 20-5; *2* – *S. beijiangensis* шт. 5-4-1; *3* – *S. griseolus* шт. 5-н-1; *4* – *S. tenebrarius* шт. 3А.

ческих признаков отнесены к роду *Streptomyces* и идентифицированы как *S. tenebrarius* шт. 3А, *S. griseolus* шт. 5-н-1, *S. globisporus* шт. 20–5, *Streptomyces* sp. шт. 5-4-1.

Проведение предварительного BLAST-анализа секвенированного фрагмента гена *16S pPHK* штамма 5-4-1, соответствующего (*E. coli*) позициям с 36 по 1450, подтвердило, что исследуемый штамм принадлежат к роду *Streptomyces* актиномицетной линии грамположительных бактерий. Наиболее близкими к полученной нуклеотидной последовательности были аналогичные последовательности типового штамма *S. beijiangensis* DSM 41794, нового вида психротолерантного стрептомицета, выделенного из почв Китая [16] (рис. 4).

С помощью расчета радиальной скорости роста колоний классифицировали выделенные культуры по их температурным предпочтениям. Выявлено,

что температурный диапазон роста стрептомицетов, выделенных из почв при 5, 20 и 28°С, различен. Мезофильный стрептомицет *Streptomyces tenebrarius* шт. 3А, выделенный при 28°С, растет в диапазоне температур от 8 до 45°С, оптимум роста отмечен при 28°С. Психротолерантные стрептомицеты *S. globisporus* шт. 20–5 и *S. griseolus* шт. 5-н-1, выделенные при 20°С и 5°С соответственно растут в диапазоне температур 2–28°С. Максимальная величина радиальной скорости роста колоний отмечена при 20°С. Это психротолерантные стрептомицеты. *Streptomyces beijiangensis* шт. 5-4-1, выделенный при 5°С из почвы, имеет диапазон роста от 0 до 28°С, оптимум роста при температуре 5°С и является психрофильным стрептомицетом (рис. 5).

Установлено, что выделенные психотолерантные стрептомицеты при низкой температуре (5°С) проявляют антагонизм к бактериям родов *Bacillus, Pseudomonas, Rhodoccus*, к дрожжам *Saccharomyces cerevisia* и психротолерантным грибам *Mucor rumalis*, *Cladosporium herbarum*; у психротолерантных стрептомицетов отмечена пектинолитическая и амилолитическая активности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Наши исследования показали, что в северных почвах, в том числе торфяных, являющихся продуктами особого аккумулятивного почвообразования, обусловленного факторами, препятствующими развитию микроорганизмов и проявлению ими метаболической активности (насыщенность водой, анаэробиоз, низкие значения pH, дефицит питательных веществ, присутствие токсических соединений, низкие температуры, не превышающие 10°С даже в поверхностных слоях в летнее время года), активно растут и развиваются почвенные психротолерантные актиномицеты, образуют мицелий и составляют неотъемлемую часть гидролитического микробного блока, принимающего участие в деградации растительных остатков.

Благодарность. Авторы выражают признательность Т.Г. Добровольской и А.В. Головченко за любезное предоставление образцов торфяных почв.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Булыгина Е.С.* Выделение ДНК из бактерий // Микробиология. 2002. Т. 71. № 4. С. 500–508.
2. *Гаузе Г.Ф., Преображенская Т.П., Свешникова М.А., Терехова Л.П., Максимова Т.С.* Определитель актиномицетов. М.: Наука, 1983. 245 с.
3. *Звягинцев Д.Г., Зенова Г.М.* Актиномицеты засоленных и щелочных почв. М.: Книжный дом университет, 2007. 108 с.
4. *Зенова Г.М.* Почвенные актиномицеты редких родов. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2000. 81 с.
5. *Зенова Г.М., Степанов А.Л., Лихачева А.А., Мануцарова Н.А.* Практикум по биологии почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2002. 120 с.
6. Методы почвенной микробиологии и биохимии. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1991. 303 с.
7. Классификация и диагностика почв России. М.: Ойкумена, 2004. 341 с.
8. Определитель бактерий Берджи / Под ред. Дж. Хоулта, М. Крига, П. Смита, Дж. Стейли и С. Уильямса. М.: Мир, 1997. 799 с.
9. Современная микробиология. Прокариоты. М.: Мир, 2005. Т. 1. 644 с.
10. Bergey's Manual of Systematic Bacteriology / Eds. S.T. Williams, M. Sharpe, J.A. Holt. Baltomore: Williams and Wilkins, 1989. V. 4. 2648 p.
11. *Bredhold H., Galatenko O.A., Tngelhardt K., Fjaervik E., Terekhova L.P., Zotchev S.B.* Rare actinomycete bacteria from the shallow water sediments of the Trondhaim fjord, Norway isolation, diversity and biological activity // Environ. Microbiol. 2007. V. 9. S. 2756–2764.
12. *De Prada P., Loveland-Curtze J., Brenchley J.E.* Production of two extracellular alkaline phosphataces by a psychrophilic Arthrobacter strain // Appl. Environ. Microbiol. V. 62. P. 3732–3738.
13. *Edwards U., Rogall T., Bloeker H., Ende M.D., Boeettge E.C.* Isolated and direct complete nucleotide determination of entire genes, characterization of gene coding for 16 S ribosomal RNA // Nucl. Acids Res. 1989. V. 17. P. 7843–7853.
14. *Hakvag S., Fjervik E., Josefsen K.D., Ian E., Ellingsen T.E., Zotchev S.B.* Characterization of Streptomyces spp. isolated from the Sea Surface Microlayer in the Trondheim Fjord, Norway // Mar Drugs. 2008. V. 6. (4). P. 620–635.
15. *Jiang C., Xu L.* Actinomycete diversity in unusual habitats // Actinomycetes. 1993. V. 4. P. 2. P. 47–57.
16. *Li W.-J., Zhang L.-P., Xu P., Cui X.-L., Lu Z.-T., Xu L.-H., Jiang C.-L. Streptomyces beijiangensis* sp.nov., a psychrotolerant actinomycete isolated from soil in China // Inter. J. System. Evolution. Microbiol. 2002. V. 52. P. 1695–1699.
17. *Ravenschlag K., Sahm K., Amann R.* Quantitative molecular analysis of the microbial community in marine arctic Sediments (Svalbard) // Appl. Environ. Microbiol. 2001. V 67. № 1. P. 387–395.
18. *Sheridan P.P., Brenchley J.E.* Characterization of asaltolerant family β-galactosidase from a psychrophilic Antarctic Planococcus isolate // Appl. Environ. Microbiol. V. 66. P. 2438–2444.
19. *Sheridan P.P., Loveland-Curtze J., Miteva V.I., Brenchley J.E.* Rhodoglobus vestalii gen. nov., sp. nov., a novel psychrophilic organism isolated from an Antarctic Dry Valley lake // Inter. J. System. Evol. Microbiol. 2003. V. 53. P. 985–994.

ПОЧВОВЕДЕНИЕ, 2010, № 4, с. 488–494

ЭРОЗИЯ ПОЧВ

УДК 631.4

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ ПОЧВЫ В МОДЕЛИ ЭРОЗИИ*

© 2010 г. Г. А. Ларионов, О. Г. Бушуева, Н. Г. Добровольская, З. П. Кирюхина, С. Ф. Краснов, Л. Ф. Литвин, Р. Р. Муракаев

Географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова, 119991, Москва, Ленинские горы, 1

Поступила в редакцию 24.04.2008 г.

Приводятся результаты исследований интенсивности смыва в широком диапазоне скоростей – от 0.41 до 1.64 м/с. Они подтвердили основные следствия гидрофизической модели: 1) интенсивность смыва в области скоростей, в 1.2–1.5 раза и более превышающих пороговое значение, пропорциональна кубу скорости потока; 2) в допороговой области отрыв частиц носит вероятностный характер и зависимость смыва от куба скорости потока имеет S-образную форму. Исходя из этого, разработана методика эксперимента по определению эрозионных параметров почвы: эродируемости, порогового значения скорости потока и коэффициента, характеризующего дисперсию сопротивления частиц почвы отрыву.

ВВЕДЕНИЕ

Наличие множества моделей поверхностной эрозии почвы и появление все новых вариантов и подходов свидетельствует о том, что они не дают адекватного описания процесса, и поэтому исследователи продолжают поиск в этой области. В научно-исследовательской лаборатории эрозии почв и русловых процессов Географического факультета Московского государственного университета также была предложена модель эрозии почв, получившая название гидрофизической [9]. Она основывается на трех посылках: 1) интенсивность смыва почвы – функция мощности потока, 2) отрыв частиц почвы происходит в том случае, если сила воздействия потока на эту частицу превосходит ее сопротивление отрыву, 3) содержащиеся в потоке наносы оказывают влияние на интенсивность отрыва частиц почвы. Из первых двух посылок следует, что, если скорость потока существенно превышает пороговое значение, интенсивность смыва пропорциональна кубу скорости потока. Если же скорости потока приходятся на область значений, близких к пороговым величинам, то отрыв частиц почвы имеет вероятностный характер и зависит от плотности распределения пульсаций скорости потока и плотности распределения сопротивления частиц почвы отрыву. В силу этого зависимость между интенсивностью отрыва частиц и кубом скорости потока в области околопороговых значений скорости должна иметь S-образный отрезок.

Справедливость этого положения подтверждается результатами экспериментов Неаринга [14], Кузнецова и Глазунова [4]. Эксперименты вышеназванных авторов были выполнены в диапазоне скоростей, лишь незначительно превышающих пороговые значения, поэтому линейная зависимость между смывом и кубом скорости потока проявлялась лишь в виде более или менее отчетливой тенденции. Собственные исследования [9] в области высоких скоростей потока, в 2 и более раз превышающих пороговое значение, проводили на образцах покровного суглинка естественного сложения, отобранных с глубины 1.50 м, чтобы корни деревьев и кустарников не оказывали существенного влияния на вариабельность противоэрозионной устойчивости испытуемых образцов. Ввиду ограниченности времени во всех вариантах испытанию подвергали лишь один образец. По результатам эксперимента зависимость скорости размыва образца от куба скорости имела в целом линейный характер, однако, вследствие вариабельности размыва разброс экспериментальных точек оказался существенным, и поэтому доказательства этого положения не вполне убедительны.

Сравнительный анализ гидрофизической модели эрозии и наиболее известных моделей и подходов, представленных другими исследователями [1, 10, 12–14], показал, что предложенная модель лучше других описывает натурные данные. Вытекающее из посылок положение, согласно которому смыв почвы должен быть пропорционален синусу угла наклона и длине склона в степени меньше единицы, соответствует результатам многочисленных наблюдений на стоковых площад-

* Работа выполнена при поддержке проекта РФФИ № 06-05-64637 и проекта поддержки ведущих научных школ РФ НШ-790.2008.5.

ках [5]. Однако данные стоковых площадок отличаются еще большей вариабельностью, чем результаты исследований на гидравлических лотках. То есть результаты этого анализа также нельзя рассматривать как безусловное доказательство того, что данная модель способна дать адекватное описание процесса водной эрозии.

Исследования смыва почвы в широком диапазоне скоростей от допороговых до скоростей, многократно превышающих пороговые значения в лабораторных условиях, не проводились. Результаты такого эксперимента послужили бы бесспорным доказательством первых двух посылок гидрофизической модели эрозии и продемонстрировали бы применимость модели для всего диапазона скоростей склоновых потоков. Данные наблюдений на полевых водосборах показывают, что в многолетнем аспекте подавляющая часть смыва (до 65.8%) приходится на ливни редкой обеспеченности, когда на склонах формируются мощные потоки, вклад которых, особенно тех, чья скорость многократно превышает пороговые значения, является определяющим [11]. За весь период наблюдений (28 лет) на склоновых водосборах Кошоктонской опытной станции было смыто 25.3% от многолетних потерь почвы за один выдающийся ливень. Это также свидетельствует в пользу экспериментального изучения смыва почвы при высоких скоростях потоков.

В связи с этим было проведено исследование скорости размыва насыпных образцов почвы в широком диапазоне скоростей в 3–6-кратной повторности. Цели этих экспериментов: 1) подтверждение линейной зависимости между скоростью размыва образцов и кубом скорости потока в области скоростей, превышающих пороговые значения; 2) обоснование методики экспериментального определения эродируемости почвы, пороговой скорости и коэффициента, определяющего дисперсию сопротивления частиц отрыву почвы; 3) оценка изменчивости эродируемости насыпных монофракционных образцов почвы.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Исследования проводились в циркуляционном лотке, описание которого и техника проведения эксперимента приводятся в наших работах [6, 7]. Отличительной особенностью этого эксперимента является то, что испытывались образцы, приготовленные из одной фракции агрегатов (0.5–2 мм) черноземной почвы из Воловского р-на Тульской обл. весом в 34 г, что соответствует плотности образца 1.2 г/см^3. Монофракционные образцы использовались для того чтобы S-образный отрезок в зависимости интенсивности смыва от куба средней скорости потока имел крутой подъем в диапазоне скоростей близких к критической величине, что вытекает из нашей модели и подтверждается экспериментальными данными Неаринга [14]. Опыты проводились в диапазоне скоростей от 0.41 до 1.64 м/с в 3–6-кратной повторности. Глубина потока во всех вариантах опыта была постоянной и равнялась 1 см. В продолжение всего опыта поверхность почвы в контейнере поддерживалась на одном уровне с дном лотка. Для этого периодически почва выдавливалась из контейнера вращением винта, усилие от которого через плунжер передавалось образцу почвы. При скорости потока, превышающей пороговую величину, средняя интенсивность смыва определялась как частное от деления веса почвенного образца на время его полного смыва в секундах, приведенное к квадратному метру поверхности. При малых скоростях потока, продолжительность полного размыва образца составляла от нескольких до пяти и более часов. В таких случаях опыт останавливался до наступления момента полного смыва образца. Остатки почвы извлекались из контейнера, высушивались и взвешивались. В этом случае интенсивность смыва рассчитывалась делением веса смытой части образца на продолжительность опыта.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Средние значения интенсивности размыва образцов почвы, эродируемость и ее вариабельность приведены в таблице. Вариабельность результатов высокая – достигает 58%. Средняя вариабельность эродируемости, за исключением значений, полученных при скоростях 0.47 и 1.14 м/с, составляет 36.9%. В аналогичных экспериментах Неаринга [14], которые проводились в 7–8-кратной повторности, вариабельность интенсивности смыва была еще выше – 14.7–110%. Как показывают визуальные наблюдения, в процессе эксперимента скорость размыва периодически то уменьшается, то увеличивается. В опытах Неаринга [14] испытание образцов продолжалось до образования заметного углубления на поверхности образца, то есть продолжительность опыта была небольшой, и поэтому усреднение скорости размыва в каждом опыте было незначительным по сравнению с используемой нами методикой. В связи с этим большая повторность опытов в эксперименте М.А. Неаринга не привела к заметному снижению вариабельности результатов и не имеет в этом отношении преимуществ перед предлагаемой методикой.

Средние значения интенсивности смыва нанесены на график (рис. 1), на котором данные из области скоростей, близких к критическим, занимают незначительную часть, и поэтому крутой рост смыва затушеван. Но вместе с тем, на нем отчетливо прослеживается линейная зависимость скорости размыва образцов от куба средней скорости потока в области закритических скоростей,

Средняя интенсивность смыва образцов при различных значениях скорости потока, эродируемость и ее вариабельность

Скорость потока, м/с	Средняя интенсивность размыва, г/м^{2}с	Вероятность отрыва частиц	Повторность опыта	Среднее значение эродируемости, М$^{-2}$с^2	Квадратическое отклонение, σ	Ошибка среднего, *m*	Коэффициент вариации, C_v, %
0.41	0.18	0.001	1	–	–	–	–
0.47	0.29	0.062	3	–	–	–	–
0.53	2.90	0.605	3	19.64	9.62	5.58	49.9
0.58	5.16	0.938	3	28.20	6.25	3.48	22.9
0.66	7.22	0.998	6	25.16	9.89	4.90	39.4
0.86	11.89	1	4	18.69	0.50	0.25	2.7
1.00	24.44	1	5	24.44	11.35	5.08	57.5
1.14	30.06	1	5	20.29	10.19	4.56	50.4
1.33	34.98	1	4	14.87	4.24	2.12	28.22
1.37	58.18	1	6	22.63	8.67	3.54	38.1
1.42	64.92	1	5	22.67	6.13	2.74	27.2
1.64	107.96	1	4	24.47	5.20	2.60	21.3

что является подтверждением справедливости первой посылки предложенной нами модели. Согласно последней, смыв – это работа водного потока, совершаемая за счет его кинетической энергии, и, следовательно, интенсивность смыва пропорциональна кубу средней скорости потока.

Для большей наглядности зависимость скорости смыва от куба скорости в околокритической области приведена отдельно (рис. 2) для диапазона скоростей от 0.41 до 0.86 м/с. На этом графике уже отчетливо видна S-образная форма зависимости интенсивности смыва от куба средней скорости потока в области скоростей, отвечающих условию $0.82\,u_{кр} \le u \le 1.32\,u_{кр}$. Столь узкий диапазон, в котором процесс отрыва частиц имеет вероятностный характер, связан с незначительным разбросом сопротивления частиц почвы отрыву, это, в свою очередь, обусловлено монозернистым составом почвенных образцов, использовавшихся в эксперименте, с одной стороны, а с другой – с тем, что опыты проводились в лотке с гладким дном и соответственно небольшим разбросом пульсационных скоростей около среднего значения. Таким образом, и вторая посылка гидрофизической модели получила экспериментальное подтверждение.

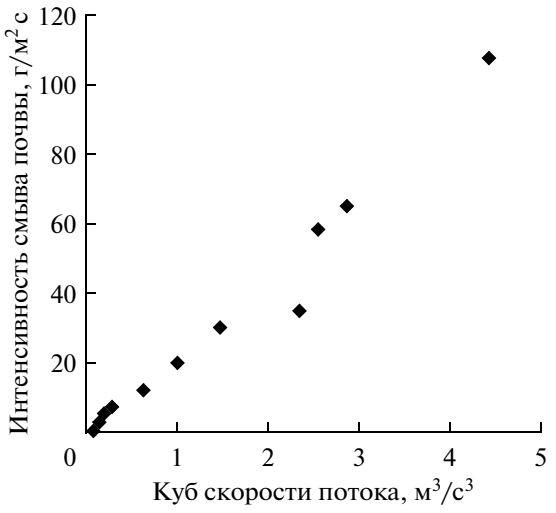


Рис. 1. Зависимость интенсивности смыва образцов почвы от куба средней скорости потока.

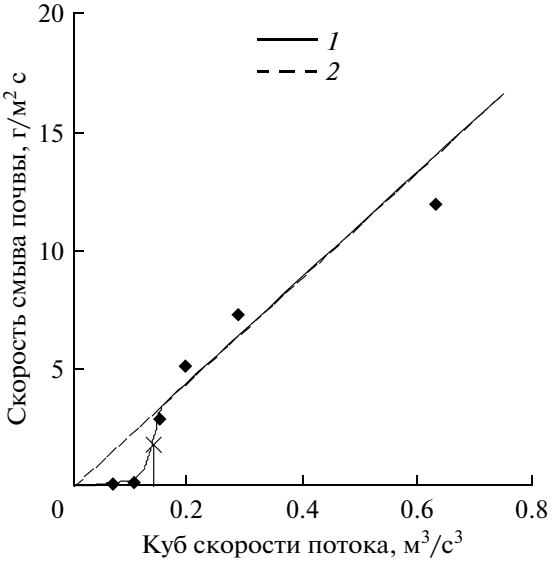


Рис. 2. Зависимость интенсивности смыва образцов от куба средней скорости потока в области скоростей от 0.41 до 0.86 м/с (*1*) и построения для определения пороговой скорости и величины коэффициента *b* во втором логистическом блоке уравнения (1) (*2*).



Рис. 3. Сопоставление распределения плотности пульсации скорости потока ($u_{ср}$ = 1.45 м/с, σ = 0.14 м/с) по интегралу Лапласа с распределением по логистическому уравнению.

Предложенное нами уравнение отрыва частиц почвы потоком "чистой" воды, не содержащей наносов [8], имеет вид

$$W_{чв} = 10^{-6} k \rho u^3 \times \left\{ [1 + 10^{a(1-u/u_{кр})}][1 + 10^{b(1-u^2/u_{кр}^2)}] \right\}^{-1}, \quad (1)$$

где $W_{чв}$ – смыв почвы чистой водой, г/м^{2}с; k – коэффициент эродируемости, м$^{-2}$ с^2; ρ – плотность воды, т/м^3; u и $u_{кр}$ – соответственно средняя скорость потока в придонном слое толщиной 1 см (в нашем случае это средняя скорость потока, так как глубина потока – 1 см) и критическая (пороговая) скорость, м/с. Коэффициенты a и b зависят от плотности распределения пульсационных значений скорости потока и плотности распределения сопротивления частиц почвы на поверхности отрыву соответственно.

Разработка гидрофизической модели эрозии почв первоначально проводилась с целью внесения поправок в формулы факторов длины и крутизны склонов широко известной модели эрозии почв USLE – Universal Soil Erosion Equation. USLE сильно завышает смыв как на крутых, так и на длинных пологих склонах. В то время в уравнении отрыва частиц почвы, которое является ключевым звеном гидрофизической модели эрозии почв, учитывалась только пульсация скорости потока. При этом плотность распределения пульсационных значений скорости описывалась логистической кривой, изменяющейся от 0 до 1, которая при соответствующем подборе коэффициента a практически полностью совпадает с табличными значениями плотности распределения (рис. 3). Представление плотности распределения пульсационных значений скорости в потоке воды в виде уравнения логистической кривой устраняет необходимость обращения к табулированному интегралу Лапласа, который обычно используется в математической статистике для определения попадания случайной величины в заданный интервал [2], что существенным образом упрощает вычисления смыва в области скоростей, близких к критическим значениям. Определение величины коэффициента a можно провести, располагая сведениями о среднем и максимальном значении пульсационной скорости. Тогда уравнение логистической кривой можно записать в следующем виде

$$Y = \frac{1}{1 + 10^{a(1-u_{max}/u_{ср})}} = 0.99, \quad (2)$$

где u_{max} и $u_{ср}$ – максимальная и средняя пульсационная скорости, м/с. Если известно среднее квадратическое отклонение, то максимальная скорость пульсации согласно правилу трех сигм может быть представлена в виде $u_{мах} = u_{ср} + 3\sigma$. Логарифмируя и решая уравнение (2) относительно a, получаем

$$a = \frac{\log 0.0101}{(1 - u_{max}/u_{ср})}. \quad (3)$$

Согласно данным Мирцхулавы [10], в руслах с повышенной шероховатостью, к которым относятся склоновые ручейки в придонном слое на расстоянии 7 мм от поверхности ложа потока отношение максимальной пульсационной скорости к средней скорости ($u_{мах}/u_{ср}$) по результатам 12 экспериментов равно в среднем 1.454. Подставив это значение в уравнение (3) находим коэффициент a = 4.395. С округлением он был принят равным 4. В последствии при параметризации уравнения отрыва частиц почвы по данным экспериментов Кузнецова [4] и Неаринга [14], которые проводились в лотках с гладким дном, было упущено из виду, что первоначально коэффициент a был подобран для шероховатого русла. В связи с этим коэффициент b оказался завышенным, так как он определяется из условия равенства 0.5 произведения логистических блоков уравнения (1), что соответствует точке перегиба на графике зависимости скорости размыва образца от куба скорости потока (рис. 2).

В упомянутой выше работе Мирцхулавы [10], приводятся также данные по пульсации скоростей в потоках с гладким руслом, включая 8 опытов по измерению пульсационной скорости на

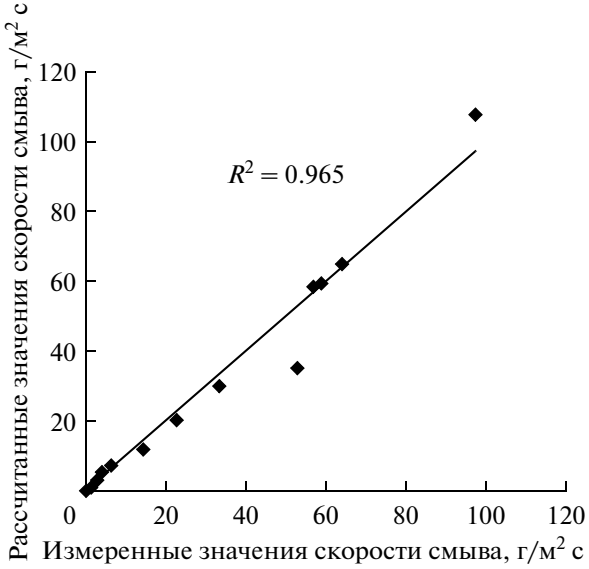


Рис. 4. Сопоставление измеренных и рассчитанных по уравнению (1) значений смыва.

расстоянии 7 мм от дна. Согласно этим данным отношение максимальной пульсационной скорости к средней $u_{max}/u_{ср}$ равно 1.224. Отсюда по зависимости (3) находим, что коэффициент a для русла с гладким дном равен 9.

Учитывая вышеизложенное, пороговая скорость потока для рассматриваемой почвы определяется следующим образом. На графике зависимости интенсивности размыва образцов почвы от куба скорости потока (рис. 2) находим точку перегиба. Этой точке соответствует вероятность сложного события $P = 0.5$ – отрыва частиц почвы, которое происходит лишь в том случае, если в некоторой точке на поверхности образца окажутся частицы, сопротивление которых отрыву с вероятностью $P_2 = 0.7071$ не будет превышать некоторой величины, пропорциональной квадрату пульсационной скорости потока u_x, а пульсационная скорость потока над этими частицами будет превышать u_x также с вероятностью $P_1 = 0.7071$. Именно при соблюдении этих условий вероятность отрыва частиц почвы ($P = P_1 \times P_2 = 0{,}7071 \times 0.7071 = 0.5$) будет иметь место в половине случаев взаимодействия пульсационных скоростей с частицами почвы на поверхности образца. Куб скорости потока, соответствующий точке перегиба на графике, равен 0.14 м^3/с^3 и, извлекая кубический корень из этой величины, находим, что скорость потока, соответствующая точке перегиба на упомянутом выше рисунке, с округлением до второго знака равна 0.52 м/с. Подставим в левую часть уравнения (2) вместо максимальной скорости полученную величину (0.52 м/с), среднюю скорость запишем в виде критической скорости $u_{кр}$, коэффициент a, как было найдено выше, примем равным 9, а затем приравняем левую часть уравнения к 0.7071. Решив полученное равенство относительно $u_{кр}$ находим, что критическая скорость для исследуемых образцов равна 0.50 м/с.

Теперь остается определить значение коэффициента b. Для этого воспользуемся вторым логистическим блоком из уравнения (1). Приравняем его также 0.7071, а в левой части вместо u и $u_{кр}$ подставим соответственно 0.52 и 0.50 м/с. Решая равенство относительно неизвестного множителя, находим, что коэффициент b в рассматриваемом случае равен 4.45 ($b \approx 4.5$).

Эродируемость подвергнутых испытанию образцов почвы определялась осреднением значений, приведенных в нижних 9 строках таблицы. В нашем случае она равна 22.38 м$^{-2}$ с^2. В области скоростей, близких к критическим, отрыв частиц почвы носит вероятностный характер, и поскольку вероятность в небольшом интервале скоростей (в нашем случае от 0.41 до 0.58 м/с) изменяется в диапазоне от тысячных долей до единицы, то незначительные ошибки в измерении средней скорости потока приводят к большим ошибкам при вычислении эродируемости. Поэтому результаты экспериментов в этой области скоростей не пригодны для определения эродируемости, но, как это было показано выше, они совершенно необходимы, для определения критической скорости размыва почвы.

Таким образом были определены все параметры уравнения (1) ($k = 22.38$ м$^{-2}$с^2, $u_{кр} = 0.50$ м/с; $a = 9$; $b = 4.5$). Расчет скорости размыва образцов по уравнению, с использованием приведенных выше параметров и коэффициентов, показал удовлетворительные результаты. Сопоставление рассчитанных и осредненных (таблица) измеренных значений интенсивности смыва (рис. 4) дает хорошее совпадение (коэффициент корреляции $R = 0.982$).

Экспериментальные данные, впервые полученные в таком широком диапазоне скоростей (0.41–1.64 м/с), подтверждают справедливость посылок, положенных в основу гидрофизической модели эрозии, и следствий, вытекающих из них в отношении потоков, не содержащих наносов. Результаты эксперимента позволяют также дать рекомендации по методике определения таких почвенных параметров, как эродируемость почвы и критическая (пороговая, или размывающая) скорость потока, а также коэффициента b, характеризующего дисперсию сопротивления частиц почвы отрыву под воздействием касательных напряжений, существующих на дне потоков. Методические рекомендации по экспериментальному определению водноэрозионных параметров почвы сводятся к следующему.

Так как зависимость между интенсивностью смыва и кубом скорости потока имеет линейный

характер, то для определения эродируемости почвы можно использовать данные по интенсивности размыва в диапазоне скоростей потока, отвечающих условию $u \geq 1.5–2\ u_{кр}$ (в нашем случае $u \geq 1.3\ u_{кр}$). Для сокращения продолжительности эксперимента следует проводить опыты при максимально доступных для гидравлического лотка скоростях. Повторность опытов для получения величины эродируемости с желательной точностью может быть рассчитана по принятому в статистике методу. Исходя из результатов эксперимента для определения величины эродируемости насыпных образцов монозернистой почвы с уровнем вероятной относительной погрешности 5 и 10% необходимо провести соответственно 33 и 12 испытаний. Вероятно, для образцов почвы с естественным сложением повторность опытов должна быть выше. Еще одним важным условием является использование чистой воды без наносов. Уже при концентрации взвешенных наносов в количестве 6 г/л величина эродируемости снижается почти на 50% в результате увеличения сцепления между почвенными агрегатами вследствие заиления межагрегатных пор частицами последних [7]. В воде также не должно содержаться и донных наносов. Даже в небольшом количестве (2.3 г/л) они оказывают большое влияние на интенсивность размыва почвы [6].

Для определения критической скорости необходимо располагать данными о скорости смыва почвы в области скоростей, отвечающих условию $0.5–0.6u_{кр} \leq u \leq 1.5u_{кр}$. Этот интервал находится следующим образом. Прежде всего, следует провести эксперименты в области высоких скоростей, заведомо в несколько раз превышающих критическую скорость. На основании полученных данных вышеописанным способом находится эродируемость конкретной почвы. Согласно модели, в рамках которой проводятся исследования, эродируемость почвы численно равна тангенсу угла наклона на графике зависимости интенсивности размыва образца от куба средней скорости потока глубиной 1 см. На графике зависимости смыва от куба скорости потока из точки нуля координат проводится луч под углом, соответствующим среднему значению найденной эродируемости (рис. 2). Затем проводятся испытания образцов при невысокой скорости, включая и такие скорости, при которой образец размывается очень слабо. После каждой серии экспериментов при постоянной скорости потока среднее значение смыва наносится на график. Повторность опытов берется такой же, что и при испытании образцов для определении эродируемости. Скорость ступенчато увеличивают до тех пор, пока данные по интенсивности смыва не станут ложиться на луч, соответствующий эродируемости. Это свидетельствует о том, что условие $0.5u_{кр} \leq u \leq 1.5u_{кр}$ выполнено. После этого точки на графике соединяются плавной кривой, которая будет иметь S-образную форму. В точке перегиба произведение логистических блоков из уравнения смыва (1) будет равно 0.5. После этого определяются критическая скорость размыва $u_{кр}$ и коэффициент b согласно процедуре, детально изложенной выше при определении этих параметров по данным таблицы результатов экспериментов и рис. 2.

Таким образом, определение критической скорости задача трудоемкая и длительная в экспериментальной части. Между тем, принимая во внимание, что основной смыв почвы производится склоновыми потоками, скорость которых многократно превышает пороговые значения, следует признать, что приближенная оценка этого параметра не окажет существенного влияния на расчеты потерь почвы по предложенной модели эрозии [9]. В связи с этим, не опасаясь больших погрешностей, можно принимать за критические значения размывающие скорости основных почв Евразии, приведенные в работе Кузнецова [3]. Они определены для потоков глубиной 1 см, то есть могут использоваться в модели без поправки на глубину потока.

ВЫВОДЫ

1. Результаты исследования интенсивности смыва почвы в широком диапазоне скоростей потока (0.41 до 1.64 м/с) подтвердили основные следствия, вытекающие из гидрофизической модели эрозии почв и связных грунтов. В запороговой (закритической) области скоростей смыв пропорционален кубу скорости потока (мощности потока). В околопороговой области смыв носит вероятностный характер, вследствие чего график зависимости скорости смыва от куба скорости потока в этой области имеет S-образную форму.

2. Вариабельность коэффициента эродируемости, который определяется как частное от деления интенсивности смыва на куб средней скорости потока глубиной 1 см и плотность воды, велика и колеблется от 21 до 57%. Лишь в одном случае вариабельность коэффициента эродируемости составила 2.7%. Для определения его величины с уровнем вероятной относительной погрешности 5 и 10% опыты необходимо проводить соответственно в 33- и 12-кратной повторности.

3. В целях экономии времени и повышения надежности результатов опыты по определению коэффициента эродируемости почвы следует проводить при больших скоростях, в 3–4 и более раз превышающих пороговую (критическую) величину. Вода, используемая в лотке, не должна содержать ни влекомых, ни взвешенных наносов,

так как они оказывают сильное влияние на скорость размыва почвы.

4. Согласно результатам измерения пульсаций скорости в лотках с гладким дном коэффициент a в первом логистическом блоке уравнения (1) отрыва частиц почвы водным потоком следует принимать равным 9 [10]. Для склоновых потоков, шероховатость которых складывается из шероховатости поверхности и шероховатости форм, этот коэффициент в среднем равен 4.

5. Для определения пороговой скорости эксперименты следует проводить в диапазоне скоростей, отвечающих условию $0.5u_{кр} \le u \le 1.5–2u_{кр}$. Цель этих экспериментов – построение графика зависимости интенсивности смыва от куба скорости потока, на котором бы достаточно уверенно определялась точка перегиба. Этой точке соответствует значение произведения логистических кривых уравнения смыва, равное 0.5. Далее, приравнивая первый логистический блок 0.7071 и решая полученное равенство относительно $u_{кр}$, определяется значение критической скорости. Затем, приравнивая второй логистический блок 0.7071 и решая полученное равенство относительно b, определяется его значение. Для монозернистых насыпных образцов почвы его можно принимать равным 4.5.

6. Принимая во внимание, что определение интенсивности смыва в области околопороговых значений скорости сопряжено с очень большими затратами времени и что погрешности в определении пороговой скорости не могут оказать существенного влияния на итоги расчета средних многолетних потерь почвы по гидрофизической модели эрозии, можно рекомендовать к использованию результаты определения размывающей скорости, полученные Кузнецовым [3], для различных почв (от подзолистых до сероземов).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Гендугов В.М., Кузнецов М.С., Халилов М.С., Ивануота А.А.* Новый подход к оценке эродирующего действия потока на почву // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 17, почвоведение. 1997. № 2. С. 37–41.
2. *Гмурман В.Е.* Теория вероятностей и математическая статистика. М.: Высш. шк., 1998. 479 с.
3. *Кузнецов М.С.* Понятие “противоэрозионная стойкость почв” и классификация почв по противоэрозионной стойкости // Эрозия почв и русловые процессы. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1981. Вып. 8. С. 54–66.
4. *Кузнецов М.С., Глазунов Г.П.* Эрозия почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1985. 179 с.
5. *Ларионов Г.А., Добровольская Н.Г., Краснов С.Ф., Лю Б.Ю.* Новое уравнение фактора рельефа для статистических моделей водной эрозии // Почвоведение. 2003. № 10. С. 1239–1247.
6. *Ларионов Г.А., Добровольская Н.Г., Кирюхина З.П., Литвин Л.Ф.* Влияние твердости донных наносов ложа потока на его эрозионную способность // Почвоведение. 2005. № 4. С. 494–498.
7. *Ларионов Г.А., Добровольская Н.Г., Кирюхина З.П., Литвин Л.Ф.* Влияние взвешенных наносов на смыв почвы // Маккавеевские чтения – 2005. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2006. С. 65–74.
8. *Ларионов Г.А., Краснов С.Ф.* Вероятностная модель размыва почв и связных грунтов // Почвоведение. 2000. № 2. С. 232–242.
9. *Ларионов Г.А., Краснов С.Ф.* Гидрофизическая концепция эрозии почв // Почвоведение. 1997. № 5. С. 616–624.
10. *Мирцхулава Ц.Е.* Размыв русел и методика оценки их устойчивости. М.: Колос, 1967. 179 с.
11. *Edwards W.M., Owens L.B.* Large storm effects on total soil erosion // J. of soil and water conservation. 1991. № 1. P. 75–78.
12. *Foster G.R., Lane L.J., Laflen J.M., Young R.F.* Estimation erosion and sediment yield on field size areas // Trans. ASAE. 1981. № 24. P. 17–21.
13. *Hairsine P.B., Rose C.W.* Modelling water erosion due to overland flow using physical principles: 1. Sheet flow // Water resources research. V. 28. 1992. № 2. P. 237–243.
14. *Nearing M.A., Bradford J.M., Parker S.C.* Soil detachment by shallow flow at low slopes // J. Soil science society of America. 1991. V. 55. № 2. P. 339–344.

ПОЧВОВЕДЕНИЕ, 2010, № 4, с. 495–504

ЭРОЗИЯ ПОЧВ

УДК 631.417.2

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ГРАНУЛОДЕНСИМЕТРИЧЕСКИХ ФРАКЦИЙ В ДЕРНОВО-ПОДЗОЛИСТЫХ ПОЧВАХ, ПОДВЕРЖЕННЫХ ПЛОСКОСТНОЙ ЭРОЗИИ*

© 2010 г. Л. С. Травникова, З. С. Артемьева, Н. П. Сорокина

Почвенный институт им. В.В. Докучаева РАСХН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7

Поступила в редакцию 24.12.2007 г.

На основе сопряженного изучения гумусового состояния почв (с помощью гранулоденсиметрического метода фракционирования), уровня содержания ила и состава глинистых минералов охарактеризованы закономерности формирования органо-минеральных профилей пахотных агродерново-подзолистых склоновых почв, расположенных в пределах различных поясов денудации и аккумуляции наносов. Показана перспективность использования органо-минеральных и минералогических показателей трансформации поверхностных горизонтов для повышения точности диагностики склоновых почв, выполняемой на основе традиционных характеристик.

ВВЕДЕНИЕ

Вопросы идентификации и точного учета эродированных почв на сегодняшний день особенно актуальны в связи с обострением экологических проблем. Ранее [3–6] показано, что особенности внутриландшафтной дифференциации пахотных земель Русской равнины проявляются в формировании эрозионных почвенных комбинаций с различным участием почв эрозионно-аккумулятивного ряда. При детальных исследованиях количественные градации таксономических выделов почв разной степени смытости, а также намытых, смыто-намытых почв устанавливаются с учетом региональных особенностей почвенного покрова. Показано, что надежность диагностики увеличивается при совместном использовании морфологических показателей и ряда аналитических характеристик.

Пространственное варьирование мощностей горизонтов (как на внутриландшафтном уровне, так и в пределах ареала одного типа почв) давно признано важным фактором, осложняющим диагностику смытых почв и побудившим к поискам статистических эталонов.

В настоящее время базой для изучения закономерностей пространственной изменчивости свойств почв в результате агрогенной трансформации почвенного покрова являются традиционные методы получения информации, включающие морфометрию, гранулометрию, химический анализ, анализ отражательной способности. Использование новых методологических подходов для оценки свойств почв и их взаимосвязи с внешними по отношению к ним факторами могло бы существенно обогатить информационную базу для этих исследований. В частности, такая возможность может быть реализована на основе представления о почве как органо-минеральной системе с последующим изучением ее составляющих с помощью гранулоденсиметрического [9, 10] и минералогического анализов.

Ранее такой подход был апробирован при изучении катенарных сопряжений агросерых и агродерново-подзолистых почв центра Русской равнины [1–3]. Показано, что развитие эрозии сопровождается дифференциацией почвенного профиля по содержанию и минералогическому составу ила, а также несвязанного и связанного с илом органического вещества (соответственно С лф и С ил). На основе этих материалов предложены дополнительные признаки трансформации склоновых агросерых почв разной степени эродированности [1].

Известно, что современные эрозионно-аккумулятивные процессы определяют динамичность почвенного покрова и пространственное разнообразие почвенных комбинаций. Подтверждено, что наибольшая вариабельность присуща поверхностным горизонтам, поскольку в распашку вовлекаются различные по вещественному составу слои. Эти почвы формируют зональные автоморфные, эрозионные и эрозионно-аккумулятивные семейства, выявленные при изучении структуры почвенного покрова этих объектов [3, 4].

В процессе исследования серых лесных почв показана целесообразность и эффективность такого подхода для изучения особенностей гумусонакопления на распаханных склонах. В результате исследования были предложены дополнительные индикационные показатели (глинисто-минерало-

* Работа выполнена при поддержке РФФИ; проекты 07-04-01334а и 08-04-01377а.

гические и органо-минеральные) серых лесных почв эрозионно-аккумулятивного ряда [1].

Целью настоящей работы является выявление особенностей преобразования подверженных эрозии дерново-подзолистых почв склонов южно-таежной подзоны Русской равнины с использованием закономерностей трансформации их органо-минеральных составляющих и данных по минералогическому составу ила.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Исследования проведены на агродерново-подзолистых почвах ключевого участка, заложенного в 1977 г. Н.П. Сорокиной на площади 1.2 га и описанного Козловским с соавт. [3]. Поле занимает северо-восточный склон моренного холма близ с. Ельдигино Пушкинского р-на Московской обл. Территория ключевого участка расположена в пределах Клинско-Дмитровской гряды. Относительная высота его над террасой р. Вяза не превышает 10 м. С поверхности залегает покровный суглинок мощностью 3 м, ниже он сменяется красно-бурой глинистой мореной.

Рельеф глубоко расчленен эрозионной долинно-балочной сетью. Микрорельеф характеризуется развитием эрозионных и западинных форм. Он является важной составляющей современной эрозионной сети, которая включает крупные ложбины, унаследованные от доледникового рельефа и образовавшиеся в голоцене в периоды активной эрозии (при снижении местных базисов эрозии), а также развитую сеть мелких ложбин, сформировавшихся после распашки. Формирование последних является одним из важнейших механизмов агрогенной трансформации почвенного покрова [4].

Изучаемая территория находится под пашней более 200 лет. Последние два десятилетия на поле выращивается картофель и кормовые культуры (кукуруза и подсолнечник). На участок регулярно вносятся органические удобрения (жидкий навоз, 50–100 т/га).

Основным компонентом современного почвенного покрова ключевого участка являются агродерново-подзолистые почвы при участии всего спектра почв эрозионно-аккумулятивного ряда и оглеенных почв. Несмотря на ограниченные размеры участка, почвы разнообразны. В морфологическом отношении здесь представлена целая гамма почв от полнопрофильных до редуцированных. Генетические горизонты достаточно разнообразны по форме, окраске, сложению и другим признакам. Велики и различия мощностей отдельных генетических горизонтов. Так, мощность гумусового профиля колеблется от 16 до 48 см, гор. A2B от 0 до 12 см, переходного от 0 до 35 см.

Козловским с соавт. [3] приведена подробная характеристика элементарных почвенных структур (**ЭПС**) почв участка. Гранулометрический состав характеризуется признаками, типичными для агродерново-подзолистых пахотных почв на покровных суглинках. Характерна двучленность профиля с преобладанием средних, реже – тяжелых пылеватых суглинков в верхней части и более тяжелого пылевато-суглинистого состава гор. B и породы. Признаки периодического оглеения встречаются в почвах любой из групп, однако преобладают в полнопрофильных и редки – среди эродированных.

Агродерново-подзолистые почвы составляют основной фон зональных ЭПС, которые формируются на выпуклых водораздельных гребнях и пологих приводораздельных склонах до 2° со слабовыраженным микрорельефом. В пределах полосы в несколько десятков метров с уклонами 2°–3° формируются “эрозионно-аккумулятивные ЭПС” с участием среднесмытых, смыто-намытых и намытых почв.

Образцы почв отбирали по трансекте, пересекающей элементарные почвенные структуры.

Для характеристики органо-минеральных профилей использовали две группы сопряженных показателей, характеризующих состояние органического вещества и уровень содержания глинистых минералов в составе ила.

Для изучения органического вещества почв использовали разработанный ранее гранулоденсиметрический метод [10] в модифицированном варианте. Предложенный метод обеспечивает выделение четырех качественно различных групп органо-минеральных составляющих почвы, концентрирующих основную массу органического вещества и тонкодисперсных минеральных компонентов почв.

В первую группу входят легкие фракции (**ЛФ**) плотностью <2 г/см^3. Органическое вещество этих фракций (С лф) не связано прочными химическими связями с глинистыми минералами. Оно включает 2 подгруппы дискретных частиц, находящихся на различных стадиях гумификации: слаборазложившиеся, неагрегированные (ЛФ св) и существенно гумифицированные (ЛФ агр), входящие в состав микроагрегатов. Вторая группа представлена органо-глинистыми комплексами с плотностью >2 г/см^3 и размером <1 мкм. Третья группа включает органическое вещество остатка после выделения первых двух. Она содержит трудноразлагаемые органические соединения, в том числе обозначаемые термином “гумин”.

Илистые фракции выделяли с помощью ультразвукового диспергатора УЗДН-2, ранее апробированного Шаймухаметовым с соавт. [9]. Использована выходная мощность генератора 180–200 В и частота излучения 22 кГц.

Таблица 1. Профильное распределение глинисто-минералогических показателей агродерново-подзолистых почв различных элементарных почвенных структур

Почва	Положение в рельефе	Горизонт	Глубина, см	Содержание ила, % от массы почвы	Минералы ила, % от суммы минералов	
					разбухающие	жесткие
Зональные ЭПС						
Несмытая, разр. 2	Плакор	A пах	0–26	16	15	85
		A2	26–36	15.5	18	82
		A2B	40–50	24	17	83
		B	70–90	29	Не опр.	
Эрозионные ЭПС						
Среднесмытая, разр. 1	Склон <3°	A пах	0–25	18.1	22	68
		Bt	25–33	33.1	31	69
			40–50	32.1	Не опр.	
			70–90	34.7	»	
Эрозионно-аккумулятивные ЭПС, денудационно-аккумулятивный пояс						
Слабонамытая, разр. 5	Склон, ~4°, микропонижение	A пах	0–20	15.5	22	78
		A'	20–34	13	23	77
		A_2B	34–48	23	18	82
		Bt	70–90	27	Не опр.	
Смыто-намытая, разр. 7	Нижняя часть склона, полузамкнутое плоское понижение	A пах	0–22	16	»	
		A пах g	22–34	15	»	
		Btg	34–50	31.5	»	
		Bg	70–90	30.5	»	
Намытая, разр. 13	Средняя часть склона, пологая ложбина	A пах	0–23	14.4	»	
		A пах g	23–46	14.9	»	
		A2B	46–51	16.4	»	
		Bt	70–90	34.5	»	

Легкие фракции выделяли с помощью бромоформ-этанольной смеси плотностью 2.0 и 1.8 г/см^3 после того, как из почвы после предварительного 15-минутного воздействия ультразвука на почвенную суспензию был удален ил. Массу фракций <1.8 г/см^3 с помощью сита с диаметром 50 мкм разделяли на две подгруппы: свободную (не входящую в состав микроагрегатов), размером >50 мкм (ЛФ св) и агрегированную, размером <50 мкм (ЛФ агр).

Как показано ранее [8], агрегированная фракция <50 мкм и илистые частицы входят в состав неустойчивых микроагрегатов, которые разрушаются при непродолжительном (5–15 мин) воздействии ультразвуком. Масса остатка представлена микроагрегатами, устойчивыми к непродолжительному воздействию ультразвука.

Состав глинистых минералов определен с помощью рентген-дифрактометрического анализа, выполненного в лаборатории геохимии и минералогии Института физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН (г. Пущино). Полуколичественный анализ основных глинистых минералов выполнен по методу Бискайя [11].

Общий углерод и углерод органо-минеральных фракций определяли методом мокрого сжигания по Тюрину в модификации Шаймухаметова, принятой в лаборатории физико-химии почв Почвенного института им. В.В. Докучаева, азот фракций – методом Кьельдаля также в модификации Шаймухаметова.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Характеристика состояния глинистого материала агродерново-подзолистых почв. Проанализировано 5 разрезов: разр. 2 – несмытая почва, разр.1 – среднесмытая; разр. 5, 7 – смыто-намытые и разр. 13 – намытая. Анализ табл. 1 показывает, что черты глинистого материала *полнопрофильной* (*несмытой*) почвы (разр. 2) типичны для южнотаежной подзоны Русской равнины. Илистая

фракция распределена по элювиально-иллювиальному типу. В ее составе абсолютно преобладают минералы с жесткой структурой (гидрослюды, каолиниты, хлориты). Количество разбухающей фазы в верхней части профиля колеблется в пределах 15–18% от суммы минералов и увеличивается до ~30% в его нижней части.

В *среднесмытой* (разр. 1) почве пахотный горизонт по сравнению с таковым полнопрофильной почвы характеризуется повышенными величинами содержания ила (18.1 против 16% соответственно) и количества разбухающей фазы в составе его глинистых минералов (22 против 15%, соответственно). Пахотный горизонт мощностью 25 см залегает непосредственно на гор. Bt (25–33 см), который содержит больше 30% минералов разбухающего типа. Большое содержание разбухающих минералов, начиная с гор. A пах (22% от суммы минералов ила), свидетельствует о выходе на поверхность нижележащих слоев, подтверждая морфологически установленный факт смыва.

В *намытой почв*е (разр. 13), расположенной в пологой ложбине средней части склона, глубина обедненных илом слоев почвы достигает максимальной величины – 50 см.

Для *смыто-намытых* почв эрозионно-аккумулятивных ЭПС характерно четкое разделение толщи на две части: верхнюю, облегченную, которая представлена мощным пахотным горизонтом (>30–32 см), и нижележащую, представляющую гор. Bt и обогащенную илистым материалом.

Разр. 7, расположенный в нижней части склона в полузамкнутом плоском понижении, характеризует *смыто-намытую оглеенную* почву. Мощный пахотный горизонт (0–34 см) сменяется непосредственно гор. Bt. Эта почва имеет контрастный характер распределения ила. Содержание его в верхней, облегченной, части профиля соответствует таковому автоморфной почвы. Облегченная по илу толща описываемой почвы сменяется текстурным горизонтом (Bt) с более высоким, чем в автоморфной почве (>30%), содержанием илистого материала.

Таким образом, профильное распределение разбухающих минералов можно рассматривать как индикатор эрозионно-аккумулятивных процессов, дополняющий морфологическую диагностику склоновых почв. Диагностическая роль разбухающих минералов показана ранее на примере катены в ареале серых лесных почв [1].

Учитывая сложный генезис и динамичность почв распаханных склонов, характеристику профильного распределения разбухающих минералов можно привлекать для улучшения диагностики почв в сомнительных случаях. В качестве примера рассмотрим разр. 5, расположенный в микропонижении склона крутизной ~4°. Морфологическое строение профиля и профильное распределение илистого материала аналогично таковому полнопрофильной почвы водораздела. Однако содержание разбухающих минералов в составе ила двух верхних горизонтов заметно выше, чем в несмытой почве, и достигает 22%. На этом основании сделано предположение о возможной регенерации профиля илистого материала в эрозионном цикле, которая сопровождается обогащением переотложенного материала разбухающими минералами в результате сепарации эрозионных наносов в процессе их перемещения по склону. Процесс отложения наиболее тонкодисперсных илистых частиц, по-видимому, обусловлен снижением скорости потока в пределах микропонижения, в котором расположена почва, что сопровождается осаждением более тонкодисперсного материала.

Закономерности аккумуляции и профильного распределения углерода основных органо-минеральных фракций. Общим свойством органопрофилей изученных почв является четкое деление их на две части: обогащенной и существенно обедненной органическим веществом (табл. 2). Это черта характерна для почв таежной зоны и, очевидно, связана с приуроченностью основной массы корней травянистых растений к поверхностным горизонтам.

Рассмотрим особенности состава и профильного распределения составляющих органического вещества *полноразвитой* почвы зональной ЭПС. Общее содержание углерода в пахотном горизонте составляет 1.37 и 1.05% – в нижележащем. Около 28% общей массы углерода поверхностного горизонта почвы представлено органическими остатками различной степени гумификации, входящими в состав ЛФ плотностью <2.0 г/см^3. Основная масса углерода этой фракции (~85%) включена в состав микроагрегатов (С агр) (табл. 3). На долю углерода, связанного с илистой фракцией, приходится ~40%, углерода остатка (С ост) – около 30% от общего количества углерода в слое 0–26 см почвы. Как указывалось выше, ЛФ и ил являются составляющими неустойчивых микроагрегатов. В соответствии с принятой интерпретацией результатов гранулоденсиметрического фракционирования, остаток почвы после выделения углерода ЛФ и легкодиспергируемого ила представляет собой устойчивые микроагрегаты. Таким образом, содержание углерода неустойчивых микроагрегатов зональной агродерново-подзолистой почвы составляет около 70, а устойчивых – около 30%. Преобладание доли углерода неустойчивых микроагрегатов в балансе углерода пахотных почв, как было установлено ранее (неопубликованные данные), характерно для пахотных горизонтов почв различного происхождения и локализации.

Таблица 2. Состав компонентов органического вещества агродерново-подзолистых почв различных ЭПС

Почва	Положение в рельефе	Горизонт	Глубина, см	С общ, %	С лф, % от массы		С ил, % от массы			С ост, % от массы		С лф/С ил*
					почвы	С общ	фракции	почвы	С общ	почвы	С общ	
Зональные ЭПС												
Несмытая, разр. 2	Плакор	A пах	0–26	1.37	0.38	27.7	3.47	0.56	40.9	0.43	31.4	40/60
			26–30	1.05	0.22	20.9	3.21	0.50	47.6	0.33	31.4	30/70
		A2B	40–50	0.23	Не опр.		0.7	0.17	73.9	0.06	26.1	
		B	70–90	0.17	»		0.54	0.16	94.1	0.01	5.9	
Эрозионные ЭПС												
Среднесмытая, разр. 1	Склон <3°	A пах	0–25	1.04	0.21	20.48	2.8	0.51	49	0.32	30.8	50/50
		Bt	25–33	0.31	Не опр.		0.8	0.27	87.1	0.04	12.9	
			40–50	0.23	»		0.6	0.19	82.6	0.04	17.4	
			70–90	0.18	»		0.5	0.17	94.4	0.01	5.6	
Эрозионно-аккумулятивные ЭПС												
Смыто-слабонамытая, разр. 5**	Склон ~4°, микропонижение	A пах	0–34	1.05	0.26	24.8	2.89	0.41	39	0.38	36.2	40/60
		A2B	34–48	0.27	Не опр.		0.86	0.20	74.1	0.07	25.9	
Смыто-намытая, разр. 7	Нижняя часть склона, полузамкнутое плоское понижение	A пах	0–22	1.49	0.35	23.5	3.64	0.59	39.6	0.55	36.9	35/65
		A пах g	22–32	1.45	0.39	26.9	3.61	0.54	37.2	0.52	35.1	40/60
		Btg	40–50	0.31	Не опр.		0.59	0.19	63.3	0.12	38.7	
Намытая, разр. 13	Средняя часть склона, пологая ложбина	A пах	0–23	2	0.75	37.5	3.98	0.57	28.5	0.68	34	55/45
		A'	29–46	1.73	0.60	34.7	3.56	0.53	30.6	0.6	34.7	55/45
		A2B	46–61	0.93	0.20	21.5	2.51	0.41	44.1	0.32	34.4	35/65
		Bt	70–90	0.19	Не опр.		0.54	0.19	100	Не опр.		

* Соотношение между С лф и С ил представлено в процентах от суммы этих фракций.

** Для анализа органического вещества поверхностных горизонтов из разр. 5 использован смешанный образец (А пах + А подп).

Таблица 3. Масса и долевое участие свободной и агрегированной подфракций в составе легких фракций почв

Почва, разрез	Положение в рельефе	Горизонт	Глубина, см	Масса углерода ЛФ с плотностью <2 г/см, % от С общ*		
				свободных	агрегированных	сумма
Зональные ЭПС						
Несмытая, разр. 2	Плакор	A пах	0–26	4.38 (16)	23.36 (84)	27.74
			26–36	2.86 (14)	18.09 (86)	20.95
Эрозионные ЭПС						
Смыто-намытая, разр. 1	Склон <3°	A пах	0–28	0.29 (2)	20.2 (98)	20.48
Эрозионно-аккумулятивные ЭПС						
Слабонамытая, разр. 5	Склон ~4°, микропонижение	A пах	0–20	4.76 (22)	20.0 (78)	24.7
Смыто-намытая, разр. 7	Нижняя часть склона, полузамкнутое плоское понижение		0–22	4.88 (21)	18.6 (79)	23.5
		A пах g	22–32	5.84 (22)	21.1 (78)	26.9
Намытая, разр. 13	Средняя часть склона, пологая ложбина	A пах	0–23	5.5 (15)	32 (85)	37.5
		A1	29–46	4.62 (13)	30.1 (87)	34.7
		A2B	46–50	1.08 (5)	20.43 (95)	21.5

* В скобках указаны доли подфракций в процентах от количества углерода ЛФ.

Сравнение полученных данных со среднестатистическим распределением органо-минеральных показателей для зональных агродерново-подзолистых почв таежной зоны Русской равнины выявило обогащение пахотного горизонта изученной почвы углеродом, что связано с внесением высоких доз навоза.

Примечательно, что концентрация углерода в гор. A2B соответствует его содержанию в целинных почвах (0.27–0.52%). Это свидетельствует об отсутствии вертикальной миграции органических соединений, обусловленной внесением в почвы высоких доз навоза. Ограниченная глубина воздействия высоких доз навоза, по-видимому, свидетельствует о преобладании латеральной миграции растворимого органического вещества над вертикальной [3].

Пахотный горизонт *среднесмытой* почвы (разр. 1) характеризуется признаками, существенно отличающими его от аналогичного горизонта зональной почвы. Такими признаками являются: небольшое содержание общего содержания углерода (1.04% от массы почвы), а также количества ЛФ (0.21% от массы почвы) и ее долевого участия в составе ОВ этого горизонта (~21% от массы почвы). Вместе с тем, доля углерода, связанного с илом, существенно выше, чем в поверхностном горизонте несмытой почвы и составляет 49% от С общ. В то же время описанные свойства этой почвы соответствуют свойствам гор. A2 зональной почвы. Это указывает на то, что смыт поверхностный горизонт, что подтверждает и соотношение углерода в составе легкой и илистой фракций (С лф/С ил).

Показатели гумусового состояния *смыто-намытой* оглеенной почвы, расположенной в полузамкнутом плоском понижении нижней части склона (разр. 7), близки показателям, свойственным почве, сформированной в условиях плакора. Однако, в отличие от последней, общий уровень содержания углерода, в том числе его содержание в составе отдельных фракций пахотного и нижележащего слоев, несколько выше. Содержание С общ составляет 1.49–1.45% против 1.37–1.05% в полнопрофильной почве. Практически равномерное распределение общего углерода между поверхностным и нижележащим горизонтами является аналитическим доказательством участия процессов массопереноса в формировании этой почвы. Еще более красноречиво об этом свидетельствует аномальный характер распределения С лф между горизонтами. Так, количество С лф в слое 0–22 см составляет 0.35, а в слое 22–32 см – 0.39% от массы фракции. Максимум содержания углерода ЛФ равен соответственно 23.5 и 26.9% от общего.

По сравнению со среднесмытой почвой отмечено увеличение уровня накопления углерода остатка (0.55 против 0.32% от массы почвы), соответственно, доли С ост в общем уровне накопления углерода в почве (~37% против 31% от С общ), а также уменьшение долевого участия углерода, ак-

кумулированного органо-глинистым компонентом почвы (~40% против 49%).

Описанные черты гумусового профиля почвы в совокупности с подстиланием гор. А слоем, существенно обогащенным илистой фракцией (~32 против ~15%), являются признаком преобладания процессов переотложения материала верхней части профиля, исходно сформированного в условиях водораздела. Несколько повышенное в этой почве (по сравнению с почвой плакора) общее содержание углерода, по-видимому, связано с местоположением этой почвы, определяющим дополнительный приток влаги.

Смыто-слабонамытая почва (разр. 5) отличается минимальным среди изученных склоновых почв общим уровнем накопления органического вещества в верхних горизонтах. Отмеченная особенность определяется небольшим содержанием углерода в составе ЛФ (0.26% от массы почвы) и низкой концентрацией его в составе ила (~2.9%). Последнее связано с повышенной (>20%) концентрацией в нем разбухающего компонента (табл. 1). Оба показателя, судя по данным, полученным ранее для серых почв [1], сближают эту почву со смытыми разностями. От смыто-намытой почвы (разр. 7) ее отличает более низкий уровень накопления углерода ЛФ (0.26 против 0.35% от массы почвы) и углерода остатка (0.38% против 0.55 от массы почвы). Однако долевое распределение углерода различных органо-минеральных фракций аналогично таковому в смыто-намытой почве (разр. 7), что подтверждает корректность диагностики этой почвы.

Намытая почва (разр. 13), расположенная в пологой ложбине средней части склона, отличается максимальным содержанием общего углерода и мощностью обогащенного гумусом профиля. Характерной чертой компонентного состава органического вещества этой почвы является высокий уровень накопления углерода в составе ЛФ, вдвое превышающий его содержание в аналогичной фракции автоморфной почвы. Ее отличает также бóльшая (50 см), чем в смыто-намытых разностях, мощность слоя, в составе которого обнаруживается углерод ЛФ. Спецификой этой почвы является и высокий уровень концентрации углерода в составе илистой фракции, выделенной из двух верхних горизонтов.

Общий уровень содержания углерода в поверхностных горизонтах намытой почвы достигает 1.73–2.0% (в полнопрофильной почве он составляет 1.05–1.37%). Количество С лф вдвое превышает его содержание в аналогичной фракции автоморфной почвы: 0.6–0.75 против 0.22–0.38% от массы почвы соответственно). Количество углерода в составе ила для двух верхних горизонтов намытой почвы колеблется в узких пределах (0.53–0.57% от массы почвы), что соответствует данным для полнопрофильной почвы. Доля С лф в общем уровне накопления углерода в поверхностных горизонтах анализируемых почв составляет 35–37% от С общ, углерода илистых фракций – 28–31%, углерода остатка – 34–35%.

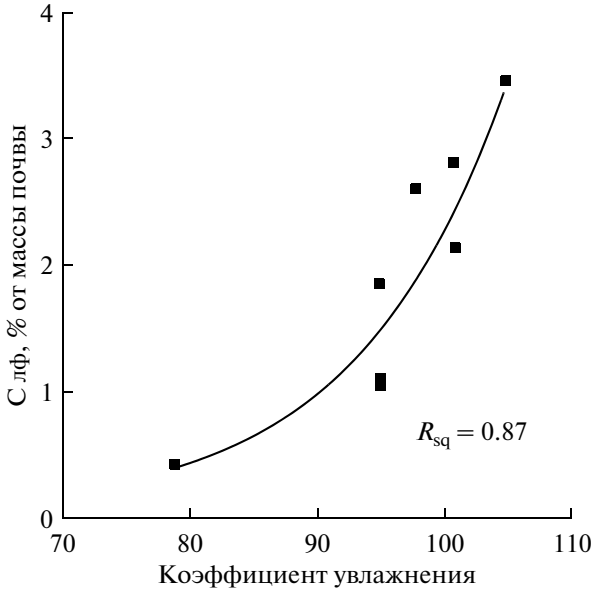


Рис. 1. Зависимость между концентрацией углерода ЛФ почв естественных ценозов от коэффициента увлажнения.

Следует более подробно остановиться на двух характеристиках гумусового состояния намытой почвы: повышенном уровне аккумуляции углерода ЛФ и концентрации его в составе ила. Эти черты, хотя и в меньшей степени, проявляются также в смыто-намытой почве нижней части склона (разр. 7). Опыт исследования органо-минеральных фракций показывает, что накопление углерода в составе ЛФ и ила сверх уровня, свойственного автоморфным почвам, наблюдается в условиях выраженного гидроморфизма. Первую зависимость отражает график, построенный для почв естественных ценозов (рис. 1). Он дает основание объяснить наблюдаемое явление повышенной влагообеспеченностью почв, расположенных в полузамкнутом плоском понижении склона (разр. 7) и пологой ложбине (разр. 13). Влияние этого фактора проявляется также в более высоком уровне накопления в них массы неагрегированной ЛФ: 4.6–5.8% против 4.4% в автоморфной почве (табл. 3).

Приведенные данные свидетельствуют о своеобразии органопрофилей склоновых почв, что наглядно иллюстрируют диаграммы, изображенные на рис. 2.

На основании результатов катенарных исследований агродерново-подзолистых и ранее изученных агросерых почв [1] отобраны информа-

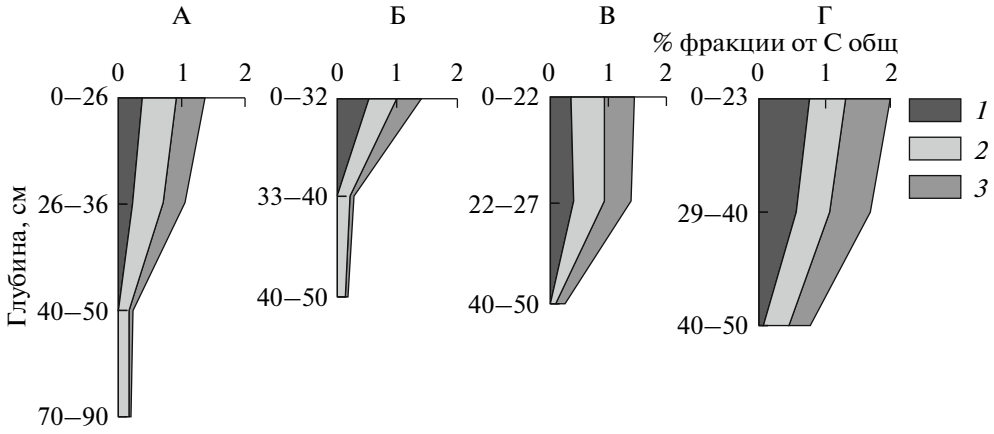


Рис. 2. Распределение различных категорий органического вещества (*1* – ЛФ; *2* – ил; *3* – остаток) по профилю агродерново-подзолистых почв разной степени смытости (А – несмытой; Б – смытой; В – смыто-намытой; Г – намытой).

тивные признаки, характеризующие трансформационные преобразования поверхностных горизонтов в процессе водной эрозии. Наиболее значимыми являются 4 величины: содержание и минералогический состав ила, концентрация углерода этой фракции и соотношение углерода легкой и илистой фракций в составе неустойчивых микроагрегатов, выраженное в форме их долевого участия.

В табл. 4 представлено варьирование этих показателей в пределах четырех категорий почв эрозионного цикла: несмытых, смытых, смыто-намытых и намытых.

Характер распределения показателей свидетельствует о том, что в процессе эрозии в пахотных горизонтах нарушается соотношение содержания углерода двух основных фракций органического вещества (С лф и С ил), составляющих неустойчивые

Таблица 4. Индикационные признаки трансформации поверхностных горизонтов эродированных агродерново-подзолистых и агросерых почв

Почва	Минералогические показатели		Показатели состояния органического вещества			
	ил, % от массы почвы	смектиты, % от суммы минералов ила	С ил, % от массы фракции	С лф, % от С общ	С лф/С ил*	С неуст/С уст, % от С общ**
			Несмытые			
Агродерново-подзолистые	16	15	3.5	28	40/60	70/30
Агросерая	17	10	6.0	32	40/60	70/30
			Слабосмытые			
Агросерая	26	22	2.5	25	30/70	75/25
			Среднесмытые			
Агродерново-подзолистые	18	22	2.8	20	30/70	70/30
Агросерая	31	26	2.7	20	25/75	80/20
			Смыто-намытые			
Агродерново-подзолистые	16	22	3.3	25	40/60	65/35
Агросерая	19	13	4.3	30	40/60	70/30
			Намытые			
Агродерново-подзолистая	14	Не опр.	4.0	38	55/45	65/35

* Соотношение между С лф и С ил, % от суммы этих фракций.

** Соотношение между неустойчивыми и устойчивыми микроагрегатами.

микроагрегаты. В автоморфных почвах это соотношение, выраженное в процентах от суммы углерода этих фракций, составляет 40 к 60%. В слабо- и среднесмытых почвах оно изменяется в сторону уменьшения долевого участия органических остатков (С лф) до 30–25%. В смыто-намытых разностях это соотношение восстанавливается до уровня, характерного для автоморфных почв (40/60). В намытых почвах резко увеличивается доля углерода ЛФ, что сопровождается кардинальным изменением долевого участия двух основных фракций органического вещества в составе неустойчивых микроагрегатов. В двух верхних горизонтах намытой почвы соотношение между этими фракциями изменяется на прямо противоположное тому, которое свойственно зональной почве, и достигает 55/45.

Отмеченные закономерности изменения показателей состояния органического вещества свидетельствуют о возможности их использования для более детального анализа процессов экзогенеза. В пользу этого говорит также тот факт, что с их помощью в пределах области денудационно-аккумулятивного цикла можно выделить разности смыто-намытых почв, различающиеся степенью выраженности процессов денудации и аккумуляции наносов (разр. 5 и 7).

При анализе закономерностей формирования гумусового состояния поверхностных горизонтов склоновых почв исходили из следующего. Как было показано ранее [1], уровень гумусированности илистых частиц текстурных горизонтов серых почв автоморфного ряда находится в пределах 0.9–1.7% (в среднем 1.1%). Эти величины характеризуют исходную степень гумусированности выходящих в процессе эрозии на дневную поверхность слоев смытых почв. В процессе их окультуривания концентрация углерода в составе илистой фракции пахотного горизонта увеличивается, достигая 2.3–2.8% (в среднем 2.5%), то есть почти вдвое. Однако она не дотягивает до уровня, характерного для соответствующей фракции автоморфных почв, и в то же время не превышает концентрации, обусловленной минералогическим составом ила.

Масса углерода ЛФ смытых почв также не достигает уровня, характерного для почв зонального ряда, что связано с их низкой продуктивностью, которая лимитируется неблагоприятными физическими свойствами.

Уровень накопления органического вещества в поверхностных горизонтах смыто-намытых и намытых почв формируется главным образом за счет эрозионного перераспределения материала соответствующих горизонтов автоморфных почв (органическое вещество аллохтонного происхождения). Однако вполне вероятно предположение, что в условиях выраженного гидроморфизма на фоне преимущественного накопления органического вещества денудационных наносов протекали и процессы его новообразования вследствие повышенного уровня накопления органического опада и, вероятно, более интенсивной микробиологической активности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Оценка гумусового состояния почв с помощью их гранулоденсиметрического фракционирования и детальное рассмотрение минералогии илистого материала позволили охарактеризовать и объяснить особенности гумусового состояния агродерново-подзолистых и агросерых склоновых почв, расположенных в пределах различных поясов денудации и аккумуляции эрозионных наносов. На основе полученного материала выявлены информативные признаки трансформации эродированных агродерново-подзолистых и серых почв, которые в перспективе могут быть использованы для повышения надежности диагностики и уточнения ареалов эродированных почв.

Подтверждена установленная ранее закономерность, отражающая тот факт, что уровень аккумуляции массы и углерода ЛФ в почвах автономных позиций регулируется их гранулометрическим составом и увеличивается с его утяжелением. Подтверждена также зависимость концентрации углерода в илистой фракции от состава глинистых минералов.

Установлено, что формирование уровня содержания органического вещества склоновых почв не ограничивается процессами его перераспределения вместе с массой поверхностных горизонтов автоморфных почв. Обобщение материалов исследования агродерново-подзолистых и агросерых лесных почв дает основание для заключения, что разнообразие органопрофилей склоновых почв определяется различием процессов, участвующих в их формировании, и регулирующих их факторов.

Концентрация углерода в илистой фракции поверхностных горизонтов почв, как было показано ранее [7], находится в обратной зависимости от содержания минералов смектитового типа, количество которых увеличивается вниз по профилю. Поэтому в области преимущественной денудации на поверхность выходят слои, илистая фракция которых в той или иной мере (в зависимости от мощности смытого слоя) обогащена минералами смектитового типа и, соответственно, обеднена углеродом.

Область денудации–аккумуляции характеризуется многообразием процессов, формирующих смыто-намытые и намытые почвы. В основе формирования органопрофилей этих почв лежат процессы перераспределения материала гумусово-

аккумулятивных горизонтов автоморфных почв. Однако эти процессы могут сопровождаться сепарацией наносов в процессе их перемещения по склону, что приводит к обогащению их наиболее тонкодисперсными (илистыми) частицами с высоким содержанием смектитового компонента. Это, в свою очередь, обусловливает пониженный (по сравнению с почвами автоморфных позиций) уровень содержания углерода в составе ила и, соответственно, почвы в целом. В условиях выраженного гидроморфизма, напротив, накапливается дополнительное (сверх уровня, обусловленного минералогическим составом) количество углерода в илистой фракции смыто-намытых и намытых почв. В намытых почвах одновременно увеличивается масса углерода в составе ЛФ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Артемьева З.С., Травникова Л.С.* Изменение характеристик органического вещества и глинистых минералов серых почв в процессе агропедогенеза // Почвоведение. 2006. № 1. С. 96–107.
2. *Булгаков Д.С., Травникова Л.С., Чижикова Н.П.* Рентген-дифрактометрический метод исследования смытости пахотных почв // Вест. с.-х. науки. 1973. № 12.С.93–98.
3. *Козловский Ф.И., Сорокина Н.П., Травникова Л.С.* Агрогенная динамика почв микрорельефа склонов в Подмосковье // Генезис, география и картография почв. Научн. тр. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. М., 2000. С. 119–151.
4. *Сорокина Н.П.* Принципы типизации почвенных комбинаций при изучении агрогенных изменений почвенного покрова // Почвоведение. 2005. № 12. С. 1477–88.
5. *Сорокина Н.П.* Региональная модель почвенно-ландшафтных связей (на примере Клинско-Дмитровской гряды) // Почвоведение. 1998. № 4. С. 389–398.
6. *Сорокина Н.П.* Статистический метод оценки смытости на примере типичных черноземов // Почвоведение. 1966. № 2. С. 91–96.
7. *Травникова Л.С.* Закономерности гумусонакопления: новые данные и их интерпретация // Почвоведение. 2002. № 7. С. 832–843.
8. *Травникова Л.С., Рыжова И.М., Силева Т.М., Бурякова Ю.В.* Исследование органического вещества черноземов Приволжской лесостепи методами физического фракционирования // Почвоведение. 2005. № 4. С. 430–437.
9. *Шаймухаметов М.Ш., Девятых В.А., Коржуева Е.А.* Об эффективности ультразвукового диспергирования почв // Физико-химические аспекты плодородия. Науч. тр. Почв. ин-та им. В.В. Докучаева. М., 1985. С. 22–28.
10. *Шаймухаметов М.Ш., Травникова Л.С.* Способ извлечения из почвы поглощающего комплекса. Авт. свид. № 1185238. Госком СССР по делам изобретений и открытий. Заявка № 3732977. Приоритет изобр. 30.03.1984.
11. *Biscaye P.E.* Distinction between kaolinite and chlorite in recent sediments by X-ray diffraction // Amer. Min. V. 49. 1964. С. 43–55.

ПОЧВОВЕДЕНИЕ, 2010, № 4, с. 505–507

РЕЦЕНЗИИ

УДК 631.4

КНИГА ОБ ОДНОЙ ИЗ ГЛАВНЫХ ЭКОЛОГИЧЕСКИХ ФУНКЦИЙ ПОЧВ*

© 2010 г. А. И. Поздняков

Факультет почвоведения МГУ им. М.В. Ломоносова, 119991, Москва, Ленинские горы

Поступила в редакцию 26.08.2009 г.

Книга И.И. Судницына и И.З. Каманиной "Экологическая гидрофизика почв" посвящена одной из самых главных экологических функций почв – снабжению растений и других почвенных организмов водой. Термодинамика почвенной влаги, роль ее энергетического состояния при поступлении в растения и передвижение в почве – главное содержание этого научного направления. В книге раскрыты основные аспекты экологической гидрофизики: влияние таких гидрофизических свойств почв, как энергетическое состояние почвенной влаги и влагопроводность почв на доступность почвенной влаги живым организмам.

Это направление И.И. Судницын разрабатывает более 50 лет, начиная со статьи "Влияние функциональных свойств почвенной влаги на интенсивность поглощения ее древесными породами" в журнале "Почвоведение" (1958, № 11). В статье впервые было экспериментально доказано, что закон Дарси применим не только к фильтрации, но и к процессу притока почвенной влаги к корням растений: его скорость оказалась пропорциональна произведению коэффициента влагопроводности почв и градиента полного давления почвенной влаги.

Проблеме усвоения почвенной влаги растениями и до этого момента были посвящены десятки монографий и сотни статей во всем мире. Однако если физиологи растений уже умели измерять энергетическое состояние влаги в растениях ("сосущую силу" и осмотическое давление), то почвоведы определяли лишь концентрацию влаги в почве, находящуюся в довольно сложной зависимости от ее энергетического состояния ("давления"). Термодинамический подход, осуществленный И.И. Судницыным, позволил "состыковать" и объединить в единую систему результаты исследований водопотребления растений почвоведами и физиологами растений. Эта единая система (почвенная влага–вода в растениях–водяной пар в атмосфере) стала методологическим фундаментом нового научного направления – "экологической гидрофизики почв".

За последующие полвека профессор И.И. Судницын и его ученики (профессора Е.В. Шеин, Н.А. Муромцев, кандидат биологических наук М.Е. Гинзбург и другие сотрудники, аспиранты и студенты кафедры физики и мелиорации почв факультета почвоведения МГУ им. М.В. Ломоносова) продолжали активно развивать это направление. Полученные результаты обобщены в монографиях И.И. Судницына ("Закономерности передвижения почвенной влаги", 1964; "Новые методы оценки водно-физических свойств почв и влагообеспеченности леса", 1966; "Движение почвенной влаги и водопотребление растений", 1979) и в книге профессора Е.В. Шеина "Курс физики почв" (2005), где этому направлению посвящен раздел "Движение влаги в системе почва–растение–атмосфера".

Очередным этапом развития этого направления стал рецензируемый в данной статье труд И.И. Судницына и И.З. Каманиной. Он рекомендован учебно-методическим управлением по классическому университетскому образованию как учебное пособие для студентов. Книга состоит из четырех глав.

В главе 1 ("Гидрофизические свойства почв и методы их определения") даны основные теоретические представления о гидрофизических свойствах почв и описаны гидравлические, криоскопические и гигроскопические методы определения полного и капиллярного давления почвенной влаги, многие из которых оригинальны и защищены свидетельствами об изобретениях. Глава содержит 49 математических уравнений. Важным для читателя следует считать обсуждение точности определения полного потенциала (давления) почвенной влаги и его составляющих потенциалов. Авторы еще раз показывают, что, как говорил профессор МГУ Е.П. Троицкий: "излишняя точность свидетельствует о неграмотности аналитика".

Глава 2 посвящена механизмам связи воды почвой. В ней обсуждается важная роль обменных катионов в гидратации почв. Хорошо показана история изучения взаимодействия воды с твердой фазой почвы. Уделено большое внимание оценке влияния обменных катионов на подвижность почвенной влаги и ее доступность растениям. Предлагаются формулы для оценки связи раз-

* *Судницын И.И. и Каманина И.З.* Экологическая гидрофизика почв. Дубна, 2008. 182 с.

ных катионов с почвенной водой. С точки зрения гипотезы о почвенной матрице эта связь чрезвычайно важна для анализа разнокачественности активных центров матрицы.

В главе 3 ("Анализ некоторых видов передвижения почвенной влаги") рассмотрены процессы передвижения почвенной влаги, как установившиеся (фильтрация, пленочно-капиллярное просачивание и восходящий поток), так и неустановившиеся (впитывание воды с поверхности почвы, подъем ее в почву из грунтов, рассасывание впитавшейся влаги в нижележащие сухие горизонты и испарение с поверхности почвы). Для адекватного описания этих сложных процессов были использованы 55 математических уравнений (в том числе дифференциальных и интегральных), помогающих более полно понять физическую природу движения влаги в почвах в естественных и производственных условиях, прогнозировать скорость движения почвенных растворов и тем предупреждать об опасности возникновения экстремальных экологических ситуаций (вторичное засоление почв при орошении, их пересушка при слишком глубоком дренировании, преждевременное истощение запасов влаги, доступной растениям и микроорганизмам). Важным разделом главы является анализ испарения воды из почвы и его роль в установлении равновесия в системе почва–вода–атмосфера.

Глава 4 посвящена проблемам потребления почвенной влаги растениями. В качестве критерия доступности влаги была использована относительная транспирация растений, равная отношению фактической транспирации к потенциальной (то есть максимально возможной при данных метеорологических условиях). На базе основных теоретических представлений проанализировано влияние видовых генетических особенностей растений (гигрофитов, мезофитов и ксерофитов), коэффициента влагопроводности почв, концентрации корневых систем в почве, фаз и условий развития растений, физических свойств почв и метеорологических условий на характер зависимости относительной транспирации растений от давления почвенной влаги. Знание этой зависимости позволило построить модель потребления растениями почвенной влаги, дающую возможность прогнозировать этот процесс.

В последней части этой главы авторам удалось (используя давление почвенной влаги в качестве критерия ее доступности растениям) выявить характерные особенности водного режима почв различных природных зон. Приведены данные по термодинамике почвенной влаги основных зональных почв СНГ (от дерново-подзолистых до сероземов пустынь Средней Азии). Получены достоверные математические зависимости максимального, минимального и среднего (за вегетационный период) давления почвенной влаги (средневзвешенного по почвенному профилю мощностью 1–1.5 м) от индекса увлажненности климата, равного отношению осадков к испаряемости. Знание этих зависимостей существенно повышает достоверность прогнозов влагообеспеченности растений и увеличивает точность определения сроков и норм их полива.

Для более полного представления о содержании книги следует вернуться к главе 2 ("О механизмах "связывания" воды в почвах"). В ней предлагается ответ на вопрос, важный для понимания природы основных гидрофизических свойств почв, поставленный А.А. Роде в "Основах учения о почвенной влаге". Анализируя результаты многочисленных исследований, он пришел к выводу, что доля теплоты гидратации обменных катионов в общей величине теплоты смачивания почвенных коллоидов может быть различной, в зависимости от природы обменного катиона и от природы самих коллоидов. Подвергнув математическому анализу большое количество экспериментальных данных, содержащихся в монографии А.А. Роде, авторы нашли тесные корреляционные связи между различными свойствами почв (полным и капиллярным давлением влаги, количеством связанной воды, емкостью катионного обмена, теплотой гидратации обменных катионов и смачивания почв). Они пришли к выводу о превалирующем влиянии обменных катионов в процессе связывания влаги в почвах, обогащенных глинистыми минералами (из групп монтмориллонита и гидрослюд). Выявленные ими тесные корреляционные связи между фундаментальными свойствами химических элементов (теплотой гидратации катионов металлов, их потенциалами ионизации, электродными потенциалами и строением электронных оболочек атомов) подтверждают необходимость учета фундаментальных физических и химических характеристик веществ и элементов для понимания природы основных гидрофизических свойств почв.

Таким образом, в книге подробно и с единых термодинамических позиций проанализированы основные гидрофизические свойства почв, главные виды движения влаги в почвах, динамика давления влаги в почвенном профиле основных природных зон при различных начальных и граничных условиях, закономерности потребления почвенной влаги растениями. Это позволило превратить экологическую гидрофизику почв из эмпирической научной дисциплины в экспериментально-теоретическую. Авторы вплотную подошли к построению алгоритмов прогностических расчетов водного режима почв и динамики влагообеспеченности естественной и культурной растительности.

Можно заключить, что рецензируемый труд будет несомненно полезен не только студентам,

но и специалистам в области почвоведения, экологии, гидрологии, сельского и лесного хозяйства. Поэтому к нему вполне можно отнести оценку, данную ректором МГУ академиком РАН В.А. Садовничим университетским учебникам: “Высокий уровень образования, которое дает Московский университет, в первую очередь обеспечивается высоким уровнем написанных выдающимися учеными и педагогами учебников и учебных пособий, в которых сочетаются как глубина, так и доступность излагаемого материала. В этих книгах аккумулируется бесценный опыт методики и методологии образования, который становится достоянием не только Московского университета, но и других университетов России и всего мира. Издание университетских учебников наглядно демонстрирует тот вклад, который вносит Московский университет в классическое университетское образование в нашей стране и, несомненно, служит его развитию”.

ПОЧВОВЕДЕНИЕ, 2010, № 4, с. 508–510

РЕЦЕНЗИИ

УДК 631.4

ПОЧВА В СОВРЕМЕННОМ ВИДЕ*

© 2010 г. И. И. Судницын

Факультет почвоведения МГУ им. М.В. Ломоносова, 119991, Москва, Ленинские горы

Поступила в редакцию 06.07.2009 г.

"Есть в почве свойство, которое мы никак не уловим, но благодаря ему она является фундаментом биосферы, в том числе и человеческого общества" – этими интригующими словами заканчивается одна из самых оригинальных книг, написанных почвоведами. Называется она "Почва в современном мире", а создал ее коллектив авторов (Т.А. Зубкова, Н.О. Ковалева, И.В. Ковалев, Ю.Н. Ашинов), возглавляемый Л.О. Карпачевским. В подзаголовке книги сказано, что это – "опыт популярного изложения вопросов современного почвоведения". Однако "популярна" она лишь по ясности и доступности изложения; по сложности же поднятых в ней проблем она значительно превосходит многие "непопулярные" монографии. В ней на самом высоком профессиональном уровне обсуждаются многие важнейшие и наиболее дискуссионные проблемы современного почвоведения, и не только почвоведения. Одна из таких проблем – "*теории происхождения жизни*" – обсуждается в начале книги. На первый взгляд может показаться, что эта проблема выходит далеко за рамки почвоведения, однако, в соответствии с докучаевским определением, почвы – функции живых организмов, поэтому возникновение почв – прямое следствие возникновения жизни на Земле. Авторы пролонгировали эту идею и предложили гипотезу, что жизнь и почва возникли одновременно и взаимосвязанно. Напоминая, что "большинство существующих гипотез происхождения жизни предусматривает образование органических растворов, в которых разные органические вещества, встречаясь, образуют более сложные соединения, комплексы, полимеры, гиперциклы...", авторы предположили, что "большое преимущество должны были иметь те гиперциклы, которые закрепились на минеральных коллоидах. Другие органические соединения, в том числе нужные им, "проплывали мимо", и гиперциклы могли их поглощать, присоединять полностью или частично, достраивая свое "тело" или воспроизводя аналогичную молекулу гиперцикла". Так, по мнению авторов, "развитие гиперциклов превратило предпочву в протопочву и могло одновременно привести к возникновению жизни и биосферы в современном понимании этих терминов".

Проблема происхождения жизни на Земле (а, значит, и почв) далеко выходит за рамки чисто "технических" проблем. Она носит мировоззренческий характер и поэтому заслуживает детального обсуждения. Гипотеза, предложенная авторами, несомненно, оригинальна и остроумна, однако некоторые ее аспекты нуждаются в уточнениях. Так, в частности, размеры коллоидных частиц не превышают 100 нм; следовательно, площадь поверхности одной частицы (даже если она имеет форму пластинки, как, например, глинистые минералы) не больше 2×10^4 нм^2. Поскольку площадь "поперечного сечения" большинства биогенных атомов не превышает 1 нм^2, то на поверхности одной частицы могут уместиться не более 2×10^4 атомов, в то время как даже самые маленькие молекулы ДНК (без которых жизнь невозможна) построены из миллиардов (10^9) атомов. Поэтому для "выстраивания" молекулы ДНК к каждому атому, адсорбированному на поверхности коллоидной частицы, должна "пристроиться" цепочка из 10^5 (то есть сотен тысяч) атомов, причем самых разных. Поскольку молекулы ДНК представляют собой чрезвычайно длинные цепочки атомов углерода, формирующие "спирали, свернутые в плотные клубки", все эти сотни тысяч атомов должны образовать структуру, в миллионы раз более сложную, чем структура даже самых сложных кристаллов глинистых минералов. Поэтому возможность самопроизвольной "сборки" молекул ДНК на очень простых "подложках" глинистых минералов в высшей степени маловероятна.

Кроме того, молекулы ДНК концентрируют в себе огромный запас потенциальной энергии (в форме химических связей), а, как следует из второго закона термодинамики, все спонтанные (самопроизвольные) процессы могут идти только в направлении уменьшения концентрации этой энергии. Поэтому термодинамическая вероятность спонтанного образования молекул ДНК (даже на частицах минеральных коллоидов) тоже представляется ничтожно малой.

По-видимому, именно по этим причинам до сих пор ни один из многочисленных изощренных

* *Карпачевский Л.О., Зубкова Т.А., Ковалева Н.О., Ковалев И.В., Ашинов Ю.Н.* Почва в современном мире. Майкоп: Полиграф-ЮГ, 2008. 164 с.

и длительных экспериментов не привел к спонтанному образованию в “аминокислотных бульонах” молекул даже самых простейших белков, не говоря уж о РНК, а тем более – ДНК (их молекулы в миллионы раз огромнее и сложнее, чем молекулы этих белков). А если учесть, что редупликация ДНК может происходить только в живых клетках (которые еще в миллионы раз больше и сложнее, чем ДНК), то спонтанное происхождение жизни на Земле (даже на поверхности минеральных коллоидов) выглядит событием настолько маловероятным, что, например, один из крупнейших биологов – покойный профессор Н.Н. Воронцов (автор монографии “Развитие эволюционных идей в биологии”. М.: Прогресс, 1999), обсуждая эту проблему, пришел к выводу (с. 603): “Многие эволюционисты предпочитают вообще не обсуждать тему возникновения жизни... Н.В. Тимофеев-Ресовский отвергал саму возможность научной дискуссии по этому поводу”.

Напомню, что самые выдающиеся естествоиспытатели всех эпох (в том числе современной) не поддерживали идею спонтанного возникновения жизни на Земле. Так, Пастер был убежден, что “живое может возникать только из живого, но никак не из мертвой материи”; Вернадский в своем историческом труде “Биосфера” решительно к нему присоединился: “Новое живое естественное тело рождается только из другого живого тела”; создатель эволюционной теории Дарвин в конце жизни тоже пришел к твердому выводу: “невозможность признания того, что великий и дивный мир, с нами самими как сознательными существами, возник случайно, кажется мне самым главным доказательством существования Бога”.

Так же думали Линней, Ньютон, Галилей, Коперник, Кеплер, Фарадей, Ампер, Эдисон, Либих, Ломоносов, Менделеев, Докучаев, Павлов, Пирогов, Эйнштейн, Крик и еще десятки выдающихся ученых (в том числе 14 нобелевских лауреатов), которые своими научными свершениями доказали, что их мышление сильнее, глубже и логичнее, чем у других людей.

Итак, “вопрос остается открытым”, однако стремление авторов рецензируемой книги включиться в обсуждение этой грандиозной проблемы несомненно заслуживает одобрения.

В книге рассмотрено много других “острых” проблем. Об их сложности и значимости можно судить по перечню глав: “Почва и биосфера”, “Почва и человечество”, “Почва и цивилизация”, “Физические свойства почв”, “Молекулярное почвоведение”, “Как долго человек переделывал природу?”, “Лес и почва”. Венчает этот перечень раздел “Вместо заключения – мышление современного естествоиспытателя”, где авторы в предельно лаконичной форме (всего на 16 страницах!) обсуждают многие наиболее наболевшие проблемы современного почвоведения (и не только почвоведения!).

Рассмотрим этот последний (итоговый) раздел более подробно.

1. “Проблемы искусственных ландшафтов”. Авторы предупреждают, что “современная технология ведения хозяйства пока представляет прямую опасность... Выпадение части компонентов из экосистем приводит к тому, что микроорганизмы и вирусы... теряют старых хозяев и переходят на новых... Именно так начались эпидемии СПИДа, атипичной пневмонии и птичьего гриппа... Если при разработке теории оптимального ландшафта не учитывать население всех экосистем и его возможную эволюцию,... то это приведет к уничтожению человека”. Нельзя не признать, что такая точка зрения имеет право на существование.

2. “Основные идеи почвоведения”. Авторы напоминают, что “большинство почвоведов считает главной идеей почвоведения, ее идейной основой – представление В.В. Докучаева о почве, как природном теле, формирующемся под воздействием известных 5 факторов”. Однако “это определение не принимал П.А. Костычев, считает его пройденным этапом и физик-почвовед А.И. Морозов”.

Костычев и Докучаев изучали черноземы одновременно, но с разных сторон: Докучаева больше интересовали биогеографические аспекты образования почв, а Костычева – химические и агрохимические. Поэтому они прекрасно дополняли друг друга. Но, поскольку почвы – очень сложный объект исследования, их мнения по тем или иным частным вопросам совпадали не всегда, и они часто дискутировали, но это была “конструктивная” дискуссия, полезная для всего почвоведения.

А.И. Морозов же – не почвовед, а физик-теоретик, специалист в области плазменных двигателей. Почвоведение было для него лишь одним из многочисленных “хобби”, поэтому предложенные им гипотезы не опираются на фактические данные, а его определение почвы (“почва – полис опенок”) вызывает лишь недоумение. Подробнее эти гипотезы обсуждены ранее (“Почвоведение”. 2009. № 4. С. 507). По этим причинам ставить его имя в один ряд с Докучаевым и Костычевым не стоило: слишком уж малым (по сравнению с ними) был его вклад в почвоведение.

3. “Эволюция почв". Авторы пишут: “Идея эволюции почв развивалась многими учеными после С.И. Коржинского. В.В. Докучаев ее не отвергал, но сам не разрабатывал”. Здесь хорошо было бы уточнить понятие “эволюция”. Обычно под “эволюцией” имеют в виду постепенные изменения природных тел в одном и том же направлении (во время “революции” это направление меняется на прямо противоположное). Докучаев специально включил в число “факторов-почво-

образователей" время, чтобы подчеркнуть постепенный, "эволюционный" характер процессов почвообразования. Его учение – ярчайший пример именно "эволюционного" подхода к изучению природы.

5. В очень интересном разделе "Кто управляет почвой?" авторы пишут: "Важная мысль, отражающая современный подход к природным явлениям – вопрос об управлении почвенными процессами... Эту проблему поставил А.И. Морозов... Он считает, что почвой управляют грибы" (а точнее – опята, потому что их грибницы могут достигать нескольких метров в диаметре). Авторы корректируют его: "Но это скорее следует понимать так, что грибы управляют всей экосистемой. Собственно почвой управляет концентрация разных веществ в растворе, их взаимодействие с твердой фазой... Возможно, что именно микроорганизмы управляют всеми почвенными процессами". Таким образом, управляющими факторами авторы последовательно называют грибы, концентрацию веществ и микроорганизмы. Однако, осталось неясным, почему авторы не включили в число "управляющих" факторов растения, почвенных насекомых и животных, биомасса и активность которых отнюдь не меньше, чем у грибов и микроорганизмов (а часто даже гораздо больше).

Далее авторы отмечают, что "управление почвой, как системой, перекликается с учением об экологических функциях почвы. Экологическая функция включается после соответствующего сигнала, то есть после поступления информации о необходимости включения этой функции". К сожалению, так и осталось неясным, о каких именно экологических "функциях" идет речь (они, ведь, в экосистемах чрезвычайно многочисленны и разнообразны), каким образом они "перекликаются с управлением почвой, как системой", каковы способы и механизмы извлечения, кодирования, передачи и расшифровки информации о необходимости включения этой функции" (они тоже чрезвычайно многочисленны и разнообразны), как осуществляется это "включение".

Остается неясной и сама необходимость постановки вопроса: "Кто управляет почвой?". Большинство почвоведов давно признали, что почва развивается под воздействием пяти факторов-почвообразователей, и логично сделать вывод, что именно они и "управляют" почвой. Но тогда первым поставил вопрос об "управлении почвой" (и дал на него четкий ответ!) не А.И. Морозов, а В.В. Докучаев. А почвоведение уже более века изучает конкретные механизмы этого "управления".

Как видим, не все дискуссионные проблемы авторам удалось решить до конца, однако это нисколько не снижает ценность книги, так как сама постановка этим проблем в высшей степени своевременна и важна для современного почвоведения.

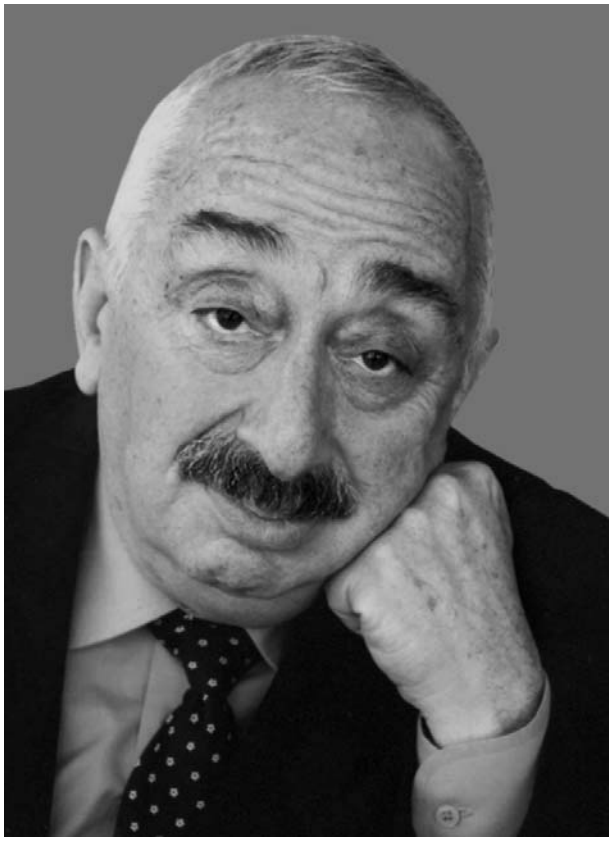
И, наконец, в конце книги читателям задается самая трудная задача: "Есть что-то в нашей почве, благодаря чему она оказывает такое влияние на жизнь нашей планеты... Есть какое-то свойство, которое мы никак не уловим. Но благодаря этому свойству (или совокупности свойств?) почва и является фундаментом биосферы, в том числе и человеческого общества". Из этого высказывания становится ясно, что именно для того, чтобы помочь почвоведам "уловить" это "свойство", авторы книги и собрали воедино многие насущные и дискуссионные проблемы современного почвоведения (и не только почвоведения). Собрали их не для того, чтобы поучать их готовым истинам, а для того, чтобы вместе с ними поразмышлять об "океане неизведанного", который виделся великому Ньютону. Это делает рецензируемую книгу явлением уникальным, выделяющим ее среди обилия монографий, посвященных отдельным частным вопросам почвоведения. Нет сомнения, что она вызовет живейший интерес и стимулирует полезные размышления у тех почвоведов (и не только почвоведов), кого волнует судьба почв, биосферы и человечества.

ПОЧВОВЕДЕНИЕ, 2010, № 4, с. 511–512

ЮБИЛЕЙ

УДК 631.4

ТЕНГИЗУ ФЕДОРОВИЧУ УРУШАДЗЕ 70 ЛЕТ



В январе исполнилось 70 лет со дня рождения известного грузинского почвоведа, современного лидера почвоведов Грузии и лучшего знатока ее почв, организатора углубленных исследований и картографирования почв страны, члена-корреспондента Национальной Академии наук Грузии, Президента Грузинского общества почвоведов Тенгиза Федоровича Урушадзе.

Т.Ф. Урушадзе родился 14 января 1940 г. в Тбилиси в семье служащих. После успешного окончания Грузинского сельскохозяйственного института принимал участие в координационной поездке московских почвоведов по Грузии в 1963 г., что во многом определило дальнейшую "научную судьбу" молодого ученого. Под руководством С.В. Зонна защитил кандидатскую диссертацию в 1967 г., а в 1980 г. – докторскую на факультете почвоведения МГУ им. М.В. Ломоносова. С 1982 г. Тенгиз Федорович прошел путь от заведующего кафедрой почвоведения до ректора Грузинского аграрного университета. С 1992 г. он работает параллельно в Тбилисском государственном университете; в настоящее время является профессором в обоих университетах. За последние 35 лет практически все кандидатские и докторские диссертации по почвоведению в Грузии выполнены под его руководством.

Научные интересы Т.Ф. Урушадзе касаются преимущественно почв Грузии: им обосновано выделение новых, оригинальных почв: желто-бурых, буро-черных – под его руководством впервые за последние 50 лет была издана Почвенная карта Грузии в масштабе 1 : 500000 с легендой, соотнесенной с международной классификацией – WRB. Кроме того, Т.Ф. Урушадзе внес заметный вклад в изучение особенностей горного почвообразования, в выявление взаимосвязи лесной растительности с почвами на примере Грузии и других территорий. Им проводились совместные работы со своим учителем профессором С.В. Зонном, а

также с В.О. Таргульяном, М.И. Герасимовой, А.И. Ромашкевич, В. Блюмом, Х.-П. Блюме в Грузии, на Северном Кавказе, Русской равнине, в Карпатах, Средней Азии, на Памире.

Результаты исследований Тенгиза Федоровича изложены в монографиях: "Научные основы и методические указания к биогеоценотическому изучению почв горных лесов" (совместно с С.В. Зонном), "Почвы горных лесов Грузии", "Горные почвы СССР", "Почвы на красноцветных продуктах выветривания Грузии" (совместно с В.В. Добровольским) и многих статьях в грузинских и международных журналах.

Широкие научные контакты позволили Тенгизу Федоровичу организовать в 2003 г. международный журнал "Проблемы аграрной науки". Этот журнал превратился в орган совместного творческого сотрудничества ученых Грузии, России, Германии, Австрии, Армении, Азербайджана и других стран, а Тенгиз Федорович остается его бессменным энергичным и доброжелательным главным редактором. О высокой эффективности научной деятельности Т.Ф. Урушадзе свидетельствует его признание как в Грузии, где во главе коллектива авторов он был удостоен национальной Государственной премии Грузии в области науки и техники, так и за ее пределами. В 1998–2002 гг. Т.Ф. Урушадзе был избран вице-президентом V комиссии Международного общества почвоведов, Почетным Доктором аграрных университетов Армении и Азербайджана, член-корреспондентом Академии наук и искусства Испании (Барселона).

Коллеги и друзья желают Тенгизу Федоровичу доброго здоровья и плодотворной научной, педагогической и организационной деятельности на многие годы.

Грузинский аграрный университет
Тбилисский государственный университет